

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/277228451>

Avances en el Conocimiento de los Suelos de Chile

Book · January 2006

CITATIONS
10

READS
921

2 authors, including:



Manuel Antonio Casanova
University of Chile

86 PUBLICATIONS 974 CITATIONS

SEE PROFILE

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



Modelling of net nitrogen mineralization in the agroecosystems of Chile [View project](#)



Soil organic carbon turnover rate predictions in the framework of global warming: an approach to determine the role of climate and geochemistry. [View project](#)

AVANCES EN EL CONOCIMIENTO DE LOS SUELOS DE CHILE



W. LUZIO L.
M. CASANOVA P.
(Editores)

2006



GOBIERNO DE CHILE
SERVICIO AGRÍCOLA Y GANADERO
SAG

Re-edición 2020.



UNIVERSIDAD DE CHILE

Edición Digital - 2020

Avances en el Conocimiento de los Suelos de Chile
2006

Registro de Propiedad Intelectual N° 157.822

I.S.B.N. N° 956-19-0352-09

Impreso en MAVAL Ltda.

San José N° 5862

Fono 944 3550

Santiago – Chile

AVANCES EN EL CONOCIMIENTO DE LOS SUELOS DE CHILE

RE-EDICIÓN 2020

Comité editor:

Manuel Casanova P.
Carolina Leiva M.
Walter Luzio L.
Osvaldo Salazar G.
Oscar Seguel, S.
Wilfredo Vera E.
Patricio Lara G.
Francisco Matus B.
Angélica Sadzawka R.
Adriana Nario, M.
Ana María Parada G.
Ximena Videla C.
Inés Pino N.
Germán Ruiz C.
Elías Araya S.

Editores:

Walter Luzio L. y Manuel Casanova P.

(2006)

PRÓLOGO - 2006

El suelo como recurso natural, como recurso productivo o como base de sustentación de estructuras hechas por el hombre no recibe la atención que se merece por parte de la sociedad y tampoco por parte de las autoridades pertinentes de la nación. Probablemente, la mayor parte de las personas tienen la percepción que el suelo es lo que se pisa al caminar, y por lo tanto, su conocimiento es tan rutinario que llega a carecer de significación.

Para las personas que se han dedicado al estudio de sus propiedades, de su distribución, de sus potencialidades, de sus limitaciones y de sus orígenes, el suelo tiene un significado tan profundo como es el de estar ligado a la presencia de la vida sobre el planeta. Esta no es una idea muy original, pues ha sido planteada por numerosos autores contemporáneos, pero además, es necesario señalar que los hombres de hace 10.000 años ya se dieron cuenta de su importancia cuando se comenzaron a establecer los primeros asentamientos humanos: el suelo permitía producir alimentos y fibras, pero no las rocas, ni las aguas.

Algunos autores clasifican al suelo dentro de los recursos naturales renovables, teniendo en mente que su formación deriva de la desintegración y transformación de los materiales geológicos, a través del tiempo. Esta idea es real, pero carece de significación si la proyectamos y comparamos con el tiempo de la vida de un hombre, pues la formación de un suelo implica miles de años y, en algunos casos millones de años, por lo tanto, un suelo que se destruye no se recupera con la misma velocidad con la que nace, vive y se muere un hombre. De esta manera, en nuestra concepción el suelo es un recurso natural no renovable, cuya pérdida es irrecuperable, al menos, para las próximas cien generaciones.

Por lo tanto el suelo constituye un recurso que, además de ser irrecuperable es extremadamente frágil, pues su deterioro o su degradación puede ocurrir en tiempos mensurables de semanas o meses y generalmente por efecto de acciones relacionadas con el mal uso generado por el hombre. Teniendo en mente estas ideas se ha querido entregar a la comunidad de profesionales, estudiantes o personas interesadas en saber más acerca de este recurso, un conjunto de trabajos que tratan de reflejar el estado del conocimiento que se tiene en la actualidad de los suelos y, con especial énfasis, de Chile. Estamos concientes que hay tópicos que faltan, sin embargo no hemos querido dilatar más la entrega de esta publicación, con la esperanza que, en un futuro no muy lejano, podamos cubrir los temas ausentes de este libro.

Editores

PRÓLOGO - 2020

Han pasado 14 años desde la publicación de este anhelado trabajo, sobre uno de los recursos naturales que ha apasionado y preocupado a muchas generaciones en Chile, el suelo.

En este libro hubo aportes tanto significativos como generosos, de numerosa(o)s autore(a)s y co-autora(e)s que, abordando temáticas complejas y diversas con un lenguaje claro, ha mantenido una elevada demanda por contar con accesibilidad a sus contenidos.

No habiendo una iniciativa multidisciplinaria como esta en todos estos años, esperamos que esta publicación virtual sirva a la(o)s actuales formadore(a)s/investigadora(e)s como incentivo para multiplicar esfuerzos como este, a fin de visualizar más al suelo a estas y futuras generaciones.

En casi una década y media, indudablemente se han verificado nuevos y abundantes Avances en el Conocimiento de los Suelos de Chile, empleando tecnología más avanzada. No obstante, se observa que aún amplias extensiones del país siguen sin contar con una cartografía de suelos apropiada y, lo que es más preocupante, la degradación de los suelos de Chile no ha detenido su inexorable marcha en el territorio.

Finalmente, sirva el prólogo de esta publicación virtual para motivarles a pertenecer a la Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo y así promover con mayor fortaleza una Ley de Suelos para Chile.

Editores

1

GÉNESIS DE SUELOS

INTRODUCCIÓN.....

GEOMORFOLOGÍA Y PAISAJES DE LOS SUELOS.....

La Catena.....

La Toposecuencia.....

El Valle Cuenca.....

MODELOS DE FORMACIÓN DE SUELOS

El modelo de H. Jenny.....

El fundamento geológico (material parental)

La energía (clima y organismos)

 Clima

 Organismos.....

Relieve.....

El modelo de R. Simonson

Las adiciones

Las sustracciones (pérdidas).....

Las transferencias (translocaciones)

 Hierro

 Aluminio.....

 Manganeso.....

 Arcilla.....

 Materia orgánica.....

Las transformaciones.....

 Micas

 Anfíboles

 Feldespatos

 Vidrios volcánicos.....

BIBLIOGRAFÍA

2

RASGOS MORFOLÓGICOS DE LOS SUELOS

INTRODUCCIÓN.....

LÍMITES Y GROSOR DE CAPAS.....

Límite de capas.....

 Topografía del límite

 Nitidez del límite

Grosor de los horizontes.....

RAÍCES Y POROS

GRIETAS.....

Grietas iniciadas superficialmente.....

Grietas iniciadas subsuperficialmente

COSTRAS.....

- Costras biológicas.....
- Costras minerales
- Costras químicas.....
- Costras físicas.....

FRAGMENTOS MINERALES GRUESOS Y FINOS DEL SUELO.....

- Fragmentos gruesos del suelo.....
- Abundancia de los fragmentos gruesos del suelo
- Forma y tamaño.....
- Naturaleza e importancia de los fragmentos del suelo.....
- Fragmentos finos o separados del suelo
- Textura y clase textural
- Triángulo textural y clases texturales
- Determinación manual de la clase textural
- Importancia de la clase textural
- Relación entre la clase textural y el contenido de agua
- Rasgos o propiedades relacionadas a la textura.....
- Discontinuidades litológicas.....
- Valor *n*.....
- Materiales orgánicos del suelo

COLOR DEL SUELO.....

- Origen del color del suelo y procesos que lo influncian
- Colores claros de la matriz
- Colores oscuros de la matriz.....
- Colores debidos a procesos redoximórficos y condiciones ácuicas.....
- Determinación y nomenclatura del color.....
- Matiz.....
- Valor.....
- Croma
- Condiciones para medir color.....

RASGOS REDOXIMÓRFICOS.....

- Abundancia o cantidad
- Tamaño.....
- Contraste.....
- Límite
- Tipos de rasgos redoximórficos.....
- Concentraciones redox
- Empobrecimientos redox.....
- Matriz reducida.....
- Color de los rasgos redoximórficos
- Problemas potenciales en la interpretación de los rasgos redoximórficos.....

CONCENTRACIONES.....

- Tipos de concentraciones
- Masas.....
- Materiales finamente diseminados
- Nódulos y concreciones.....
- Cristales
- Materiales heredados.....
- Concentraciones biológicas
- Formas de concentraciones.....

ESTRUCTURA DEL SUELO.....

- Formas o tipos estructurales
- Laminar
- Prismática
- Columnar
- Bloques.....
- Granular.....
- Cuñas o cuneiforme.....
- Grado de la estructura.....
- Grado fuerte.....
- Grado moderado.....
- Grado débil.....
- Sin grado estructural.....
- Tamaño de los agregados
- Otros tipos de organización de las partículas del suelo
- Terrones.....
- Fragmentos de suelo.....
- Concreciones y nódulos.....
- Panes.....
- Factores que determinan la estructura
- Estabilidad de la estructura.....

CONSISTENCIA.....

- Evaluación de la consistencia
- Resistencia a la ruptura.....
- Forma de la falla.....
- Clase de falla
- Criterio (referido a la prueba de campo).....
- Adhesividad.....
- Plasticidad
- Resistencia a la penetración.....
- Tipo del resorte.....
- Dificultad a la excavación
- Importancia de la consistencia.....

RASGOS DE SUPERFICIES DE VACÍOS Y AGREGADOS

- Tipos de rasgos de superficies

RASGOS ESPECIALES.....

BIBLIOGRAFÍA.....

3

PROPIEDADES FÍSICO-QUÍMICAS DE LOS SUELOS I: pH, ACIDEZ Y ALCALINIDAD

EL PH DE LOS SUELOS.....

- Concepto de pH.....
- Determinación del pH del suelo
- Distribución de cationes y pH
- Capacidad de intercambio de cationes efectiva y pH
- Saturación de cationes y pH

Capacidad tampón de pH.....
Hidrólisis del aluminio
Reacciones de la materia orgánica.....
Carga dependiente del pH de las arcillas
Intercambio catiónico
Disolución y precipitación de carbonatos
Importancia de la capacidad tampón de pH.....
Efectos biológicos del pH del suelo
Disponibilidad de los nutrientes
Toxicidad de aluminio
Toxicidad de manganeso
Toxicidad de ión hidrógeno.....
Toxicidad de hierro.....
Actividad microbiológica
Rangos óptimos de pH del suelo para las plantas.....
Herbicidas y el pH del suelo.....
El pH de los suelos de Chile.....

ACIDEZ DE LOS SUELOS

Fuentes de iones hidrógeno
Aluminio.....
Materia orgánica.....
Anhídrido carbónico
Oxidación del nitrógeno
Oxidación de azufre.....
Acidez fisiológica.....
Lluvia ácida
Tipos de acidez del suelo.....
Acidez activa
Acidez intercambiable o acidez reemplazable por sales.....
Acidez residual o acidez no intercambiable
Acidez extraíble o acidez titulable o acidez potencial
Acidez total.....
Procesos antropogénicos en la acidificación del suelo
Fertilizantes acidificantes
Materiales orgánicos formadores de ácidos.....
Acidez de los suelos de Chile en algunas Regiones
Disminución de la acidez del suelo
Encalado
Requerimiento de encalado.....
Ensayos de campo.....
Incubaciones del suelo con CaCO ₃
Titulaciones del suelo con bases
Equilibraciones del suelo con soluciones tampones de pH.....
Estimaciones basadas en el aluminio intercambiable del suelo
Estimaciones basadas en el pH y alguna propiedad fácilmente medible o estimable que esté correlacionada significativamente con la capacidad tampón de pH del suelo
Selección del material encalante.....
Finura.....
Equivalente de CaCO ₃
Aporte de otros elementos
Costo.....
Aplicación de materiales encalantes.....
Época
Frecuencia.....
Profundidad.....

Sobreencalado	
Aplicaciones de yeso	
Aplicaciones de materia orgánica	
Selección y adaptación de especies tolerantes	

ALCALINIDAD DE LOS SUELOS

Fuentes de iones hidroxilos	
Características de los suelos alcalinos	
Deficiencias de nutrientes	
Toxicidad de nutrientes	
Acumulación de carbonato de calcio	
Capacidad de intercambio de cationes	
Disminución del pH del suelo	
Adición de ácidos inorgánicos	
Adición de materia orgánica ácida	
Adición de materiales inorgánicos formadores de ácidos	

BIBLIOGRAFÍA

4

PROPIEDADES FÍSICO-QUÍMICAS DE LOS SUELOS II: ADSORCIÓN E INTERCAMBIO IÓNICO

EL SUELO COMO UN CONJUNTO DE FASES E INTERFASES

Fase sólida	
Constituyentes inorgánicos	
Constituyentes orgánicos	
Fase líquida	
Fase gaseosa	
Interfase sólido-líquido	

TIPOS DE COLOIDES DEL SUELO

Arcillas de alúminosilicatos cristalinos	
Arcillas de alúminosilicatos no cristalinos	
Coloides de óxidos de hierro y aluminio	
Coloides orgánicos (humus)	

PROPIEDADES DE LOS COLOIDES DEL SUELO

Área superficial	
Carga superficial	
Carga permanente	
Carga variable	
Adsorción	
Adsorción de cationes y aniones	
Adsorción no específica o por formación de complejos de esfera externa; Error! Marcador no definido.	
Adsorción específica o por formación de complejos de esfera interna	
Doble capa difusa	
Proceso de floculación-dispersión	
Adsorción de agua	

INTERCAMBIO DE CATIONES

Características de las reacciones de intercambio de cationes	
Rapidez	
Reversibilidad	

Estequiometría.....

Ley de acción de masas.....

Ley de las relaciones.....

Selectividad de los cationes.....

Cationes complementarios.....

Capacidad de intercambio de cationes.....

Forma de expresión.....

Métodos de determinación de la capacidad de intercambio de cationes.....

 Capacidad de intercambio de cationes a pH 7,0.....

 Capacidad de intercambio de cationes a pH 8,2.....

 Capacidad de intercambio de cationes efectiva.....

Significado de la CIC-7, CIC-8,2 y CICE.....

Capacidad de intercambio de cationes de los suelos.....

Cationes intercambiables.....

Saturación de cationes.....

ADSORCIÓN E INTERCAMBIO DE ANIONES.....

 Adsorción no específica de aniones.....

 Adsorción específica de aniones.....

Retención de fósforo.....

 Reacciones de precipitación.....

 Reacciones de adsorción.....

 Capacidad de retención de fósforo de los suelos.....

 Capacidad tampón de fósforo.....

BIBLIOGRAFÍA.....

5

QUÍMICA, DIAGNÓSTICO Y RECUPERACIÓN DE SUELOS AFECTADOS POR SALES

INTRODUCCIÓN.....

QUÍMICA DE LOS SUELOS AFECTADOS POR SALES.....

Conductividad eléctrica.....

 Extracto de saturación.....

 Otros métodos.....

 Potencial osmótico.....

 Concentración iónica.....

 multiplicar:.....

Relación de adsorción de sodio.....

Porcentaje de sodio intercambiable.....

 Determinación del PSI en suelos no afectados por sales.....

 Determinación del PSI en suelos afectados por sales.....

pH.....

Iones específicos.....

 Boro.....

Calcita y carbonatos asociados.....

Yeso.....

DIAGNÓSTICO DE LOS SUELOS AFECTADOS POR SALES.....

Muestreo de suelos.....

Diagnóstico de la salinidad.....

Grado de salinidad.....

Diagnóstico de la sodicidad.....	
Importancia del pH del suelo.....	
Diagnóstico de la toxicidad de elementos específicos.....	
Sodio.....	
Cloruro.....	
Boro.....	
Presencia de calcita y carbonatos asociados.....	
Presencia de yeso.....	

RECUPERACIÓN DE LOS SUELOS AFECTADOS POR SALES.....

Recuperación de suelos salinos.....	
Nivelación del terreno.....	
Drenaje.....	
Aradura profunda.....	
Lavado de las sales.....	
Recuperación de suelos sódicos.....	
Enmiendas.....	
Estimación del requerimiento de enmienda en el mejoramiento de la calidad del agua de riego.....	
Estimación del requerimiento de enmienda en el mejoramiento de la calidad del suelo.....	
Mezclas de aguas.....	
Modificación del pH del suelo.....	
Recuperación de suelos con toxicidad de elementos específicos.....	

BIBLIOGRAFÍA.....

6

FERTILIDAD DE SUELOS Y NUTRICIÓN DE CULTIVOS; DESARROLLO DE LA EXPERIENCIA EN CHILE

INTRODUCCIÓN.....

Breve reseña histórica.....	
Desarrollo de la fertilidad de suelos en Chile.....	
Nueva conciencia de una agricultura sustentable.....	
Recomendaciones de fertilización y necesidades nutricionales de los cultivos.....	

MÉTODO DE LA CALIBRACIÓN.....

Cálculo de la dosis óptima económica.....	
Un estudio de caso de calibración para nitrógeno.....	

MÉTODO DEL BALANCE.....

Ciclo biogeoquímico del nitrógeno.....	
Índices de disponibilidad de nitrógeno.....	
Plantas indicadoras.....	
Índices de mineralización potencial de nitrógeno en laboratorio.....	
Índices de mineralización basados en extracción química.....	
Estimaciones/mediciones de campo.....	
Uso de fertilizantes marcados con ¹⁵ N.....	
Modelos de simulación.....	
Modelos de simulación usados en Chile.....	
Ecuaciones del balance para la fertilización nitrogenada.....	
Método de Stanford.....	
Parámetro N _y	
Parámetro Ef _N	
Parámetro N _s	

Estudio de caso de la fertilización nitrogenada en cebada cervecera.....	
Balance de masas.....	
Ejemplo de cálculo del balance de masas.....	
Conclusiones del método del balance de nitrógeno.....	
Ecuación del balance para la fertilización fosfatada.....	
Índices de disponibilidad de P-Olsen.....	
Reacción lenta o efecto residual.....	
Recuperación de fósforo según la especie de cultivo.....	
Fertilización de corrección de fósforo.....	
Parámetro P_y	
Parámetro P_s	
Parámetro E_f	
Fertilización de mantención de fósforo.....	
Estimación de las dosis de potasio.....	
Fertilización de corrección de potasio.....	
Fertilización de mantención de potasio.....	
Cálculo de la dosis de nitrógeno y fósforo.....	
Fertilización nitrogenada.....	
Fertilización fosforada.....	
Dosis de mantención de fósforo.....	
Dosis de corrección de fósforo.....	

EL ANÁLISIS DE SUELO COMO HERRAMIENTA DE DIAGNÓSTICO Y CONTROL.....

Fuentes, forma y época de aplicación de fertilizantes.....	
Fertilizantes nitrogenados.....	
Fertilizantes fosforados.....	

ENCALADO.....

Tolerancia de los cultivos a la acidez del suelo.....	
Corrección de la acidez del suelo.....	
Frecuencia de encalado.....	
Fuentes, época y formas de aplicación de encalado.....	

BIBLIOGRAFÍA.....

7

CLASIFICACIÓN DE SUELOS

INTRODUCCIÓN.....

Principios esenciales de la Clasificación de Suelos.....	
--	--

TAXONOMÍA DE SUELOS (SOIL SURVEY STAFF, 1999).....

Categorías del sistema.....	
Orden.....	
Suborden.....	
Gran Grupo.....	
Subgrupo.....	
Familia.....	
Series.....	

HORIZONTES Y CARACTERÍSTICAS DE DIAGNÓSTICO.....

Horizontes diagnósticos superficiales.....	
Epipedón Antrópico (Gr. anthropos, ser humano).....	

Epipedón Folístico (L. folia, hoja).....	
Epipedón Hístico (Gr. histos, tejido)	
Epipedón Melánico (Gr. melas, melan, negro).....	
Epipedón Mólico (L. mollis, suave)	
Epipedón Ócrico (Gr. ochros, pálido).....	
Epipedón Plágeno (Ger. plaggen, tierra vegetal).....	
Epipedón Úmbrico (L. umbra, oscuro).....	
Horizontes diagnósticos subsuperficiales	
Horizonte Ágrico (L. ager, campo).....	
Horizonte Álbico (L. albus, blanco)	
Horizonte Argílico (L. argilla, arcilla blanca)	
Horizonte Cálxico (L. calcis, caliza).....	
Horizonte Cábico (L. cambiare, de cambio).....	
Duripán (L. durus, duro).....	
Horizonte Espódico (Gr. spodos, ceniza)	
Fragipán (L. fragilis, quebradizo).....	
Horizonte Gípsico (L. gypsum, yeso).....	
Horizonte Glósico (Gr. glossa, lengua)	
Horizonte Kándico (modificado de Kandita).....	
Horizonte Nátrico (L. natrium, sodio)	
Orstein	
Horizonte Óxico (F. oxide, óxido).....	
Horizonte Petrocálxico (Gr. petra, roca y cálcica).....	
Horizonte Petrogípsico (Gr. petra, roca y yeso)	
Horizonte Plácico	
Horizonte Sállico (L. sal, sal)	
Horizonte Sómbrico (F. sombre, oscuro)	
Características de diagnóstico para suelos minerales	
Materiales álbicos.....	
Propiedades ándicas.....	
Materiales espódicos	
Minerales meteorizables	
Características de diagnóstico para suelos orgánicos	
Materiales fíbricos de suelo	
Materiales hémicos de suelo.....	
Materiales sápricos de suelo	
Materiales humilúvicos	
Materiales límnicos	
Características de diagnóstico para suelos orgánicos e inorgánicos	
Condiciones ácuicas	
Cryoturbación	
Materiales gélicos.....	
Capa glácica	
Permafrost	
Materiales sulfurosos.....	
Horizonte sulfúrico	
Regímenes de humedad de los suelos.....	
Regímenes de temperatura de los suelos	
Regímenes de humedad y temperatura de los suelos en Chile	
Regímenes de humedad.....	
Regímenes de temperatura	

LOS ÓRDENES DE LA TAXONOMÍA

Alfisols	
Andisols.....	

Aridisols	
Entisols	
Gelisols	
Histosols	
Inceptisols.....	
Mollisols.....	
Oxisols.....	
Spodosols	
Ultisols	
Vertisols	

EJEMPLOS DE SUELOS CLASIFICADOS EN CHILE DE ACUERDO A LA TAXONOMÍA DE SUELOS (USDA).....

V Región de Valparaíso.....	
Región Metropolitana.....	
VI Región del Libertador Bernardo O'Higgins	
VII Región del Maule.....	
VIII Región del Bío-Bío.....	
IX Región de la Araucanía	
X Región de Los Lagos, provincia de Valdivia.....	
X Región de Los Lagos, provincia de Osorno.....	
X Región de Los Lagos, provincia de Llanquihue	
X Región de Los Lagos, Isla Grande de Chiloé	

BASE MUNDIAL DE REFERENCIA PARA LOS RECURSOS DE SUELO (BMR, FAO, 1998).....

Principios de WRB	
Principios generales de la diferenciación de clases según WRB	
Conceptos básicos de WRB.....	
La cubierta suelo	
La estructura del suelo.....	
Horizontes, propiedades y materiales diagnósticos	

GRUPOS DE REFERENCIA DE SUELOS (SIGUIENDO LA SECUENCIA DE LA CLAVE).....

GRUPOS DE REFERENCIA DE SUELOS (ACORDE A SU FORMACIÓN).....

BIBLIOGRAFÍA

8

CARTOGRAFÍA DE SUELOS

INTRODUCCIÓN.....	
-------------------	--

CONCEPTOS BÁSICOS	
-------------------------	--

Pedón.....	
Polipedón.....	

LA SERIE DE SUELOS	
--------------------------	--

Nuevas Series.....	
Variante.....	

Taxadjunto	
Fases.....	
Las áreas misceláneas	
UNIDADES CARTOGRÁFICAS	
Designación de las unidades cartográficas	
Clases de unidades cartográficas.....	
Consociaciones	
Complejos y Asociaciones.....	
Grupos no diferenciados.....	
Suelos similares y suelos disímiles	
Suelos similares	
Suelos disímiles	
Inclusiones no limitativas	
Inclusiones limitativas	
Inclusiones cartográficas y como minimizarlas	
Unidades taxonómicas versus unidades cartográficas.....	
Tipos de levantamientos de suelos y sus unidades cartográficas	
Uso y características de los levantamientos de suelos	
Material de base.....	
Ortofotos.....	
Mosaico aerofotogramétrico.....	
Mapas topográficos	
Técnicas de cartografía	
Ayuda a las operaciones de campo.....	
La leyenda descriptiva.....	
Descripción y la clasificación de los suelos.....	
Leyenda de identificación.....	
Leyenda de símbolos especiales y convencionales.....	
Leyenda y el mapa general de suelos	
Técnicas avanzadas para los levantamientos de suelos	
Análisis de imagen de video	
Radar de penetración	
CARTOGRAFÍA DE SUELOS EN CHILE	
Criterios de Fases	
Mapas interpretativos	
Capacidad de Uso de los suelos	
BIBLIOGRAFÍA.....	

9

TÉCNICAS ISOTÓPICAS APLICADAS A LOS ESTUDIOS DE SUELO Y PLANTAS; Error! Marcador no definido.

INTRODUCCIÓN.....	
Fertilidad de suelos y nutrición mineral	
Uso de isótopos radiactivos y estables.....	
Métodos convencionales y métodos isotópicos	
Método clásico o convencional	
Método de las diferencias	
Método isotópico	

NITRÓGENO

- Fertilizantes marcados con ¹⁵N.....
- Principales estudios con utilización de ¹⁵N.....
- Eficiencia de la fertilización nitrogenada
- Evaluación directa de la EUF
- Evaluación indirecta de la EUF
- Uso de ¹⁵N en sistemas agrícolas.....
- Sistemas de manejo
- Balance de N en dos sistemas de manejo
- Balance de nitrógeno en árboles frutales
- Fijación biológica del nitrógeno
- Métodos para medir fijación de nitrógeno.....
- Método de la diferencia de nitrógeno total
- Observación de nódulos
- Actividad de reducción de acetileno.....
- Uso de gas ¹⁵N₂.....
- Uso de fertilizantes o sustratos enriquecidos con ¹⁵N.....
- Método de la abundancia natural
- Uso de ¹⁵N en fijación biológica de nitrógeno.....
- Dinámica de la mineralización e inmovilización del nitrógeno.....
- Metodología.....
- Efecto de los polifenoles sobre la mineralización y nitrificación bruta
- Efecto del contenido de agua en la mineralización bruta e inmovilización de N

FÓSFORO.....

- Fertilizantes fosfatados marcados con ³²P
- Evaluaciones agronómicas y económicas: Factores de suelo
- Eficiencia de uso de superfosfato triple en invernadero
- Efectos de cultivo y genotipos en la eficiencia de uso.....
- Efecto residual de la roca fosfórica en el tiempo.....

CINÉTICA DE INTERCAMBIO ISOTÓPICO.....

- P biodisponible
- P isotópicamente intercambiable en los suelos como P disponible
- Parámetros del estado de P en el suelo
- Factor intensidad
- Factor cantidad
- Factor capacidad.....
- Parámetros cinéticos
- Cálculo del tamaño de los pooles
- Interpretación de los datos en términos de fertilidad de suelos
- Factor intensidad
- Factor cantidad
- Factor capacidad o capacidad buffer
- Factor tiempo.....

ACTIVIDAD DE LAS RAÍCES.....

- Técnicas con trazadores.....
- Aplicaciones
- Procedimiento para la inyección en árboles
- Muestreo y análisis de la planta.....
- Fuentes de es

USO EFICIENTE DEL AGUA

Discriminación isotópica	
Determinación del contenido de agua en el suelo.....	
Método de la moderación de neutrones	

FERTIRRIGACIÓN.....

Sistemas de riego.....	
Riego por goteo	
Riego por aspersión	
Ventajas y limitaciones del fertirriego.....	
Ventajas	
Limitaciones	

MATERIA ORGÁNICA.....

EROSIÓN

AGROQUÍMICOS.....

BIBLIOGRAFÍA

10

CONSERVACION DE SUELOS Y DESERTIFICACION

INTRODUCCIÓN.....

CONCEPTO DE DEGRADACION DE SUELOS

Degradación física	
Sellamiento.....	
Encostramiento	
Degradación química.....	
Degradación biológica.....	

DESERTIFICACION

Definición de desertificación.....	
Causas de la desertificación.....	
Efectos de la desertificación	
Proceso de desertificación	
El Sistema Climo-Ecogeomorfológico	
Enfoque de las estrategias contra la desertificación	
El caso de la Región de Coquimbo y la desertificación	

11

SIRSD: UN INSTRUMENTO DE FOMENTO APLICADO A LOS SUELOS DE CHILE.

INTRODUCCION.....

EL CONCEPTO DE FOMENTO PRODUCTIVO.....

EL SIRSD (SISTEMA DE INCENTIVOS PARA LA RECUPERACIÓN DE SUELOS DEGRADADOS) COMO INSTRUMENTO DE FOMENTO.....

Historia del Programa.....	
El Sistema de Incentivos para la Recuperación de Suelos Degradados.....	
Programas específicos del SIRSD.....	
Fertilización fosfatada.....	
Enmiendas calcáreas.....	
Praderas	
Conservación de suelos.....	
Rehabilitación de suelos.....	
Rotación de cultivos.....	
Acceso a los incentivos.....	
Resultados obtenidos por el SIRSD.....	

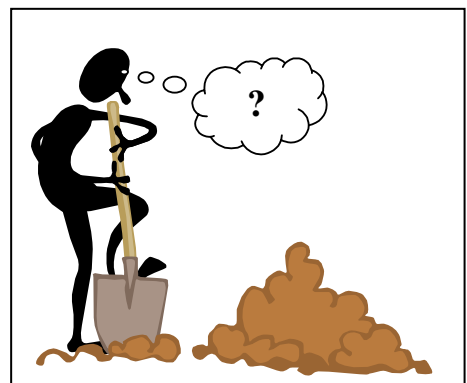
1

GÉNESIS DE SUELOS

Walter Luzio L.
Manuel Casanova P.
Wilfredo Vera E.

Universidad de Chile

LUZIO, W., CASANOVA, M. y VERA, W. 2006. Génesis de suelos. pp: 1-26. *In:* Avances en el conocimiento de los suelos de Chile (Re-edición, 2020). Luzio, W. y Casanova, M. (Eds.). Santiago, Chile.



INTRODUCCIÓN

La Ciencia del Suelo es una Ciencia de la Tierra que cuantifica los factores y los procesos de la formación del suelo incluyendo calidad, extensión, distribución y variabilidad espacial de los suelos desde las escalas microscópicas hasta las megascópicas (Figura 1).

La variabilidad espacial de los suelos en el paisaje está gobernada por los procesos de formación de suelos los cuales actúan en forma interactiva: la litología, el clima, la biología, el relieve y el tiempo. Los suelos constituyen un continuum, de tal manera que los procesos e impactos que pueden ocurrir en las partes más elevadas del relieve afectan directamente a los suelos adyacentes de las partes más bajas. Esto se debe a las transferencias de flujos de energía y flujos de masa, los cuales constituyen las fuerzas esenciales de la pedogénesis y que actúan tanto dentro como sobre los cuerpos tridimensionales del suelo en su paisaje.

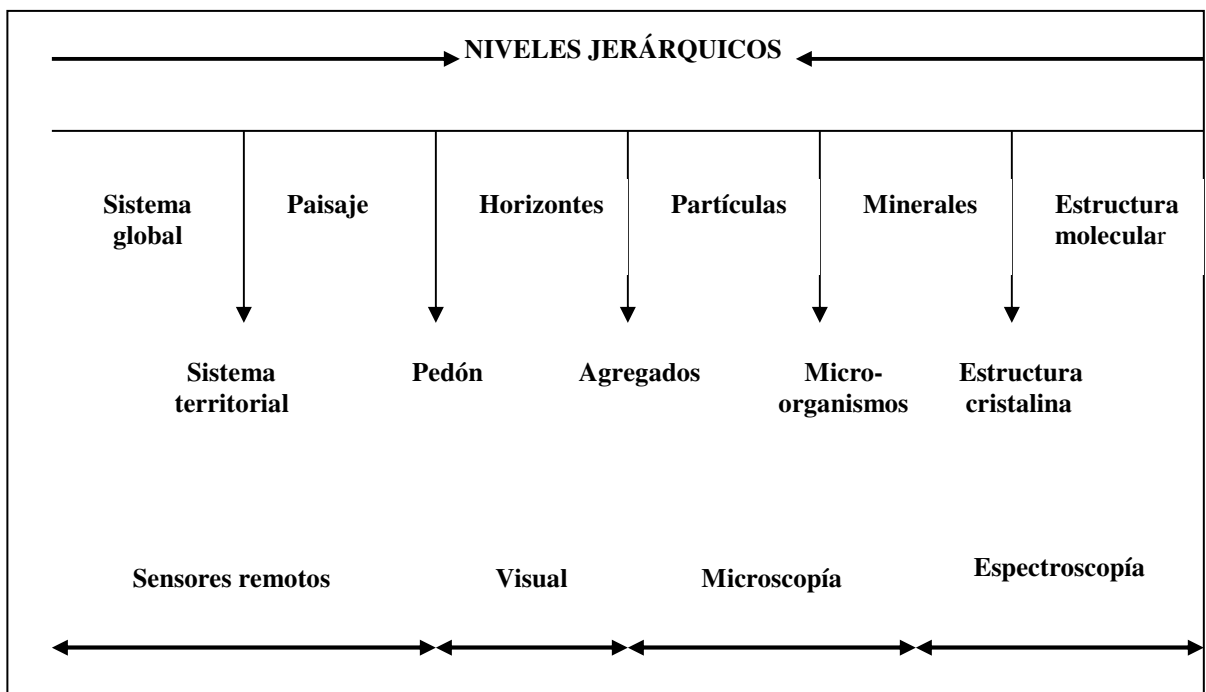


Figura 1. Niveles de percepción de los estudios de suelos.

GEOMORFOLOGÍA Y PAISAJES DE LOS SUELOS

Los suelos constituyen un continuum que se ubica en la interfase de la atmósfera, la hidrósfera, la biósfera y la litósfera (la pedósfera).

Para comprender integralmente a los suelos, predecir exitosamente el patrón de ellos y anticipar su comportamiento, se deben comprender las relaciones entre los suelos, los paisajes y los sedimentos superficiales.

Durante el desarrollo del paisaje y la evolución de los suelos, el patrón de drenaje gobierna fuertemente el flujo de masa y de energía de los sistemas. Cuando las redes de drenajes son cerradas tanto los componentes químicos como los productos de erosión se distribuyen hacia *sumideros* o hacia áreas depresivas locales próximas. En cambio en los drenajes abiertos la dispersión de esos componentes se produce hacia otras áreas externas.

Por lo tanto, las diferencias en las redes de drenaje son de particular importancia cuando se consideran los efectos del paisaje (relieve) en los suelos a través de:

- El régimen de humedad.
- El régimen de elementos nutrientes.
- La contaminación del medio.
- La recarga de los acuíferos.
- Los potenciales de producción de cultivos.

Es evidente entonces que, para comprender, interpretar y transferir los conocimientos sobre los recursos edáficos desde una región a otra, se debieran comprender y aplicar modelos sistemáticos de la **relación suelo/geomorfología**.

Algunos de estos modelos de relación suelo/geomorfología son los siguientes:

La Catena (Milne, 1936)

Este término se utiliza para describir una secuencia repetitiva de suelos que ocurren en las partes altas de una colina y en las partes bajas de un valle. Esencialmente los suelos se desarrollan a partir de un solo tipo de roca parental. Las diferencias en los suelos provienen de las diferencias en los drenajes subsuperficiales, el transporte lateral de sedimentos y la translocación de materiales en la superficie de los suelos (Figura 2).

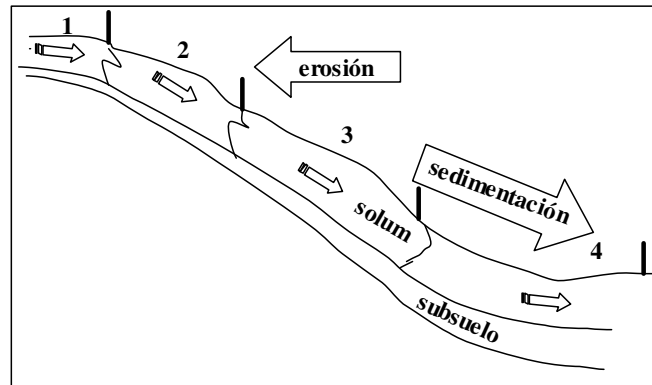


Figura 2. Secuencia de suelos en una pendiente. Las variaciones en el drenaje contribuyen a la Catena, siendo ésta más compleja por las variaciones en los materiales parentales.

La Toposecuencia (Bushnell, 1942)

El concepto se relaciona con las diferencias en la morfología de los suelos, en particular el color, a lo largo de la pendiente en una colina. Las diferencias se atribuyen a la posición en la pendiente y al sistema hidrológico local, pero no a la influencia de la erosión y la sedimentación. Frecuentemente los términos Catena y Toposecuencia se utilizan como sinónimos, sin embargo su significado original no fue el mismo.

El Valle Cuenca (Huggett, 1975)

Esta situación geomorfológica expande el concepto de catena ya que propone una unidad tridimensional del 'paisaje-suelo'. Los límites funcionales de este paisaje-suelo quedan definidos por la interfase suelo-atmósfera, el frente de meteorización en la base del suelo y la divisoria de drenaje de la cuenca.

Los límites topográficos de la red de drenaje definen los límites físicos y la dirección de los escurrimientos y, por lo tanto, controlan los procesos geomorfológicos tales como la erosión, el transporte y la depositación.

MODELOS DE FORMACIÓN DE SUELOS

Los suelos son sistemas demasiado complejos como para tratar de explicarlos y entenderlos de una manera sencilla. Es por esto que se han desarrollado algunos modelos científicos para tratar de explicarlos; sin embargo, hasta la fecha no existe ningún modelo que proporcione por sí solo una completa comprensión de los sistemas suelo.

Los dos modelos más importantes y bien conocidos son la aproximación factorial de Jenny (1941) y el modelo de Simonson (1959).

Ambos modelos han sido utilizados en Chile en estudios de pedogénesis en suelos de diferentes regiones del país, incluso en estudios de laboratorio (Besoain, 1958; Luzio *et al.*, 2001; Luzio *et al.*, 2002; Vera y Luzio, 1980; Vera *et al.*, 1979; Vera y Elissegaray, 1977).

El modelo de H. Jenny

El concepto de los **Factores de Formación de Suelos** es uno de los más primarios y más importantes en la Ciencia del Suelo. Define al suelo como un componente del ecosistema que debe ser caracterizado en términos del substrato geológico y del material biológico (Figura 3).

$$S = f(cl, o, p, r, t, \dots)$$

El conocimiento de las propiedades de los suelos producidas por la interacción de las variables del medio permite predecir las características del suelo a nivel de detalle, local, regional o global. El hecho que las características de los suelos se puedan predecir en base a las variables del medio es de vital importancia para la confección de los mapas de suelos, debido a que es prácticamente imposible describir, muestrear y caracterizar todos los perfiles de suelos que existen, lo cual implicaría un estudio de los suelos en escala 1:1, carente de toda lógica.

La interacción de las variables del medio, explica la existencia de los **Procesos de Formación de Suelos**, cuya influencia sobre el material parental queda impresa en las características morfológicas que exhiben los suelos en la actualidad pero que a su vez, alteran e influncian a los procesos que se están produciendo en el presente. De una manera general, las variables del medio se pueden agrupar como geológicas (*p*), climáticas (*cl*), biológicas (*o*) y topográficas (*r*).

Las características geológicas constituyen el factor de sitio y establecen la condición inicial de la formación del suelo, o bien, como también sería deducible el tiempo "0" en la formación de un suelo.

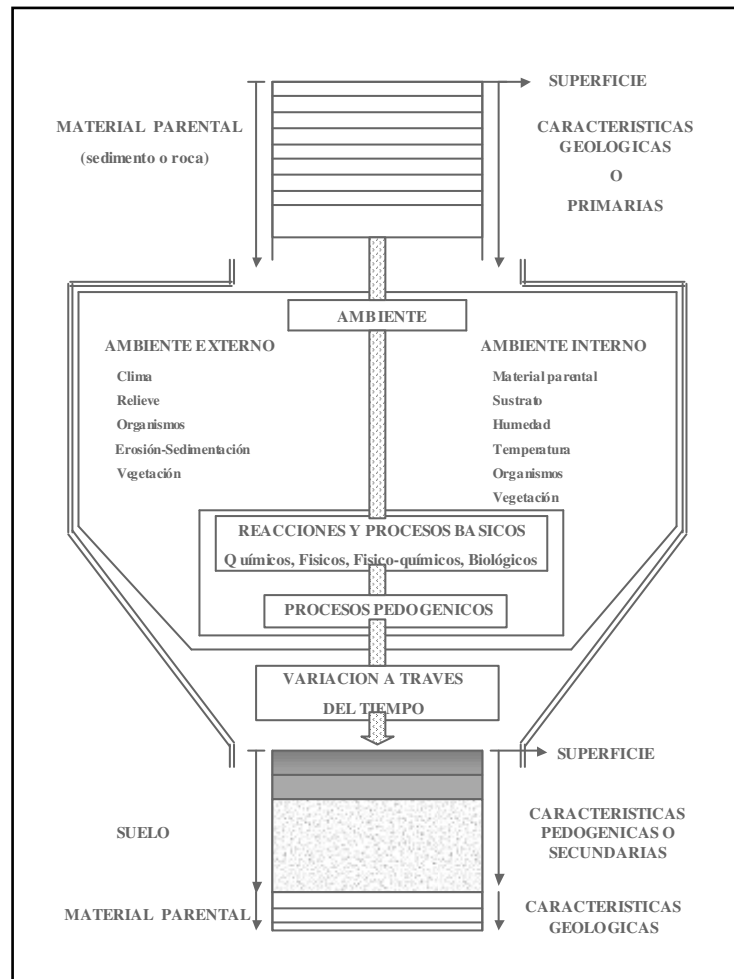


Figura 3. Esquema que muestra la influencia de los factores de ingreso de energía (proveniente de ambientes internos y externos) sobre los factores de sitio (material parental), cuyo resultado final es EL SUELO (Fuente: W. Vera, Origen del suelo, WWW: <http://trantor.SISIB.uchile.cl/Bdigital>).

Los factores climáticos y biológicos representan los ingresos de energía que conducirán la dirección en el desarrollo del suelo. Estos factores de energía comparten una fuerte covarianza espacial y temporal debido a la dependencia de los organismos vegetales y animales, del clima. Aun cuando hasta este nivel del análisis se podría deducir una clara relación causa-efecto en el desarrollo de los suelos, puede ser y, en la práctica resulta así, que a causa de las diferencias locales en topografía, todos los factores anteriores pueden verse modificados a tal extremo que algunos de ellos pueden llegar a representar una influencia superior al 50% en el desarrollo de un suelo, en cambio otros pueden quedar anulados temporal o permanentemente. Esto se debe a que el cambio en las redes de drenaje genera alteraciones directas e indirectas sobre todos los procesos de los suelos.

Todos los **Procesos de Formación** (Figura 4), producto de la interacción de las variables de sitio y de los ingresos de energía, actúan a través del tiempo (t).

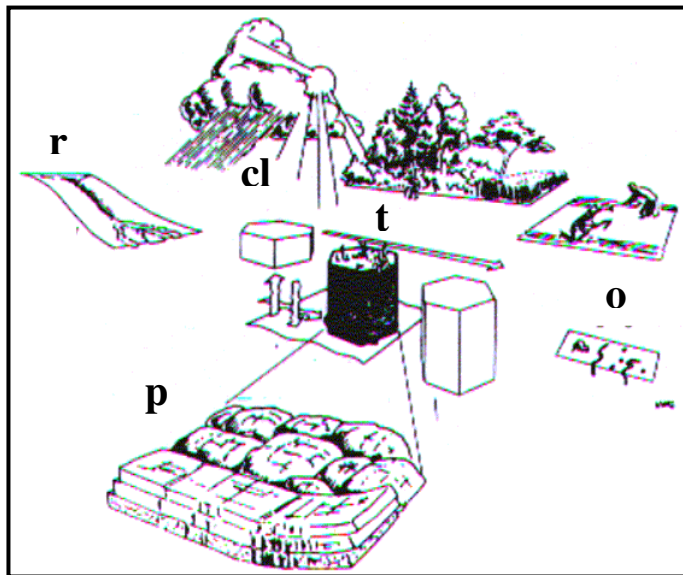


Figura 4. Factores de formación de suelos

Finalmente, la manipulación humana de los suelos (...) es lo suficientemente significativa como para considerar que puede producir alteraciones de importancia en las propiedades de los suelos. De manera que se postula que la ecuación antes señalada quedaría:

$$S \text{ ó } s = f(\text{cl}, \text{o}, \text{p}, \text{r})_{t_1} + \text{m}^{t_2}$$

donde s corresponde a cualquier propiedad del suelo y m al manejo que se hace del suelo, que indudablemente involucra tiempos de formación (t_2) distintos a los que operan en conjunto con el resto de los factores de formación (t_1)

El fundamento geológico (material parental)

Es necesario considerar a los procesos geológicos en su más amplia acepción, es decir, desde la tectónica de placas hasta el volcanismo y desde la sedimentación de carbonatos en los océanos profundos hasta las glaciaciones. Todos estos procesos constituyen el material base, el *material parental*, que crea las condiciones adecuadas para que, eventualmente, sirvan de substrato para la formación de un suelo. Así, la litología del material parental determina la naturaleza física y mineralógica que tendrá el suelo.

Los suelos formados a partir de arcillas marinas y pizarras heredarán una gran cantidad de coloides que resultan en una lenta infiltración de agua, una disponibilidad de agua para las plantas relativamente baja y en un comportamiento dinámico del tipo dilatación/contracción. Los suelos de las terrazas marinas descritos por Luzio *et al.* (1978) en la IV Región de Coquimbo, ejemplarizan los sedimentos marinos finos. En ese trabajo se describen suelos con textura franco limosa en superficie y arcillosa en el subsuelo, con presencia de un horizonte argílico. En sectores próximos a Huentelauquén, este horizonte argílico es reemplazado por un

horizonte nátrico, cuyo origen se encontraría en el aporte de sodio proveniente de la sedimentación marina.

En contraste, los suelos formados a partir de areniscas cuarcíferas o de granito meteorizado tenderán a ser arenosos con algo de arcilla heredada, ya sea a partir de adiciones eólicas o bien de impurezas que haya tenido inicialmente la roca original. Comúnmente los suelos son excesivamente drenados, tienen una baja fertilidad y una baja capacidad de retención de agua. La Serie Las Rosas (CIREN, 1997a) es un suelo de texturas gruesas que ocupa una posición plana o de plano inclinado, cuyo origen se encuentra en los sedimentos provenientes de la meteorización del granito que forma parte del batolito de la Cordillera de la Costa y que ha dado origen al suelo residual Lo Vásquez. La intensa erosión a la que ha estado sometido este suelo ha permitido el transporte de los sedimentos a las posiciones más bajas del relieve, en los valles, los que han dado origen al suelo Las Rosas (Xerochrept). En la Región Metropolitana se pueden encontrar diversos suelos aluviales de texturas gruesas con baja retención de agua, cuyo origen se encuentra en sedimentos de arenas cuarcíferas tales como el suelo perteneciente a la Serie Lampa. Su perfil textural es franco arenosa fina hasta los 96 cm, con una secuencia de estratas finas y gruesas en profundidad (CIREN, 1996). A causa de sus condiciones morfológicas y químicas se le clasificó como un Haploxeroll. Otros suelos derivados de materiales parentales arenosos se han descritos en las terrazas marinas de la IV Región de Coquimbo (Luzio *et al.*, 1978). Se les ha considerado como suelos formados a partir de dunas estabilizadas, que muestran una evolución muy incipiente. La cubierta vegetal ha permitido la formación de un horizonte superficial (ótrico) con una mayor acumulación de materia orgánica que el resto del suelo. Se les clasificó como Torripsamment.

La mineralogía del material parental determina propiedades del tipo ecológico, tales como suministro de nutrientes y retención y movimiento del agua.

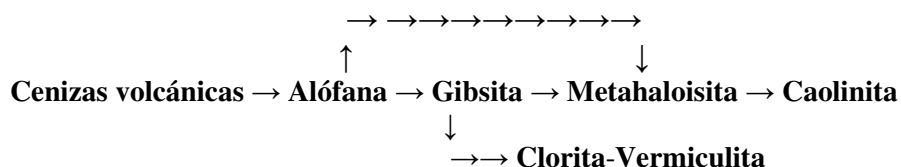
Las rocas máficas típicamente se meteorizan hacia smectitas y una fracción coloidal rica en óxidos de Fe, simultáneamente con la liberación de Ca y Mg, cationes que pueden ser usados por la vegetación y los organismos del suelo. Las smectitas proveen una CIC elevada la cual lógicamente proporciona un intercambio de nutrientes elevado. A partir de las rocas máficas, los suelos pueden desarrollar horizontes con alto contenido de arcilla (smectitas) las que, al expandirse en húmedo, reducen el movimiento del agua debido al cierre de los macroporos. Los suelos derivados de materiales básicos, ricos en Ca y Mg y cuya meteorización origina smectitas fueron estudiados en Chile, con cierta intensidad en años anteriores (Luzio, 1985; Luzio y Menis, 1975; Luzio y Menis, 1978; Menis *et al.*, 1975). La mayoría de estos suelos corresponden a Xererts (Vertisols). Sin embargo, los materiales básicos de tipo basáltico y basáltico-andesítico que forman parte de las tefras depositadas en gran parte del país han dado origen a Andisols, debido a que su evolución ha seguido una dirección diferente a través de la formación de minerales de baja cristalinidad, tales como alófana e imogolita (Besoán, 1958).

Las rocas félsicas tienden a meteorizarse hacia una fracción coloidal dominada por caolinita y eventualmente gibsita, con liberación de Ca y K que pueden ser usados por el componente biológico. La caolinita y la gibsita proporcionan una baja CIC, resultando en una rápida lixiviación de nutrientes. La presencia de cuarzo en las rocas félsicas, proporciona la trama esquelética de granos de cuarzo resistentes que ayudan a una rápida percolación del agua. Un ejemplo de esta situación es la Asociación Constitución (Rhodoxeralfs) (CIREN, 1997b), constituida por suelos formados a partir de filitas muy meteorizadas con matriz arcillosa. El pH

de estos suelos es de 5,5 o inferior y la saturación de bases, en los horizontes superficiales, no alcanza a 30%. La CIC es baja, fluctuando entre 11 y 16 cmol kg^{-1} , a una profundidad de 25 y 159 cm. En el horizonte superficial ésta es ligeramente más elevada a causa del mayor contenido en materia orgánica.

En el caso de la caliza, que es casi pura calcita, por meteorización solamente se libera Ca y H_2CO_3 . La fracción coloidal de los suelos formados a partir de caliza es heredada de las impurezas de la roca o bien por adiciones eólicas. En la Región Metropolitana se encuentra la Serie Agua del Gato (Petrocalcic Calciaquoll) (CIREN, 1996) constituida por suelos de origen lacustre, de texturas finas, derivados de materiales calcáreos y con un horizonte petrocálcico bajo los 50 cm de profundidad. Los suelos son calcáreos a través de todo el perfil, con contenidos de carbonato de calcio de 37% en el horizonte petrocálcico.

Las cenizas volcánicas, como materiales parentales edáficos, tienen una importancia trascendental para Chile, tanto por la extensa distribución de sus depositaciones como por la naturaleza de los suelos originados. La meteorización de las cenizas se produce en forma relativamente rápida, en las condiciones de humedad adecuada, debido a la gran superficie específica y la rápida liberación de Si y Al desde los vidrios volcánicos, lo cual resulta en la precipitación de aluminosilicatos no cristalinos (Harsh, 2000). De acuerdo con Besoán y González (1978), esta etapa primaria puede producirse en 8.000 años y la fase alofánica puede persistir hasta los 18.000 años. La siguiente es la secuencia de meteorización más aceptada, para las cenizas volcánicas, de acuerdo a diversos estudios de Besoán.



La formación de metahaloisita, ya sea directamente de la alófana o como producto de alteración de la gibsita, indica una evolución hacia minerales cristalinos y, por lo tanto, la pérdida de las propiedades ándicas que caracteriza a los trumaos (Andisols).

Los aluminosilicatos no cristalinos se pueden encontrar en suelos derivados de materiales diferentes a los volcánicos, tales como arenisca, gneiss, granito y basalto. En este último caso la alófana e imogolita pueden ir acompañadas de ferrihidrita, el cual es un óxido de hierro pobremente cristalizado (Harsh, 2000). Para que se forme alófana e imogolita es esencial que exista suficiente Si y Al en la solución, de tal manera que lluvias abundantes y pH bajo faciliten la meteorización rápida de los minerales primarios. Tanto la imogolita como la alófana rica en Al, son dominantes en pH bajo y con una relación Al/Si alta, mientras que la haloisita y/o la alófana rica en Si, dominan cuando la Si soluble es alta.

La energía (clima y organismos)

El desarrollo de los perfiles y consecuentemente de los suelos es dependiente de la energía la cual, en última instancia, proviene del sol y del campo gravitacional de la Tierra.

El calentamiento del sol provee de una energía directa a través de la absorción desde la superficie del suelo, lógicamente en ciclos diarios, estacionales y anuales de flujos de energía. La energía se puede perder por transferencia de calor hacia la atmósfera.

Clima

En términos generales los climas se han dividido en **húmedos** y **áridos**, refiriéndose a la cantidad de precipitación y la disponibilidad de agua de una región. Generalmente los valores de precipitación anual proporcionan una idea rápida de las características de disponibilidad de agua. Sin embargo, desde el punto de vista edáfico (formación de suelos) y agrícola (disponibilidad de agua para los cultivos), los valores de las variaciones estacionales tienen una mayor significación.

Sólo una parte de la lluvia que cae sobre la superficie infiltra a través del suelo. Una proporción importante se evapora directamente desde la superficie del suelo o bien, a través de la vegetación por evapotranspiración. Otra porción puede escurrir superficialmente, si el suelo posee una gradiente significativa.

Las condiciones climáticas regionales controlan los niveles de precipitación y los patrones de la dinámica de evapotranspiración, de tal manera que es predecible la dirección del escurrimiento hacia zonas de acumulación de agua. En regiones húmedas, tanto los niveles freáticos como los flujos de escurrimiento de agua siguen los rasgos de la topografía local, es decir, infiltrando (recargas) en las partes elevadas del relieve, escurriendo y descargando hacia las partes bajas. En regiones áridas y semiáridas las recargas se producen en las partes bajas del relieve y las descargas en las partes altas del relieve. Se considera, por lo tanto, que el suelo constituye una etapa en el ciclo hidrológico que moviliza el agua desde los océanos hacia la atmósfera y que regresa nuevamente al suelo a través de la lluvia. Esta última, además de la nieve fundida, proporciona agua a los suelos a través de la infiltración por efecto de la gravedad y la succión.

Las correlaciones entre las propiedades de los suelos y las precipitaciones, basadas sólo en los valores de las precipitaciones sin tomar en consideración la topografía, omiten la influencia del runoff, el cual puede aumentar o disminuir la efectividad de las precipitaciones como factor de formación de suelos. Además se debe reconocer que normalmente los datos de precipitación y temperatura están dados para una región, es decir se refieren al macroclima; y éstas son cifras gruesas que sólo se pueden utilizar para describir en forma general el clima de grandes regiones. Dentro de éstas pueden existir microclimas que pueden diferir considerablemente del macroclima.

Es necesario considerar además que las relaciones de promedios anuales de precipitación en función de determinadas propiedades de los suelos no tienen toda la validez que se les quiso atribuir en el pasado, principalmente debido a que no es posible explicar el comportamiento de un suelo a través de factores simples.

Ya dentro de los suelos el agua es retenida por fuerzas adhesivas y cohesivas que se oponen a la lixiviación que genera la fuerza de gravedad. Cuando se supera la capacidad de retención de agua que puede tener un suelo, el exceso de agua es movilizadado hacia abajo (niveles freáticos) o lateralmente (cursos de agua superficiales). La remoción del agua requiere de energía solar para evaporar agua desde la superficie del suelo o de las hojas.

Las raíces de las plantas pueden absorber agua desde mayores profundidades a las que puede actuar la energía de evaporación. Con este fenómeno se extiende el papel del flujo de calor latente en las transferencias de agua tierra-atmósfera.

La temperatura también tiene una influencia en el comportamiento hidrológico, ya sea en forma permanente o transitoria. Se considera, por ejemplo, que el permafrost impide el movimiento del agua en el suelo; pero si el permafrost se funde (estacionalmente o en forma inducida) deja de ser un impedimento para el flujo del agua. De tal forma que el movimiento de los flujos de agua puede ser muy diferente dependiendo de la estación del año para muchos suelos.

La temperatura media anual es una abstracción que para numerosos propósitos resulta un índice inadecuado. A pesar de esta falencia se han cuantificado numerosas correlaciones entre propiedades de los suelos y la temperatura media anual, tratando de establecer relaciones regionales. El papel de la temperatura en la pedogénesis se manifiesta esencialmente a través de la aceleración de las reacciones químicas al aumentar la temperatura (por cada incremento de 10°C las reacciones se aceleran por un factor de 2 ó 3).

La meteorización química consiste esencialmente en la disociación hidrolítica de los silicatos la cual se ve incrementada por el aumento de la temperatura. Así cuando la temperatura es de 0°C existe una disociación relativa del agua de 1, en cambio con temperaturas de 50°C esta disociación aumenta 8. Por tal razón, en climas cálidos los procesos de meteorización son más profundos y acelerados.

En Chile, el clima ha determinado la dirección de la pedogénesis en diversas situaciones. El ejemplo más claro proviene de las cenizas volcánicas de amplia distribución a lo largo y ancho del país. Es así como las tefras que se han depositado en las regiones áridas del norte de Chile, no han tenido mayor evolución, de manera que los suelos siguen evidenciando las características de los materiales parentales, pues éstos no se han meteorizado lo suficiente para la formación de complejos humus-Al conjuntamente con minerales secundarios de baja cristalinidad. En las regiones de regímenes xéricos y arídicos, la baja cantidad de lluvia concentra la sílice, lo que favorece la formación de haloisita a expensas de la alófana e imogolita (Takahashi *et al.*, 1993). En las regiones húmedas del sur del país (al sur de paralelo 37°LS), las tefras han evolucionado en otra dirección, y la meteorización ha llevado a la formación de minerales de baja cristalinidad (alófana, imogolita y ferrihidrita) conjuntamente con complejos humus-Al. La mayor disponibilidad de agua y el régimen adecuado de temperaturas ha determinado una cubierta vegetal abundante, con lo cual se han formado epipedones úmbricos y melánicos, llevando a la formación de Andisoles típicos.

Organismos

La fotosíntesis ha constituido, desde los inicios de la historia de la Tierra, una fuente de energía muy poderosa que ha guiado a la pedogénesis. Ésta produce moléculas orgánicas complejas que quedan asociadas a las partículas del suelo ya sea directamente, o bien después que han sido recicladas por acción animal.

En el suelo, la materia orgánica es metabolizada por los microorganismos que liberan CO₂ y agua que fue utilizada en la fotosíntesis (frecuentemente denominada la respiración del suelo).

Las reacciones fotosíntesis-respiración constituyen el ciclo de oxidación-reducción, que involucra al C y al O, más gigante a nivel planetario. El C proveniente del CO₂ se reduce hacia compuestos orgánicos, y el O proveniente del agua se oxida hacia su forma molecular. A su vez, la descomposición de los residuos orgánicos por los microorganismos, oxida al C volviendo a la forma de CO₂ con O₂ que actúa como un receptor de electrones, reduciéndose hacia agua.

Las enormes cantidades de energía que moviliza la fotosíntesis, la descomposición de la materia orgánica y la actividad de los microorganismos, proporcionan cambios drásticos en la pedogénesis. Sin agua, nutrientes y una adecuada temperatura las reacciones biológicas no pueden actuar, y sin ellas, no se podrían generar transformaciones pedogénicas específicas.

Los ácidos orgánicos tienden a bajar el pH de la solución suelo incrementando así la meteorización de los minerales; sin embargo, la liberación de cationes que se produce durante la meteorización tiende a neutralizar la acidez. La cantidad de agua que percola y de cationes que son removidos determina el grado en que la meteorización tiene un efecto tampón en contra de la acidificación y determina la naturaleza de los minerales secundarios sintetizados.

En medios húmedos bien drenados, las soluciones suelo muy diluidas llevan a gradientes químicos muy fuertes, meteorización intensa, lixiviación muy efectiva de los componentes solubles (cationes básicos y ácido silícico) y una síntesis de minerales secundarios que involucra a los componentes menos solubles (óxidos e hidróxidos de hierro y aluminio y minerales kandíticos). Esta situación caracteriza a la mayor parte de los suelos que se encuentran al sur de paralelo 38°LS, particularmente a los suelos derivados de materiales Pleistocénicos, sean éstos tefras muy antiguas o depósitos fluvioglaciales. Como ejemplo se puede mencionar la Serie Cudico (X Región de Los Lagos) cuya mineralogía está dominada por haloisita y caolinita, con una saturación de bases no superior a 6,5% (Luzio *et al.*, 2003).

En sitios pobremente drenados, la solución suelo acumula una gran cantidad de iones solubles, todos ellos involucrados en la síntesis de minerales smectíticos y otros minerales secundarios. En estas condiciones el Fe y el Mn pueden ser reducidos y lentamente lixiviados fuera del sistema suelo.

En contraste, en un medio árido, la solución suelo frecuentemente contiene gran concentración de iones, derivando en gradientes químicos menores, pequeñas distancias de lixiviación y sólo para los iones más solubles, lo cual se traduce en una síntesis de minerales secundarios dominados por sales, tales como calcita, yeso, halita. Sin embargo, Luzio *et al.* (2002) en suelos de regiones áridas, encontraron suelos con bajas concentraciones de iones, aun cuando éstos

presentaron una alta saturación de bases. Los suelos que no son salinos y no sódicos pueden tener saturaciones de bases tan bajas como 50%. Estos resultados demuestran que en las regiones áridas las características de los suelos pueden ser variables, pues están sujetas a las condiciones locales de topografía, de los materiales de origen o de las redes de drenaje que pueden modificar profundamente las propiedades de los suelos.

De esta forma las concentraciones promedio de la solución suelo, en el largo plazo, determinan la mayor parte de las propiedades pedoquímicas.

La cantidad total de precipitación y su distribución anual, así como el ingreso de energía solar, definen grandes zonas de vida tales como el bosque boreal, la pradera templada, el bosque tropical estacional, el bosque tropical lluvioso, basados en la composición ecosistémica y en la producción.

Hasta una cierta cantidad, el aumento de precipitación lleva a una mayor producción neta de C, mayor producción de materia orgánica y a un reciclaje más rápido de nutrientes (Chadwick y Graham, 2000). Así, los ecosistemas altamente productivos promueven elevados niveles de CO₂ lo que facilita la producción de ácidos orgánicos, y la consiguiente disminución del pH de la solución suelo. Estas condiciones promueven elevadas tasas de meteorización que van asociadas a una considerable liberación de nutrientes hasta que la reserva de minerales primarios se consume.

La temperatura controla tanto las tasas de los procesos biológicos como la síntesis de minerales a través de la meteorización. A 0°C o a temperaturas inferiores, existe muy poca agua disponible para reacciones químicas. En medios muy fríos predomina la desintegración física de las rocas y materiales parentales sobre las desintegraciones de origen químico.

Por cada 10°C de incremento de temperatura, las reacciones biológicas se duplican hasta que alcanzan el límite máximo de su función enzimática. Esto implica que, con todos los demás factores iguales, los suelos de las regiones tropicales recibirán más energía al año y se encontrarán más profundamente meteorizados que los suelos de regiones árticas (Van Wambeke, 1992).

Fuera de la captura de energía a través de la fotosíntesis, las plantas juegan además otros papeles en la formación del suelo:

- Formación de horizontes O, por deposición de hojarasca bajo bosques.
- Transporte de los residuos orgánicos en profundidad a través del perfil por la fauna del suelo.
- Quelación de los residuos orgánicos y translocación hacia horizontes inferiores.
- A causa del proceso anterior se produce la formación de un horizonte E.
- Las raíces de los árboles, por una parte quiebran físicamente el substrato geológico y por otra, producen una mezcla de materiales en el suelo destruyendo horizontes preexistentes.
- Las raíces constituyen un mecanismo de reciclaje de nutrientes, extrayéndolos desde el suelo profundo y llevándolos hacia la superficie.
- Las micorrizas, hongos asociados a muchas raíces, son bastante efectivos en la descomposición del substrato mineral y en la liberación de P.

- Las raíces también sirven de alimento a la mesofauna y macrofauna del suelo. La actividad de esta fauna mueve materia orgánica, mezcla horizontes, crea macroporos, todo lo cual puede llevar a acelerar o a frenar vectores específicos en la formación del suelo.

Relieve

La posición topográfica local puede modificar los ingresos de energía solar y de las precipitaciones en el caso de regiones de relieves pronunciados. El contenido de agua en el suelo no es el mismo en las posiciones altas que en las posiciones bajas, lo cual tiene impacto en el tipo de vegetación y en la productividad del sitio.

El relieve, como factor de formación de suelos, tiene su papel más importante en la distribución del agua en el interior del suelo, de tal manera que los patrones de distribución de los suelos en el paisaje seguirán una relación catenaria, lo cual permite describir y predecir la ocurrencia de determinados suelos. Normalmente al referirse al relieve y, en particular la pendiente, se hace referencia a la gradiente, la exposición, la forma, la complejidad, la posición y la posición geomorfológica.

La gradiente: es una expresión de la energía potencial que estimula los flujos de masas y la fuerza erosiva de la escorrentía superficial en una pendiente.

La exposición: determina la cantidad de radiación solar que recibe la superficie del suelo y por lo tanto afecta directamente a los microorganismos. Los efectos de la exposición son más pronunciados en áreas montañosas o de relieve fuerte que en terrenos planos, manifestándose en cambios en las propiedades de los suelos (Casanova *et al.*, 2000a).

La forma de la pendiente: influencia el movimiento lateral del agua a través de la superficie y el movimiento del agua hacia el interior del suelo. Así una pendiente lineal, en el sentido vertical y en el sentido de las curvas de nivel, generará un flujo lateral y vertical paralelo; una pendiente convexa, en el sentido vertical y en el sentido de las curvas, generará un flujo divergente; y una pendiente cóncava, en ambos sentidos, generará un flujo convergente. Esto determina que la forma de la pendiente producirá una redistribución del agua recibida por precipitación creando diferentes microambientes en el paisaje. Los flujos convergentes generarán áreas más húmedas, en cambio los flujos divergentes crearán áreas más secas.

La complejidad: se refiere a las irregularidades que pueda tener una pendiente. Así, una pendiente simple y suave tiene pocas obstrucciones al flujo del agua y, por lo tanto, hay menos oportunidades para procesos de sedimentación excepto en la base de la pendiente. Una pendiente compleja tiene irregularidades que pueden interrumpir o acelerar el flujo del agua generando procesos de sedimentación o de erosión.

La posición: referida a los diferentes segmentos en que puede ser dividida una pendiente a través de una sección transversal. Hay varias aproximaciones al respecto, desde autores que la subdividen en tres segmentos, hasta otros que la subdividen en seis segmentos. La subdivisión más aceptada en la actualidad divide la pendiente en: cumbre, hombrera, sector de transporte, pié de la pendiente y punta de la pendiente.

Además de los elementos bidimensionales señalados, es necesario considerar también segmentos tridimensionales del paisaje relacionados con la geomorfología de los suelos. Esto se refiere a **la posición geomorfológica** donde se ubican los suelos, cuya significación principal se refiere a la naturaleza convergente o divergente de los flujos y el transporte de sedimentos asociados. De una manera general se hace referencia a los rasgos geomorfológicos, tales como cerros, montañas, colinas, terrazas, planos de inundación aluviales y coluvios.

De acuerdo a un estudio sobre cosecha agua realizado sobre suelos en posición de pendiente en condiciones áridas, Casanova *et al.* (2000b) llegaron a la conclusión que para una mejor utilización del agua, los esfuerzos debieran dirigirse a estimular el escurrimiento superficial, en lugar de favorecer el incremento de la tasa de infiltración, debido a que el agua acumulada en el suelo es insuficiente para satisfacer las necesidades de la mayoría de los cultivos en zonas áridas. Por lo tanto, en esas condiciones la gradiente de la pendiente puede constituir un factor de importancia para el almacenamiento del agua en reservorios especiales, en lugar de considerar al suelo como el reservorio natural.

El modelo de R. Simonson

Este modelo parte de la premisa que un material suelo *in situ* independiente de su tamaño o posición en el paisaje puede ser alterado por adiciones (ganancias), sustracciones (pérdidas), transformaciones (cambios) o translocaciones (transferencias). Estos procesos interactúan de manera diferente dependiendo de la profundidad en el suelo y la intensidad y proporción en que se mezclan las variables del medio (Figura 5).

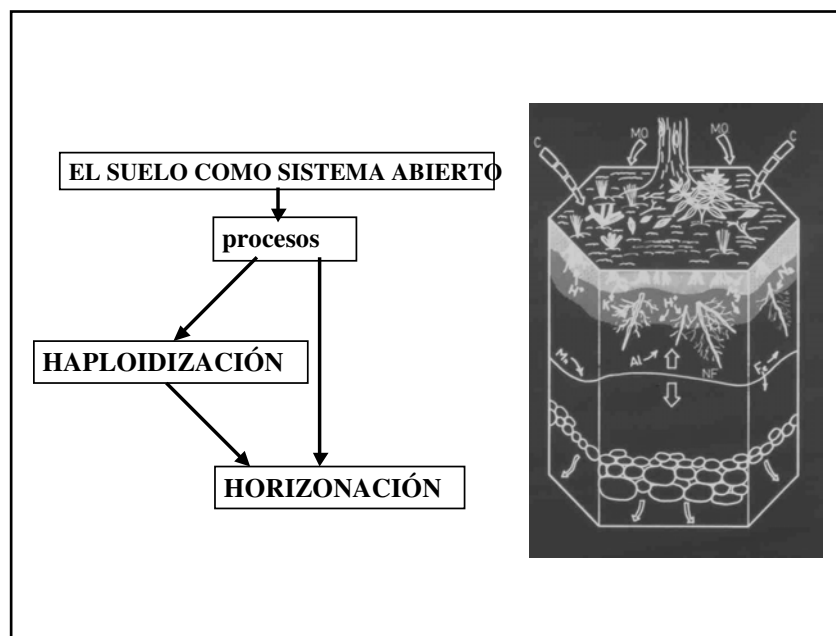


Figura 5. Procesos internos de los suelos que determinan rasgos morfológicos que exhiben como producto de la pedogénesis. La haploidización implica un suelo simple, generalmente de perfil A-C; la horizonación determina suelos con horizontes bien definidos, generalmente un perfil A-B-C.

Las adiciones

La formación de un suelo comienza cuando se adiciona C (y N) desde la atmósfera a causa de los procesos de fijación biológica. La fuente primaria de la materia orgánica del suelo la constituyen las plantas, sus hojas, sus ramas y sus partes florales que se adicionan a la superficie del suelo a medida que van cayendo. También las raíces constituyen una fuente importante, las cuales se adicionan directamente dentro del suelo a medida que van creciendo. Debido a que la mayor parte de los residuos orgánicos se adicionan en la superficie del suelo, se podría conceptualizar que en el suelo existirían dos compartimentos: la parte superior, donde dominan los ácidos orgánicos y la actividad microbiana; y la parte inferior, donde dominan los procesos inorgánicos aunque exista alguna influencia de los procesos orgánicos.

Los solutos y el material particulado se adiciona a los suelos directamente desde la atmósfera (Simonson, 1995), o bien por movimientos superficiales desde sitios más elevados de la topografía (Paton *et al.*, 1995). Aun cuando estos componentes que se adicionan frecuentemente se incorporan al suelo sin que existan evidencias visibles del proceso, su papel puede ser muy significativo en el comportamiento del suelo como sucede, por ejemplo, en los suelos profundamente meteorizados en los cuales el ecosistema está sostenido solamente por los nutrientes aportados desde las fuentes atmosféricas.

Cuando las adiciones son abundantes y se producen en escaso tiempo (ej. como sucede con las tefras de las erupciones volcánicas), los suelos pueden quedar sepultados (suelos enterrados) y una nueva pedogénesis puede comenzar a partir de los materiales recientemente depositados.

Una situación intermedia corresponde a los suelos cumúlicos, en los cuales la formación del suelo continúa a medida que se adicionan nuevos materiales, teniendo como resultante sólo el engrosamiento del suelo. Los suelos cumúlicos se encuentran normalmente en las partes bajas de una pendiente, a raíz de la erosión producida en las partes más altas de la pendiente.

Las sustracciones (pérdidas)

Las pérdidas de masa en los suelos se pueden producir por erosión eólica o hídrica en la superficie o por lixiviación de componentes solubles y coloides, ya sea en profundidad o lateralmente a causa del agua que percola en el perfil. Es corriente que los suelos erosionados se encuentren en las partes altas de las pendientes, sin embargo, pueden existir excepciones. La actividad microbiana descompone los residuos orgánicos y meteoriza los minerales del suelo, liberando iones que quedan a disposición de las soluciones que circulan en el suelo y se pierden en profundidad.

El concepto de sustracciones es el de completa pérdida de un componente del sistema suelo, proceso generalmente conocido como **lixiviación**. Este proceso ocurre cuando existe un exceso de agua y un flujo neto vertical a través del espacio poroso. La pérdida de componentes no se produce a una misma tasa ni con la misma intensidad para todos los elementos; generalmente se considera que ellos siguen un orden, que se denomina Serie de Polynov o de velocidad relativa o de facilidad de remoción por lixiviación:

Cl	SO ₄	Ca	Na	Mg	K	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
1000	570	30	24	13	12	2	0,4	0,2

Lógicamente que las sales solubles son las que primero son removidas por lixiviación incluyendo a los carbonatos, bicarbonatos, cloruros, sulfatos, nitratos y nitritos. De alguna manera esta secuencia de remoción de componentes explica por qué en zonas con precipitaciones abundantes (regímenes de humedad údico y perúdic) no existen sales solubles en la solución suelo, ni tampoco acumulación de carbonatos. Así también estos suelos poseen una baja saturación de bases como producto de la fuerte lixiviación.

En Chile, los suelos al sur del paralelo 38°LS, están sometidos a una intensa lixiviación debido a que la mayoría de ellos poseen alta porosidad, lo que se traduce en una buena infiltración y drenaje rápido. De esta forma se pueden encontrar suelos, como la Serie Osorno (CIREN, 2000) con una saturación de bases de 13% en el horizonte superficial, y de 6% bajo los 36 cm de profundidad. Hay casos más extremos, tales como la Serie Piedras Negras cuya saturación de bases es de 1% entre los 23 y 130 cm de profundidad (*op.cit.*).

La sílice también es susceptible de eliminarse en forma silicatos, ácido silícico o sílice coloidal, después que es liberada de los minerales de las rocas por hidrólisis. Para muchos autores, la remoción de la sílice señala la senilidad en la evolución del suelo (Figura 6).

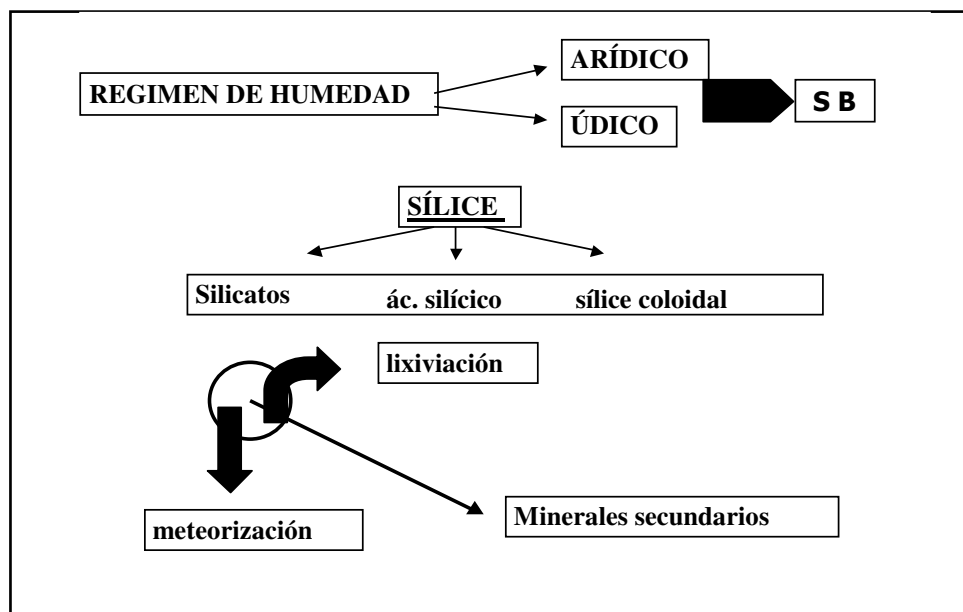


Figura 6. Los regímenes de humedad de los suelos controlan el balance entre la formación de los suelos, a través de la meteorización de los materiales parentales, y la lixiviación que determina la intensidad con que esos productos son eliminados del sistema. El balance entre ambos procesos influirá en la naturaleza de los minerales secundarios sintetizados.

Se ha podido demostrar que la formación de minerales secundarios está controlada por la proporción entre la **intensidad de la meteorización** y la **intensidad de la lixiviación**. Los

drenajes libres y rápidos tienden a remover los productos de meteorización, mientras que los drenajes impedidos los retienen en el suelo, aumentando así la oportunidad para la interacción de los productos de meteorización. El balance entre ambos procesos puede determinar la formación de un rango amplio de minerales secundarios a partir de los minerales primarios (figuras 7 y 8).

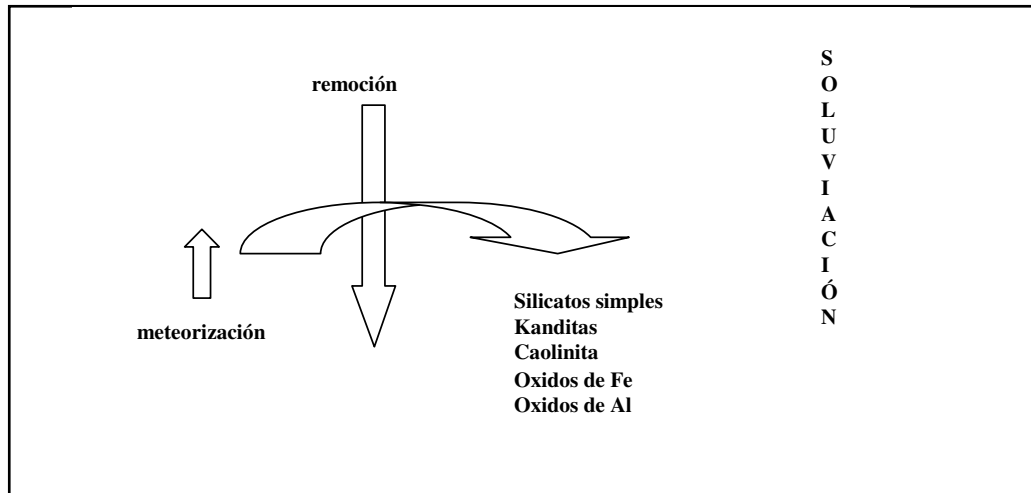


Figura 7. Con una tasa de remoción más elevada que la de generación de productos de meteorización, tienden a formarse silicatos simples, como ocurre en la mayoría de los suelos de climas tropicales. Este proceso se conoce en general como “soluviación”.

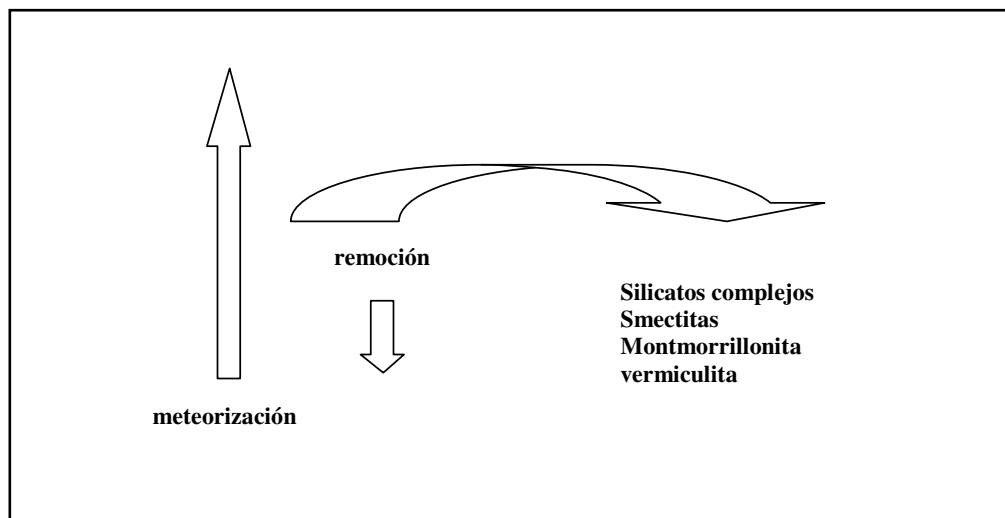


Figura 8. Cuando los drenajes son impedidos los productos de meteorización permanecen en el sistema suelo de tal manera que no son eliminados. Así, existe mayor posibilidad de interacción y por lo tanto, se formarán minerales secundarios más complejos.

En los drenajes libres (Cuadro 7) donde la tasa de remoción es más elevada que la de generación de productos de meteorización, se tienden a formar minerales secundarios más simples. Éste proceso implica la solución de los minerales y la eluviación de los productos de meteorización exclusivamente por efecto del agua. El Al y el Fe férrico tienden a acumularse como resultado de estos procesos debido a que son menos solubles que otros constituyentes del suelo. En los

drenajes impedidos (Cuadro 8) se tienden a formar silicatos más complejos debido a la retención de una variedad de constituyentes mayor.

Las transferencias (translocaciones)

Por transferencias se entiende la remoción de materiales desde la parte superior del perfil de suelo, incluyendo la capa húmica y su depositación, en las capas inferiores. Estos procesos afectan a compuestos orgánicos de bajo peso molecular, partículas de arcilla, constituyentes disueltos de diferente naturaleza.

Nuevamente aquí, el agua es el agente principal y el proceso puede ser considerado como una lixiviación restringida o más lenta. Esta restricción puede deberse a precipitaciones inadecuadas o a la presencia de algún impedimento que reduce la velocidad de la percolación del agua.

Las translocaciones en ambientes húmedos normalmente ocurren por el flujo neto del agua hacia abajo en el perfil del suelo. En ambientes áridos el flujo puede ser hacia abajo, pero también las sales pueden ser llevadas a la superficie por capilaridad en respuesta a la evaporación.

Las translocaciones constituyen los principales procesos que producen las diferenciaciones en horizontes. De esta manera, se forman horizontes con empobrecimiento en coloides (E, albico); horizontes con enriquecimiento en materia orgánica y sesquióxidos (Bhs, espódico); con acumulación de arcillas silicatadas (Bt, argílico); con acumulación de carbonatos (Bk, cálcico); con acumulación y endurecimiento de sílice (Bqm, duripán); con enriquecimiento en materia orgánica y sesquióxidos y cementado (Bsm, horizonte plácico).

Hierro

El Fe es uno de los componentes metálicos que se pueden depositar en la solución suelo y que se pueden transferir hacia los horizontes inferiores. Esta transferencia se realiza en forma de 'quelatos' que, generalmente se forman en el horizonte superficial y después son transferidos hacia los horizontes inferiores, especialmente el horizonte B.

Se entiende por **Queluvación** al proceso mediante el cual los minerales se descomponen y los productos de meteorización son eluviados en presencia de agentes quelantes; los iones son removidos de acuerdo a su susceptibilidad a la quelación, de esta manera el proceso remueve más rápidamente Fe y Al, en comparación con la Si.

El Fe es sensible a las condiciones de óxido-reducción del medio y se comporta diferente según se encuentre en estado férrico (Fe^{+3}) o ferroso (Fe^{+2}). La materia orgánica juega un papel importante en la acidificación del medio, volviéndolo reductor (esta reducción precisa para producirse de humedad suficiente).

Por un aumento del pH, el Fe pasa del estado de ión soluble al de hidróxido insoluble, pero que pueden ser peptizados; esta conversión alcanza más rápidamente al estado férrico, de donde resulta que las sales ferrosas pueden transferirse más fácilmente. Los hidrosoles formados por el

Fe son electropositivos y cuando el Fe está complejado con otros constituyentes del suelo, estos hidrosoles se vuelven electronegativos y son más estables (Figura 9).

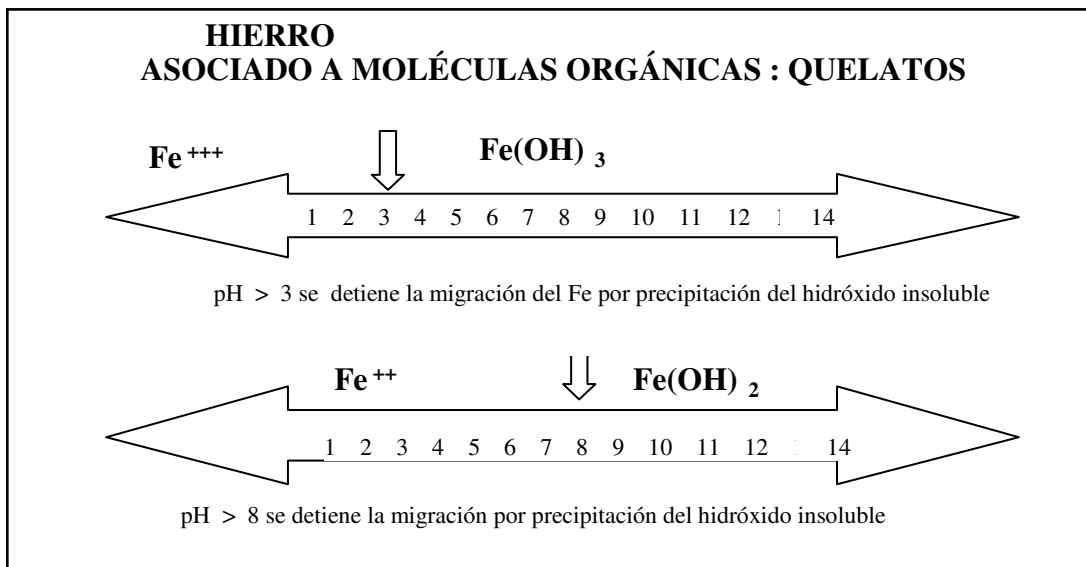


Figura 9. En medios oxidados, hasta pH 3 el Fe se encuentra en su fase iónica (móvil); sobre pH 3 precipita como hidróxido insoluble. En un medio reducido, la fase iónica puede alcanzar hasta pH 8, por lo cual su movilidad es mayor en esta situación.

La oxidación del medio detiene la migración del Fe. El Fe movilizado al estado ferroso puede transferirse en forma de hidrocarbonato soluble y más a menudo en forma de ión electronegativo complejado con ácidos húmicos, la arcilla o la sílice en un medio ácido o bien alcalino. En este caso último, que es desfavorable a la migración de un catión electronegativo, el CO_2 favorece el transporte de Fe y puede suplir en medio anaeróbico a la descomposición de la materia orgánica. A su vez, el ión PO_4 la paralizaría, el ión SO_4 la favorecería, la caliza tiene un efecto floculador del Fe lo que impediría su movilización. En todos estos fenómenos, el papel esencial lo juega el estado reductor del medio, el pH sólo ejerce una acción secundaria.

La forma Fe^{+2} es más fuertemente básica que la forma Fe^{+3} . Así, por ejemplo, el $Fe(OH)_2$ toma protones más fácilmente que el $Fe(OH)_3$. El Fe^{+2} es más soluble y más móvil que el Fe^{+3} . Este último se encuentra presente en suelos bien drenados y el Fe^{+2} en suelos imperfectamente drenados, especialmente en aquellos con pH bajo. Ambos pueden ser complejados o fijados por sustancias orgánicas y pueden ser movilizados de esta manera. La presencia de $Fe(OH)_3$ es generalizada en muchos suelos, en cambio el $Al(OH)_3$ sólo se presenta en algunos suelos.

Las acumulaciones de Fe son de naturaleza variada y se presentan bajo distintos aspectos. El Fe puede encontrarse como óxidos, hidróxidos ferrosos y férricos y como sulfuros. El Fe^{+2} se acumula en estado difuso o de capas y sus coloraciones tienden al gris, o también verdoso, azulado o negruzco (sulfuros). Las acumulaciones de Fe^{+3} ofrecen una amplia gama que va desde el estado difuso a concreciones de formas diversas. Los hidróxidos adquieren tonalidades amarillas o anaranjadas, los óxidos son más bien pardos o rojos. Cuando se encuentra en estado difuso, se reparte uniformemente en el horizonte y lo colorea. Estas coloraciones se modifican

según sea el elemento que acompaña al Fe. A menudo el Mn está asociado en proporciones variables a las concreciones y a las capas, produciendo una coloración más oscura que va desde el pardo al negro. Se pueden citar muchos suelos, a lo largo de Chile, que presentan colores que caen en el matiz 2.5YR, lo cual se puede interpretar como óxidos de Fe difundidos en la matriz arcillosa. La mayoría de ellos se han clasificado como Alfisols y Ultisols. Sólo a manera de ejemplo se pueden citar la Serie Collipulli y la Serie Correltúe, ambas descritas en la IX Región de la Araucanía (CIREN, 2002). También forma capas o revestimientos asociados al humus o a la arcilla. En este último caso, asociado al humus constituye el horizonte Bsm (plácico) de los Placaquands (ñadis), cuya formación se ha producido por la depositación en capas sucesivas de los compuestos ferro-húmicos, por procesos de queluviación en ambiente reducido. La Serie Calonje (CIREN, 2001) descrita en la X Región de Los Lagos, constituye un excelente ejemplo de un ñadi con un horizonte plácico prominente, entre los 55 y 59 cm de profundidad (Fig. 10).



Figura 10. Horizonte plácico de la Serie Calonje, en la Isla Grande de Chiloé.

Aluminio

En condiciones de pH muy ácido (aproximadamente $< 4,5$) el Al es translocado, tal como ocurre en la podsolización. En esta translocación puede ir o no acompañado de Fe. El Al, a diferencia del Fe, no es sensible a las condiciones de óxido-reducción (Figura 11).

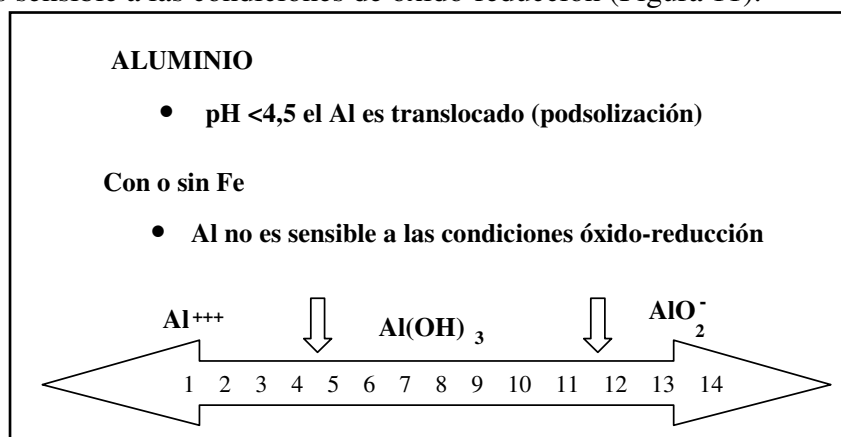


Figura 11. El Al precipita como hidróxido entre pH 4,5 y 11 (aproximadamente) y, por lo tanto, se encuentra fuera de la solución suelo. Bajo pH 4,5 y sobre pH 11 se encuentra en su fase iónica (móvil), condiciones en la que puede ser translocado en el suelo.

En condiciones de moderada acidez (pH 6) y si la sílice no se drena rápidamente, el Al puede participar en la formación de iones aluminio silicatados complejos y en una neosíntesis de arcilla. Las acumulaciones de Al se producen en estado de hidróxidos, tales como la gibsita $[\text{Al}(\text{OH}_3)]$ o $[\text{Al}_2 \text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}]$ o de boemita (AlOOH), según las condiciones de hidratación del medio.

En el estudio realizado por Luzio *et al.* (2001) sobre los Inceptisols de la Cordillera de la Costa en la X Región de Los Lagos, se pudo comprobar la alta saturación con Al en el complejo de intercambio, además de un claro incremento en profundidad. En la Serie Repil, el porcentaje de saturación con Al se incrementa desde el horizonte superficial hasta el más profundo: 64, 72, 81, 86 y 94%. En la Serie Punotro el incremento es de 40, 85, 88 y 93% y en la Serie Collihuinco es de 14, 32, 60 y 81%.

Manganeso

En su estado Mn^{+2} es soluble, y en su estado Mn^{+4} es muy insoluble y precipita en forma de dióxido formando manchas de color negro, en contraste con los colores amarillos o rojizos de los precipitados que contienen Fe. Se reduce más fácilmente que el Fe, por lo tanto siendo más móvil puede alcanzar mayores profundidades en el suelo.

Arcilla

La arcilla peptiza y migra en medio ácido y el fenómeno se ve facilitado por la presencia de humus en estado disperso. La arcilla coloidal es uno de los componentes más importantes que se transloca desde los horizontes superiores del perfil y se deposita en los horizontes inferiores en forma de películas sobre las paredes de los poros o las caras de los agregados. Estas películas se denominan **clayskins** o **cutanes** o **recubrimientos** (Figura 12). El carbonato de calcio impide la migración de la arcilla porque la mantiene en estado floculado, siendo el estado disperso el verdadero mecanismo de migración. Por esta razón el horizonte argílico, con acumulación de arcillas silicatadas iluviadas, sólo puede comenzar a formarse después que los carbonatos han sido eliminados.

La arcilla puede migrar también en compañía de otros componentes como el humus o el Fe, constituyendo cutanes compuestos: **organoargilanes** o **ferriargilanes**.

Finalmente el clima es un factor importante en la formación de arcilla de iluviación. Los climas con estaciones lluviosas y secas marcadas (régimen de humedad xérico) conforman las mejores condiciones para su formación.



Figura 12. Recubrimiento de arcilla en un canal de raíz.

Materia orgánica

La materia orgánica también puede ser transferida desde la capa orgánica hacia la parte inferior del perfil, donde se deposita en forma de una capa cerosa de color negro, en el horizonte B. Esta capa cerosa constituye un rasgo de iluviación que también es un cután. En este caso cuando está constituido exclusivamente por materia orgánica se denomina **organan** (Figura 13).



Figura 13. Recubrimiento de materia orgánica iluviada sobre las caras de los agregados.

El agua de percolación y la fauna del suelo, especialmente las lombrices, trasladan la materia orgánica desde los horizontes superiores más ricos en materia orgánica hasta profundidades variables. Los horizontes ágrico y espódico constituyen ejemplos de translocación de materia orgánica.

Las transformaciones

La materia orgánica que se adiciona a los suelos sufre grandes transformaciones por efecto de los microorganismos del suelo, cuyo resultado lo constituye la formación de humus, considerado como un componente estable en el suelo.

La meteorización de los minerales de las rocas parentales proporciona no sólo nutrientes para la actividad biológica, sino que también constituye los cimientos para la síntesis de minerales secundarios.

En climas húmedos y condiciones de suelos bien drenados, donde la lixiviación es máxima, la formación de minerales secundarios está caracterizada por la síntesis de arcilla silicatada y óxidos e hidróxidos de Fe y Al.

En medios áridos, la lixiviación es despreciable de tal manera que cationes básicos se acumulan en la parte inferior de los perfiles en forma de sales solubles o semi solubles.

Algunas transformaciones que ocurren en la mayoría de los suelos afectan principalmente a los minerales del suelo, los cuales son susceptibles de sufrir hidrólisis, proceso que los transforma *in situ* en diversas clases de minerales secundarios. A continuación se ejemplarizan algunas transformaciones de minerales comunes en los suelos.

Micas

Las micas cambian progresivamente de color a medida que aumenta la meteorización desde la biotita negra fresca hasta el pardo oscuro, o bien desde el amarillo brillante hasta el amarillo apagado. Estos cambios se deben a la oxidación del Fe^{+2} , seguido por la pérdida de Fe, Mg, K y Na y una ganancia en agua. El producto final es vermiculita, pasando por arcilla interstratificada biotita-vermiculita. También se ha señalado a la clorita como un producto final de la meteorización de las micas.

Anfíboles

Se han señalado varias tendencias aun cuando prevalece la meteorización hacia clorita. En casos de mal drenaje la clorita se puede alterar hacia una smectita. También se ha señalado que se meteoriza directamente hacia gibsita, la cual se puede resilificar para formar caolinita.

Feldespatos

También se ha mencionado una meteorización hacia gibsita que se puede resilificar para formar caolinita. Otros productos finales pueden ser haloisita e illita.

Vidrios volcánicos

Fundamentalmente se meteorizan hacia minerales de rango de ordenamiento corto tales como la alófana, la imogolita y la ferrihidrita, pasando por una serie de componentes intermedios que poseen diferentes grados de cristalización. Estos componentes de baja cristalinidad pueden, a su vez, evolucionar hacia formas más cristalinas como haloisita, metahaloisita y caolinita. En condiciones de lixiviación extrema pueden evolucionar directamente hacia gibsita.

BIBLIOGRAFÍA

- BESOAÍN, E. 1958. Mineralogía de las arcillas de algunos suelos volcánicos de Chile. *Agricultura Técnica (Chile)* 18(2): 110-165.
- BESOAÍN, E. y GONZÁLEZ, S. 1978. Relaciones mineralógicas y genéticas en algunos suelos representativos de la región central y central sur de Chile. pp: 1-1 – 1-37. *In: Actas I Simposio Nacional de la Ciencia del Suelo, Departamento de Suelos, Facultad de Agronomía, Universidad de Concepción.*
- BUSHNELL, T.M. 1942. Some aspects on the soil catena concept. *Soil Science Society American Proceeding*, 7: 466-476.
- CASANOVA, M., MESSING, I. and JOEL, A.. 2000a. Influence of aspect and slope gradient on hydraulic conductivity measured by tension infiltrometer. *Hydrological Processes*, 14: 155-164.
- CASANOVA, M., JOEL, A., SEGUEL, O., LUZIO, W. y VERA, W. 2000b. Cosecha de agua asociada a agroforestería en el secano semiárido interior de la zona central de Chile. 11th International Soil Conservation Organization Conference, ISCO, octubre, 2000, Buenos Aires, Argentina.
- CHADWICK, O. and GRAHAM, R. 2000. Pedogenic processes. pp: E-41 – E-75. *In: Handbook of Soil Science. Sumner, M. (Ed.). Boca Raton: CRC Press. 2.313 p.*
- CIREN. 1996. Estudio agrológico, Región Metropolitana. (Centro de Información de Recursos Naturales, Chile). Tomos 1 y 2. Publicación 115. 464 p.
- CIREN. 1997a. Estudio agrológico, V Región. (Centro de Información de Recursos Naturales, Chile). Tomos 1 y 2. Publicación 116. 359 p.
- CIREN. 1997b. Estudio agrológico, VII Región. (Centro de Información de Recursos Naturales, Chile). Tomos 1 y 2. Publicación 117. 660 p.
- CIREN. 2000. Estudio agrológico, Provincia de Osorno. Publicación Centro de Información de Recursos Naturales, Chile. 131 p.
- CIREN. 2001. Estudio agrológico, Isla Grande de Chiloé, X Región. Publicación Centro de Información de Recursos Naturales, Chile. 96 p.
- CIREN. 2002. Estudio agrológico, IX Región. Publicación 122 Centro de Información de Recursos Naturales, Chile. 360 p.
- HARSH, J. 2000. Poorly crystalline aluminosilicate clays. pp: F-169 – F-182. *In: Handbook of Soil Science. Sumner, M. (Ed.). Boca Raton: CRC Press. 2.313 p.*
- HUGGETT, R.J. 1975. Soil landscape system: a model of soil genesis. *Geoderma*, 13: 1-22.
- JENNY, H.J. 1941. Factors of soil formation. McGraw-Hill C., New York, N.Y. 281 p.
- LUZIO, W. 1985. The Vertisols of Chile. pp: 163-171. *In: 5th International Soil Classification Workshop. SMSS and Soil Survey Administration, Khartoum, Sudan.*
- LUZIO, W., BADILLA, I. y VERA, W. 1978. Zonificación del sistema fitoedáfico en el secano costero de la IV Región de Chile. pp: 476-495. *In: II Simposio Nacional de la Ciencia del Suelo, Departamento de Ingeniería y Suelos, Facultad de Agronomía, Universidad de Chile.*
- LUZIO, W. y MENIS, M. 1975. Rasgos que identifican a algunos Vertisols de la zona central de Chile. *Turrialba*, 25(3): 271-282.
- LUZIO, W. y MENIS, M. 1978. Micromorfología de algunos Vertisols de la zona central de Chile. pp: 11: 1-11: 15. *In: Primer Simposio Nacional de la Ciencia del Suelo. Departamento de Suelos, Escuela de Agronomía, Universidad de Concepción, Chillán.*
- LUZIO W., NORAMBUENA, P., CASANOVA M. y VERA W. 2002. Génesis y propiedades de algunos suelos del altiplano de Chile. *Ciencia del Suelo y Nutrición Vegetal*, 2(1): 35-52.
- LUZIO, W., SADZAWKA, A., BESOAÍN, E. y LARA, P. 2001. Inceptisols de la cordillera de la costa en la X Región (40°15' - 41°00'). *Revista de la Ciencia del Suelo y Nutrición Vegetal*, 1(2): 1-16.
- LUZIO, W., SADZAWKA, A., BESOAÍN, E. y LARA, P. 2003. Influencia de materiales volcánicos en la génesis de suelos rojos arcillosos. *Revista de la Ciencia del Suelo y Nutrición Vegetal*, 3(1): 37-52.
- MENIS, M., LUZIO, W. y MELENDEZ, E. 1975. Rasgos micromorfológicos que permiten delimitar la distribución de la Serie Quella. *Investigación Agrícola*, 1(1): 54-60.
- MILNE, G. 1936. Normal erosion as a factor of soil profile development. *Nature* 138: 541-548.
- PATON, T.R., G.S. HUMPHREYS and P.B. MITCHELL. 1995. *Soils: a new global view.* Yale University Press. New Haven, C.T.
- SIMONSON, R.W. 1959. Outline of a generalized theory of soil genesis. *Soil Science Society American Proceeding*, 23: 152-156.
- SIMONSON, R.W. 1995. Airborne dust and its significance to soils. *Geoderma*, 65: 1-43.

TAKAHASHI, T., DAHLGREEN, R. and VAN SUSTEREN, P. 1993. Clay mineralogy and chemistry of soils formed in volcanic materials in the xeric moisture regime of northern California. *Geoderma*, 59: 131-150.

VAN WAMBEKE, A. 1992. *Soils of the tropics*. McGraw-Hill, New York.

VERA, W. y ELISSEGARAY, R. 1977. Método para el estudio de translocación de constituyentes en el suelo. XXVIII Jornadas Agronómicas, Universidad Austral de Chile, Valdivia. *Simiente (Chile)*, 48: 3-4. Resumen.

VERA, W., ELISSEGARAY, R., LUZIO, W. y MENIS, M. 1979. Consideraciones sobre una posible solución a la ecuación fundamental de H. Jenny. *Turrialba*, 29(1): 25-28.

VERA, W. y LUZIO, W. 1980. Variaciones mineralógicas de un suelo derivado de cenizas volcánicas (Vitrandep) sometido a lixiviación experimental. *Anales de Edafología y Agrobiología (España)*, 39(7-8): 1.193-1.206.

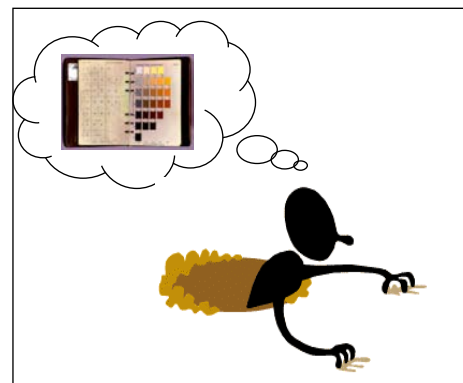
2

RASGOS MORFOLÓGICOS DE LOS SUELOS

Manuel Casanova P.
Wilfredo Vera E.
Walter Luzio L.

Universidad de Chile

CASANOVA, M., VERA, W. y LUZIO, W. 2006. Rasgos morfológicos de suelo. pp: 27-88. *In*: Avances en el conocimiento de los suelos de Chile. (Re-edición, 2020). Luzio, W. y Casanova, M. (Eds.). Santiago, Chile.



INTRODUCCIÓN

Con el propósito de contribuir a una actualización de la morfología como herramienta de descripción de suelos, este capítulo está basado en antecedentes provenientes del Soil Survey Manual (Soil Survey Division Staff, 1993) y en Schoeneberger *et al.* (2002), textos de los cuales se han tomado, en algunos casos, imágenes y párrafos textuales que han sido traducidos al español.

El suelo, como un cuerpo natural, es más que una simple diferenciación de elementos por acción ambiental; involucra fenómenos, procesos, factores y acciones que han tenido lugar por miles y en algunos casos millones de años. No obstante, tras una cierta apariencia de estabilidad manifiesta un dinamismo constante a través de los cambios en muchas de sus propiedades.

La morfología, en su contexto más amplio, tiene como principal objetivo caracterizar al suelo en su ambiente natural, de manera tal que no sólo se remite al perfil sino que incluye desde los componentes del paisaje a escala macroscópica, hasta los más pequeños detalles que sólo pueden describirse a escala microscópica. Al respecto, se discutirán los denominados rasgos morfológicos de los suelos cuya integración permite definir en forma global la morfología de los suelos, inferir propiedades más complejas y explicar tanto causas como relaciones.

Los rasgos morfológicos se han utilizado para caracterizar los suelos, de tal manera de facilitar la creación de unidades o grupos de suelos diferenciables. Éstos tienen la cualidad de ser visibles con claridad, siendo sus propiedades fáciles de medir. Presentan gran importancia porque constituyen el producto de la génesis del suelo, por consiguiente, son el reflejo de los factores y procesos de formación de suelos. Los rasgos morfológicos son parte de la organización misma del suelo, por lo cual su correcta y precisa descripción permite inferir otras propiedades o comportamientos de los suelos cuya medición es más difícil o requiere de análisis de laboratorio especiales.

En consecuencia, una descripción de suelos de calidad será aquella que considere propiedades altamente relacionables con procesos formadores y con el comportamiento del suelo frente a usos posibles. Lo deseable será que se hayan establecido relaciones morfología-respuesta para los suelos de una determinada localidad o región, debiendo evitar generalizaciones indiscriminadas en la aplicación de tales relaciones (Porta *et al.*, 1999).

LÍMITES Y GROSOR DE CAPAS

Dentro del concepto de capas del suelo es conveniente comenzar por diferenciar dos tipos de ellas. Los horizontes, que corresponden a cuerpos tridimensionales de material, más o menos paralelos a la superficie del terreno, sobre los cuales han actuado los factores de formación de suelos y han ocurrido alguno(s) de los proceso(s) de formación de suelos. Las estratas o estratos, definidas de forma similar a los horizontes, se diferencian de éstos en que no se advierte o es muy incipiente la acción de dichos factores y la ocurrencia de algún proceso de formación de suelos.

Límite de capas

El paso de un horizonte a otro implica un cambio de propiedades, que tiene lugar a lo largo de un cierto espesor, definido como límite entre horizontes. Proporcionan información acerca de la formación y evolución del suelo y el paisaje, pero así mismo se correlacionan con posibles alteraciones de tipo antrópico.

Topografía del límite

Se refiere a la forma (Figura 1) de la sección de contacto entre capas.

- Lineal o suave: plano con pocas o ninguna irregularidad.
- Ondulado: el ancho de la ondulación es mayor que su profundidad.
- Irregular: la profundidad de la ondulación es mayor que su ancho.
- Quebrado: horizontes discontinuos, discretos pero en unidades intermezcladas o irregulares.

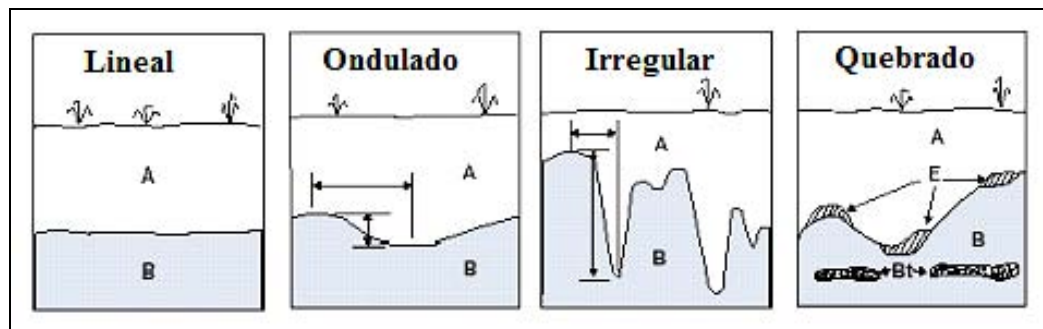


Figura 1. Topografía de límites.

Nitidez del límite

Se refiere a la distancia a través de la cual un horizonte cambia a otro (Cuadro 1 y Figura 2).

Cuadro 1. Nitidez del límite

Clase	Cambio (cm)
Muy abrupto	< 0,5
Abrupto	0,5 a < 2
Claro	2 a < 5
Gradual	5 a < 15
Difuso	> 15

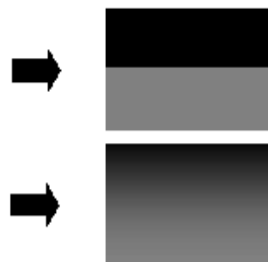


Figura 2. Extremos de nitidez de límites de capas

Un límite irregular se puede asociar a la actividad de la macrofauna o bien, como producto del arranque de árboles en suelos de bosque. Las lenguas de horizontes álbicos en horizontes arcillosos (argílicos) se interpretan como vías preferenciales de circulación de agua. Un límite abrupto o brusco entre horizontes puede ser asociado a labranza, pie de arado (impedimento para las raíces, gases y agua), evolución o antigüedad del suelo, superposición de materiales (discontinuidad litológica) u obedecer a algún tipo de contacto. En este sentido se identifican dos tipos de contacto: lítico y paralítico.

Contacto lítico: límite entre el suelo y un material subyacente coherente y duro, que para romperle se requiere un pico de los usados en minería. No corresponde a materiales cementados (panes, horizontes petrocálcicos, etc.). Si presenta grietas, su espaciamiento es mayor a 10 cm (Soil Survey Staff, 1999).

Contacto paralítico: también corresponde a un límite entre el suelo y un material subyacente coherente y duro, pero éstos están parcialmente consolidados (areniscas, lutitas, etc.), aunque también puede tratarse de una capa de gravas. Cuando está húmedo puede ser excavado con dificultad usando una pala y presenta una densidad o consolidación tal que imposibilita la penetración de raíces. No obstante, un fragmento de contacto paralítico agitado durante 15 horas en agua o hexametáfosfato de sodio, se disgrega. Al igual que el contacto lítico, si presenta grietas, su espaciamiento ha de ser mayor a 10 cm (Soil Survey Staff, 1999).

Grosor de los horizontes

Por convención, para todos los perfiles, su grosor y profundidad se mide a partir de la superficie del suelo, excluyendo la vegetación. Se indica la profundidad superior e inferior del horizonte (ej. 0-23 cm, 23-47 cm, 85 y más cm), pero dependiendo de las características del límite se definirá su espesor en el punto medio de la 'transición'. En el caso de los límites irregulares u ondulados, se precisarán los valores de la fluctuación involucrada (ej. 10-25/45 cm, 25/45 y más cm, etc.). Los límites quebrados requerirán una descripción más elaborada, caracterizando claramente este rasgo morfológico (ej. 60/75-100 cm: límite quebrado claro a

roca subyacente, la zona de transición consiste en material disuelto y fracturado dentro del cual el horizonte pardo arcilloso ocupa parte de las fisuras).

RAÍCES Y POROS

Tanto la cantidad de raíces como de poros se describen en términos del número de ellos por unidad de área, la cual cambia con el tamaño de ambos: 1 cm² para muy fina(o)s y fina(o)s, 1 dm² para media(o)s y gruesa(o)s, 1 m² para muy gruesa(o)s. Dicho tamaño y las unidades de área se incluyen en la Figura 3.

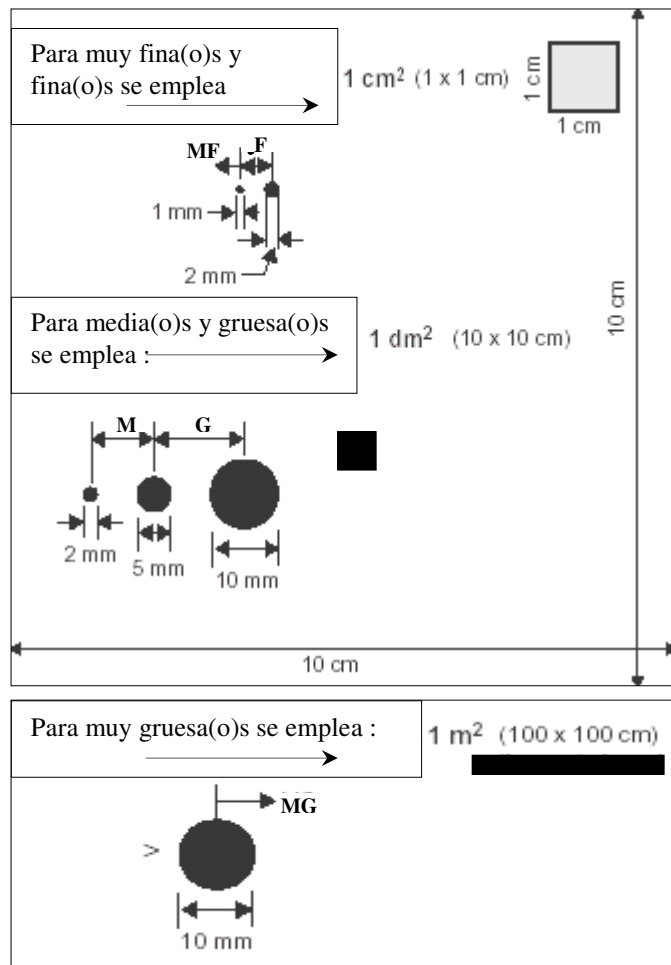


Figura 3. Unidades de área para definir abundancia de poros y raíces.

Finalmente, los términos poca(o)s, muy poca(o)s, abundantes, etc. caracterizan la abundancia o cantidad de raíces y poros presentes en cada horizonte, acorde a la unidad de área y el tamaño estos rasgos morfológicos (Cuadro 2).

Cuadro 2. Abundancia de raíces y poros acorde a la unidad de área

Término descriptivo¹	Cantidad promedio por unidad de área
Poca(o)s	< 1
Muy poca(o)s	< 0,2
Moderadamente poca(o)s	0,2 a < 1
Comunes	1 a < 5
Abundantes	≥ 5

¹⁾ Muy poca(o)s y moderadamente poca(o)s pueden ser incluidos opcionalmente para raíces, pero no para poros.

Morfológicamente se registra la cantidad, tamaño y ubicación de las raíces en cada horizonte de suelo. Sin embargo estos registros pueden incluir otros rasgos propios de las raíces tales como longitud, aplanamiento, nodulación y lesiones; o bien pueden describirse con relación a otros rasgos del horizonte como el límite del horizonte, restos animales, poros y otros. La descripción puede incluir, por ejemplo: *raíces al interior de los agregados* o *raíces siguen los planos de debilidad de los agregados*. El tamaño, abundancia y ubicación resulta ser el orden más conveniente: *raíces muy finas abundantes* y *finas comunes*, lo que implica que las raíces están uniformemente distribuidas ya que la ubicación no ha sido consignada. Esto, en contraste con ejemplos que señalan la ubicación: *raíces muy finas abundantes y finas comunes concentradas a lo largo de las caras verticales de agregados* o *raíces muy finas abundantes dentro de los agregados y finas comunes entre agregados*.

La importancia de esta descripción radica en que aquellas raíces finas y muy finas son las más funcionales, por lo que su presencia o ausencia reflejan claramente las condiciones, adecuadas o restrictivas, dominantes en el suelo.

En la matriz del suelo el espacio poroso es aquella parte del volumen que no está ocupada por partículas sólidas, pero sí tanto por gases como por agua. Se encuentra íntimamente relacionado con la estructura y el contenido de materia orgánica. Así, las estructuras granulares y de bloques tienen un espacio poroso entre los agregados, y aun internamente, más abundante y regular que otros tipos de estructura. La porosidad se relaciona con propiedades como retención y movimiento del agua, aireación, transferencia de gases en la rizósfera y la facilidad con que las raíces pueden penetrar en el suelo y absorber nutrientes. En el Cuadro 3 se observa una clasificación de los poros del suelo, otros rasgos asociados y algunas funciones que éstos cumplen.

Cuadro 3. Espacio poroso del suelo y algunas funciones

Clasificación	Diámetro (micras, μ)	Tensión de agua (kPa)	Función con relación al agua
Macroporos	≥ 60	≤ 5	De drenaje y aireación
Mesoporos	10 a < 60	5 - 33	De ascenso capilar
Microporos	0,2 a < 10	33 - 1.500	Almacenamiento de agua aprovechable
Superficies higroscópicas	$\leq 0,2$	≥ 1.500	Almacenamiento de agua higroscópica o no disponible

Los macroporos son esenciales en el flujo de aire que suministra oxígeno para el crecimiento de raíces y de la fauna edáfica. En cambio los microporos prioritariamente retienen el agua que en definitiva utilizará la planta. En consecuencia, el balance apropiado de tamaño de poros refleja mejor la relación posible entre el suministro de gases y agua. Así, se dice que un suelo ‘ideal’ debería tener una relación **sólidos:poros** de **1:1**; más aún, una relación **macroporos: mesoporos + microporos** de **2:3** (Schroeder, 1984).

En general, partículas grandes determinan espacios porosos grandes, pero menos espacio poroso total; así mismo, un predominio de partículas pequeñas define la formación de poros finos abundantes y un espacio poroso mayor. Si bien la tendencia es aquella que se aprecia en el Cuadro 4, es posible que suelos de textura fina posean poros grandes por la acción de las raíces, por los macroorganismos, por el desarrollo de estructura o por la dinámica de arcillas (2:1).

Cuadro 4. Tendencia general de porosidad y tamaño de poros (Schroeder, 1984)

	Clase textural
Porosidad total	arcillosa > limosa > franca > arenosa
Proporción de macroporos	arenosa > franca \approx limosa > arcillosa
Proporción de mesoporos	franca \approx limosa > arcillosa > arenosa
Proporción de microporos	arcillosa > limosa > franca > arenosa

En términos de descripción morfológica, históricamente los poros que se describen son aquellos denominados no-matriciales (Soil Survey Division Staff, 1993), excluyendo vacíos interestructurales, grietas y en algunos casos poros intersticiales. Los vacíos interestructurales pueden ser inferidos de la descripción de estructura y no registrarse directamente. Las grietas pueden ser evaluadas independientemente. Los poros intersticiales, es decir, vacíos entre partículas de arena o fragmentos de roca visibles, pueden ser estimados visualmente; o bien pueden ser inferidos de la porosidad, densidad aparente y de la distribución de partículas por tamaño. Indudablemente que en terreno no es posible evaluar los poros intersticiales más pequeños (ej. $< 0,05$ mm), pues las observaciones de campo se limitan a aquellas que pueden ser realizadas con lupas de 10X de aumento.

En consecuencia, a diferencia de las raíces, los poros se describen también por su forma como (Figura 4):

- Tubulares: vacíos cilíndricos y elongados (túneles de lombrices).
- Dendríticos tubulares: vacíos cilíndricos y elongados bifurcados (canales de raíces).
- Vesiculares: vacíos ovoides o esféricos (burbujas de gas pseudomórficas atrapadas bajo una costra, común en ambientes áridos y semiáridos).
- Irregulares: cámaras o cavidades sin conexión.

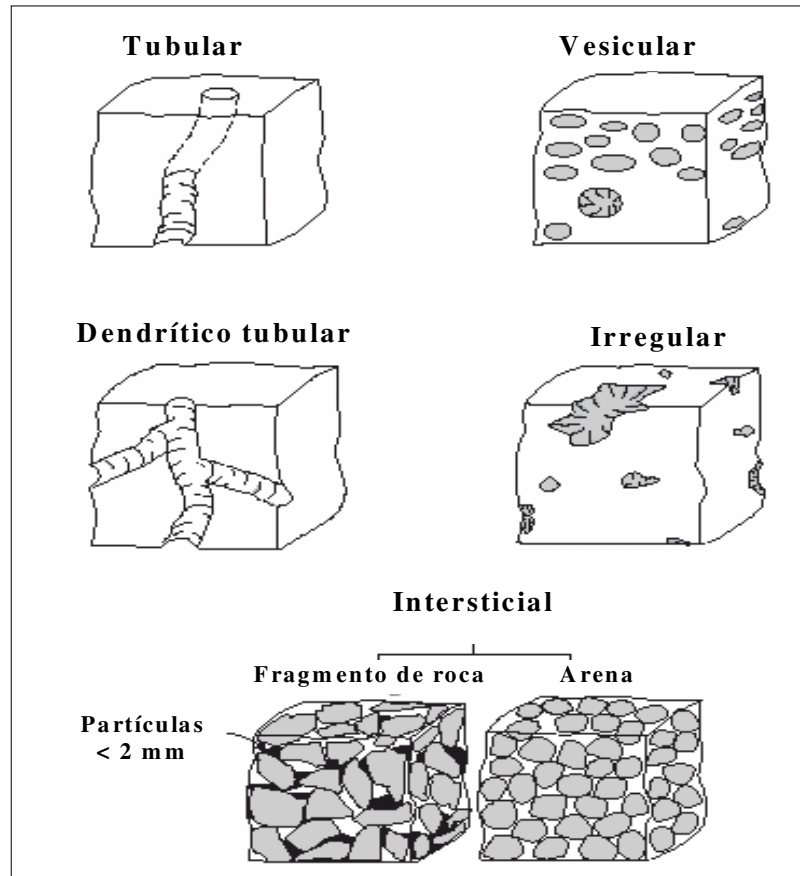


Figura 4. Formas de poros.

Por último, en el caso de poros, se describe su continuidad vertical que se define como la distancia vertical promedio de poros mayores de 0,5 mm en condiciones de suelo húmedo o mojado.

GRIETAS

Las grietas, también denominadas “grietas extra-estructurales” (Soil Survey Division Staff, 1993) son fisuras diferentes a las atribuidas a la estructura del suelo, de hecho son más largas y amplias que estos planos de debilidad que separan a los agregados del suelo. Son comúnmente verticales, subplanares, poligonales y resultan de la pérdida de agua o consolidación del material suelo.

Estas fisuras resultan fundamentales para que ocurra ‘flujo preferencial’ y son la causa principal de los cambios temporales de la tasa de infiltración y conductividad hidráulica en los suelos. Se asocian pero no están restringidas a suelos arcillosos y son más pronunciadas en aquellos suelos sujetos a expansión y contracción (alto COLE, coeficiente lineal de extensibilidad).

Si bien se registra su frecuencia relativa (número promedio estimado por m²), profundidad (promedio) y clase, Soil Survey Division Staff (1993) reconoce dos tipos de grietas: reversibles e irreversibles (Figura 5); las cuales pueden estar relacionadas a costras (iniciadas superficialmente), o ser trans-horizontes (iniciadas subsuperficialmente).

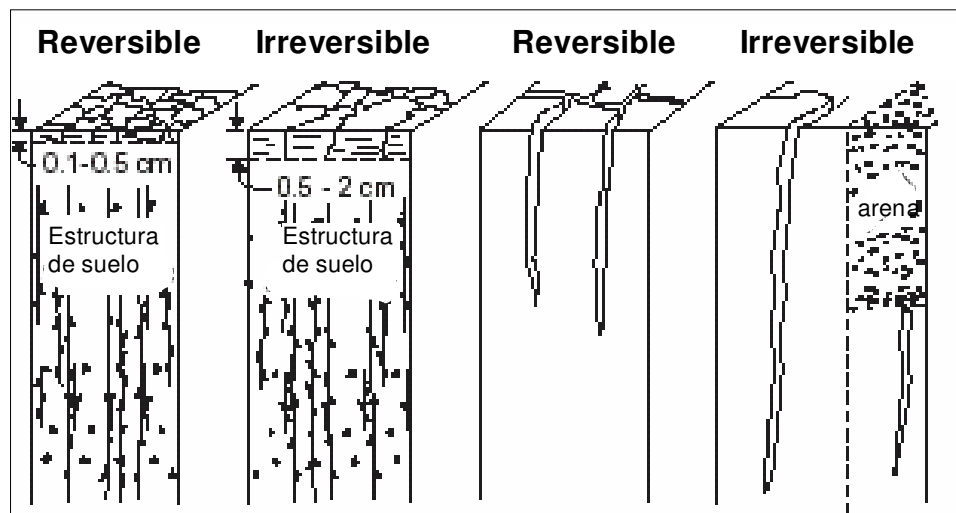


Figura 5. Tipos de grietas en los suelos.

Grietas iniciadas superficialmente

Son grietas someras, verticales y relacionadas a costras; derivadas de la salpicadura de gotas y encharcamiento, seguido de pérdida de agua/consolidación y desecación.

Reversibles: grietas muy someras, a profundidades de 0,1-0,5 cm, poco persistentes (menos de unas pocas semanas), formadas por secamiento desde la superficie y con influencia estacional mínima en la infiltración acumulada (ej. grietas de costras por gotas de lluvia).

Irreversibles: grietas someras, a profundidades de 0,5-2,0 cm, estacionalmente persistentes (no se presentan todo el año o cada año), con menor influencia en la infiltración acumulada (ej. costras de congelamiento/derretimiento y grietas asociadas).

Grietas iniciadas subsuperficialmente

Son grietas verticales profundas que comúnmente se extienden por más de un horizonte o estrata, pudiendo alcanzar la superficie; derivadas del humedecimiento y secamiento, o de deshidratación y consolidación del material parental.

Reversibles: grietas persistentes, comúnmente estacionales, estrechas cuando se rehidratan, de gran influencia en la infiltración acumulada y en la conductividad hidráulica saturada; formadas por humedecimiento y secamiento del suelo (ej. Vertisols, subgrupos vérticos).

Irreversibles: grietas permanentes (persisten todo el año), de gran influencia en la infiltración acumulada y en la conductividad hidráulica saturada (ej. fisuras subsuperficiales extremadamente gruesas dentro del ‘till’ glacial y grietas de terrenos ganados al mar).

COSTRAS

Una costra es una capa superficial delgada (menos de 1 cm hasta 10 cm) de partículas de suelo unidas por organismos vivientes y/o por minerales en ‘esteras’ horizontales o pequeñas placas poligonales. Se forman en la superficie de los suelos y presentan características físicas y/o químicas diferentes al material sobre el cual descansan.

Típicamente las costras en los suelos cambian su tasa de infiltración y estabilizan tanto agregados como partículas sueltas. Se reconocen dos categorías generales de ellas: biológicas y minerales.

Costras biológicas

Son costras que se forman en o sobre el suelo, son ligeramente flexibles cuando están húmedas y bióticamente dominadas por ‘esteras’ superficiales de algas (azul-verdes, verdes y pardas), líquenes y/o musgos. También llamadas costras bióticas, criptogámicas, microbióticas, microflorales o microfíticas. Aunque se reconocen varios tipos de costras microbióticas, sobre la base de las comunidades biológicas que las componen, no existe consenso hasta ahora en los tipos de costras biológicas.

Costras minerales

Denominadas también costras abióticas, no-bióticas o no-microbióticas, son capas superficiales delgadas compuestas por partículas de suelo o cristales minerales secundarios unidos reversiblemente, algunas veces laminadas y físicamente no dominadas por una ‘estera’ microbiótica. Dentro de este tipo de costras se identifican dos subtipos: químicas y físicas.

Costras químicas

Las incrustaciones de sales son un buen ejemplo de ellas, siendo capas superficiales delgadas dominadas por evaporitas macro o microcristalinas de halita (NaCl), MgSO_4 , mirabilita ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), tenardita (Na_2SO_4), epsomita ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$), hexahidrita ($\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), bloedita ($\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$), konyaita ($\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$), loeweita ($\text{Na}_{12}\text{Mg}_7(\text{SO}_4)_{13} \cdot 15\text{H}_2\text{O}$), yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) (Singer y Warrington, 1992; Doner y Lynn, 1989), u otros minerales. Dentro de este subtipo se incluyen también otras incrustaciones minerales superficiales, tales como aquellas provenientes del drenaje de relaves mineros.

Costras físicas

Son capas delgadas físicamente reconstituidas, reagregadas o reorganizadas de partículas primarias minerales. Incluyen a los siguientes grupos:

Por impacto de gotas de lluvia: también denominadas costras estructurales y que se forman debido a las gotas de lluvia, las que causan la dispersión de arcilla en el suelo con un subsecuente endurecimiento y pérdida del grado de estructura del suelo (masivo) o la formación de capas laminares superficiales cuando se secan (Singer y Warrington, 1992).

Depositacional: recibe también la denominación de “fluentic zone” (Soil Survey Division Staff, 1993) y es una capa delgada, superficial, comúnmente laminada y de grosor variable, que consiste en agregados pequeños de minerales primarios depositados por escorrentías de corto plazo con un secamiento subsecuente (Singer y Warrington, 1992).

De congelamiento/descongelamiento: también denominadas costras de crioturbación, son capas superficiales y estacionales de sedimentos de 1-5 cm de grosor que se verifican en terrenos desnudos sujetos a desagregación o encharcamiento por ciclos de calentamiento y enfriamiento, cuando están muy húmedos o mojados. Generalmente la capa se compone de placas poligonales trabadas de 5-20 cm de diámetro separadas por grietas de 1-2 cm de ancho, las cuales se extienden a la base de la costra y no se cierran completamente con el mojamiento. Su resistencia a la ruptura en seco es moderada o menos que moderada (Soil Survey Division Staff, 1993).

Vesiculares: también es una capa superficial del suelo o una zona caracterizada por poros esféricos u ovoides discontinuos de 0,5-2 mm de diámetro, visibles a ojo desnudo, y comprenden una porción volumétrica sustancial de la matriz (casi 20%). Estas vesículas aparentemente se forman cuando los poros, entre las partículas de arcilla en estructuras laminares, están sujetos a humedecimientos y desecamientos repetidos. Si los agregados llegan a ser particularmente inestables con la saturación, la presión del aire puede formar vacíos redondos pequeños (ej. burbujas) que permanecen cuando el suelo se seca (Blackburn *et al.*, 1975). Este tipo de costras ocurren principalmente en áreas áridas y semiáridas.

En definitiva, las costras se describen y registran solo acorde a su clase, pero se sugiere que adicionalmente se incluya: resistencia a la ruptura (costras superficiales y láminas), porosidad (clase), tamaño, diámetro, grosor, cantidad y color.

FRAGMENTOS MINERALES GRUESOS Y FINOS DEL SUELO

El material mineral del suelo está constituido por fragmentos de roca, minerales primarios y secundarios. Todos ellos se encuentran en un rango amplio de tamaño de fragmentos y partículas, dependiendo de la clase de roca parental y de su grado de meteorización. De manera que se les ha dividido convencionalmente en fracciones de tamaño, gruesa y fina, para facilitar su descripción.

Cuando se pretende definir un límite superior de tamaño de partícula, que pueda ser incluido correctamente en la definición de suelo, prácticamente hay unanimidad en la literatura en considerar “suelo” a aquellas partículas de diámetro equivalente igual o inferior a 2 mm. En consecuencia, cualquier fragmento de diámetro equivalente superior a este valor se denomina “fragmento grueso”.

Fragmentos gruesos del suelo

Debido a que muchos suelos en áreas de origen glacial, particularmente en regiones áridas y semiáridas, exhiben fragmentos diversos, así como también afloramientos rocosos en superficie (Figura 6); su descripción debe incluir información relativa a la abundancia, forma, tamaño y naturaleza e importancia de estos materiales.

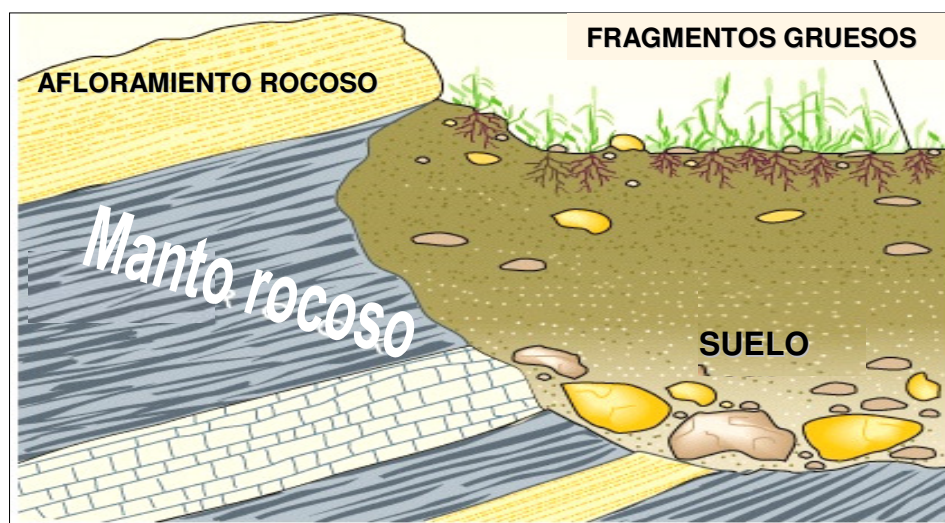


Figura 6. Tipos de fragmentos gruesos según ubicación.

Abundancia de los fragmentos gruesos del suelo

La abundancia de estos fragmentos se debe diferenciar en afloramientos rocosos (Cuadro 5), fragmentos en superficie (Cuadro 6) y fragmentos en el perfil (Cuadro 7).

Cuadro 5. Clases de afloramientos rocosos

Clase	Superficie con roca expuesta (%)
1	< 0,1
2	0,1 a < 2
3	2 a < 10
4	10 a < 25
5	25 a < 50
6	50 a < 90
7	≥ 90

Cuadro 6. Clases de fragmentos en superficie

Clase	Abundancia (%)	Separación (m) acorde al diámetro (cm)		
		25 cm	60 cm	120 cm
1	< 0,01	≥ 25	≥ 60	≥ 120
2	0,01 a < 0,1	8 a < 25	20 a < 60	37 a < 120
3	0,1 a < 3	1 a < 8	3 a < 20	6 a < 37
4	3 a < 15	0,5 a < 1	1 a < 3	2 a < 6
5	15 a < 50	0,1 a < 0,5	0,2 a < 1	0,5 a < 2
6	≥ 50	< 0,1	< 0,2	< 0,5
7	≥ 50	Continuo (no suelo)		

Cuadro 7. Clases de fragmentos en el perfil

Clase	Abundancia (%)	Términos descriptivos (modificador de la clase textural)
1	< 15	Sin adjetivo a la clase textural.
2	15 a < 35	Gravoso, pedregoso, etc.
3	35 a < 60	Muy: gravoso, pedregoso, etc.
4	60 a < 90	Extremadamente: gravoso, pedregoso, etc.
5	≥ 90	Sin adjetivo a la clase textural, no suelo.

Forma y tamaño

En este sentido no existe un esquema de clasificación universalmente aceptado. No obstante, de los distintos sistemas existentes, Chile ha adoptado el definido por el Departamento de Agricultura de Estados Unidos (USDA). La Figura 7 incluye las distintas formas que los fragmentos pueden tener, acorde a su esfericidad y redondez.

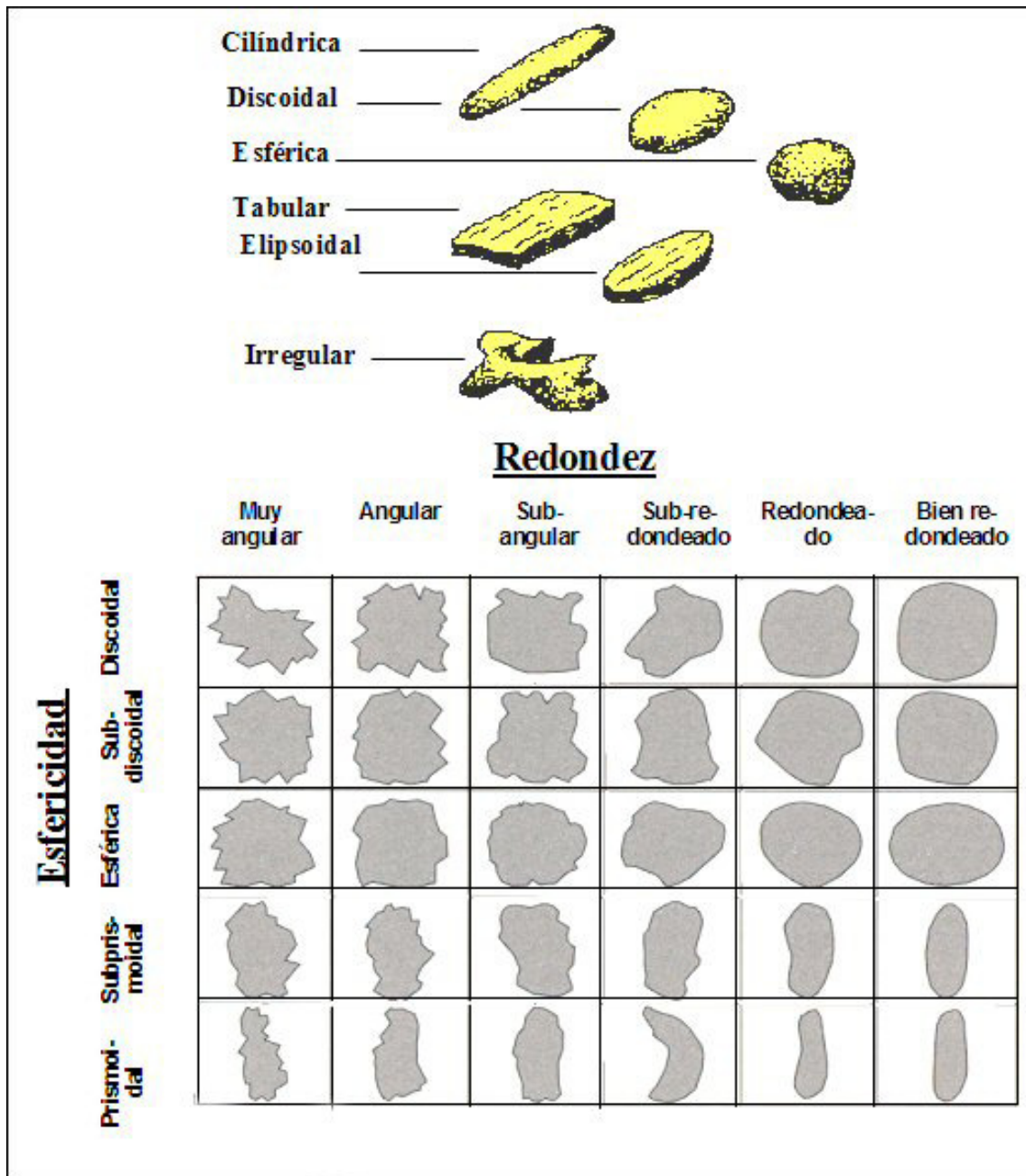


Figura 7. Forma de fragmentos gruesos de los suelos.

En la Figura 8 se dan ejemplos de porcentajes de cobertura, en volumen, que se describen por horizontes.

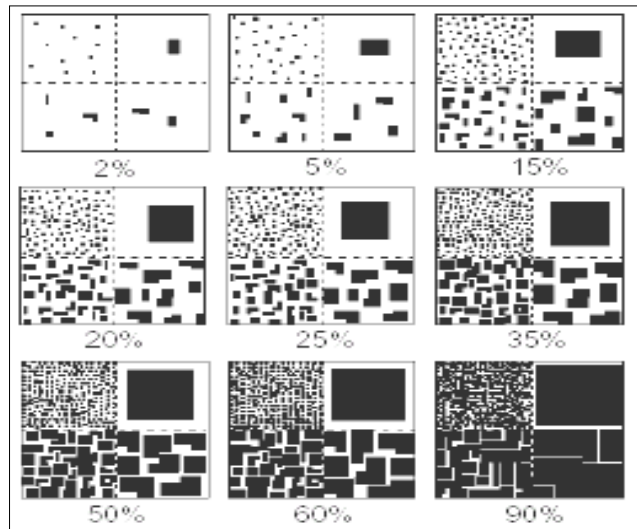


Figura 8. Ejemplos de porcentajes de cobertura.

En términos de tamaño, los fragmentos se clasifican de acuerdo a su forma y diámetro equivalente (dE), concepto que involucra al diámetro que tiene una esfera cuyo volumen es igual al que presenta el fragmento o partícula (Figura 9).

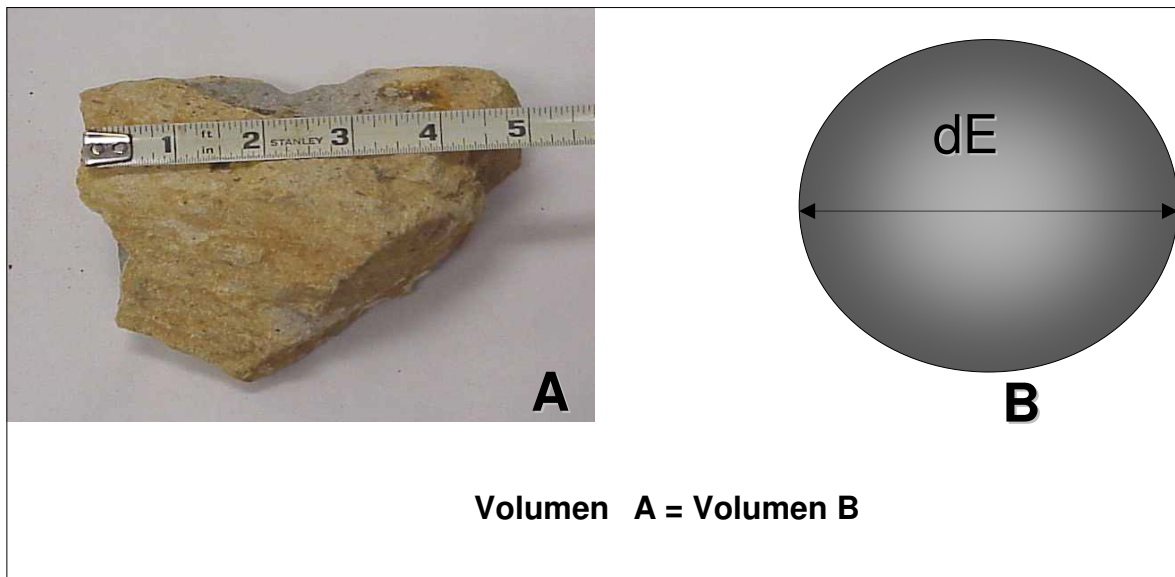


Figura 9. Concepto de diámetro equivalente (dE) de partículas.

En el Cuadro 8 se clasifica a los fragmentos gruesos del suelo acorde a su forma y tamaño.

Cuadro 8. Denominación de fragmentos según forma y tamaño

Forma	Nombre (inglés)	dE (mm)	Término descriptivo
ESFÉRICA O CÚBICA	grava fina (fine gravel)	2 a < 5	Gravoso
	grava media (medium gravel)	5 a < 20	
	grava gruesa (coarse gravel)	20 a < 76	
	guijarro (cobble)	76 a < 250	Guijarroso
	pedra (stone)	250 a < 600	Pedregoso
	bolón (boulder)	≥ 600	(no tiene)
APLANADA (sub) prismoidal	Nombre (inglés)	Longitud (mm)	Término descriptivo
	guijarro (chanter)	2 - 150	Guijarroso
	laja (flagstone)	150 - 380	Lajoso
	pedra (stone)	380 - 600	Pedregoso
	bolón (boulder)	> 600	(no tiene)

Naturaleza e importancia de los fragmentos del suelo

La descripción debe, en lo posible, incluir la naturaleza del fragmento (granito, cuarzo, feldespato, etc.), de lo contrario bastará con indicar el tipo de fragmento. Además, se debe incluir el grado de meteorización (no alterado, meteorizado o fuertemente meteorizado), para aquellos distintos del cuarzo.

La presencia de fragmentos gruesos determina en gran medida la eficacia de ciertas prácticas agronómicas. Al respecto, se señala el siguiente ejemplo:

Cuando una muestra de un horizonte superficial (ej. 0-15 cm) es preparada para su análisis, se seca al aire y luego se tamiza a 2 mm; el material que queda sobre el tamiz se descarta. Si se asume que esta muestra representa la situación en una extensión de una hectárea y si se considera que la densidad aparente de un suelo varía entre 1,0 y 1,8 Mg m⁻³ (1.000-1.800 kg m⁻³), la masa de este horizonte superficial (15 cm) puede fluctuar entre 1,5 y 2,7 millones de kg, es decir, una hectárea de 15 cm de espesor tiene en promedio una masa de 2 millones de kg. Ahora bien, si se pretende determinar los niveles de nutrientes en el suelo en base a muestras, los cuales comúnmente se expresan en términos de partes por millón (ppm); un resultado de 30 ppm de P₂O₅ para el horizonte antes aludido implica que para su masa de 2 millones de kg se espera una reserva de fósforo de 60 kg de P₂O₅, bajo el supuesto que dicho horizonte no posee partículas o fragmentos de un diámetro superior a 2 mm.

En consecuencia, si no se considera a los fragmentos gruesos presentes en los suelos, se corre el riesgo de subestimar las necesidades nutricionales de las plantas. Algo similar ocurre cuando se hacen recomendaciones para la aplicación de enmiendas a los suelos, donde por el mismo motivo se podría sobreestimar las dosis de productos sugeridos para la habilitación.

En el cálculo gravimétrico del contenido de agua de los suelos, comúnmente tampoco se considera la presencia de fragmentos de diámetro equivalente superior a 2 mm. De este modo, si el volumen ocupado por un horizonte es de 1.500 m³ (0,15 m x 100 m x 100 m) y se calcula en el laboratorio un contenido de agua en base a volumen de 25%, se podría concluir que en dicho horizonte se tiene un volumen de agua de 375 m³. Sin embargo, si ese horizonte superficial posee sólo un 20% de piedras, el volumen hídrico real sería de 300 m³.

Una técnica bastante antigua y efectiva en la conservación del agua del suelo es el cubrimiento artificial (“mulching”) de éste con gravas en un espesor de hasta 5 a 10 mm, con el fin de favorecer la infiltración e impedir la evaporación. Estos cubrimientos a su vez pueden ayudar a reducir la erosión hídrica y eólica, e influir en la temperatura del suelo; así, los cubrimientos de colores claros (ej. cenizas volcánicas) disminuyen la temperatura del suelo, mientras que los de colores oscuros la incrementan. Sin embargo, el principal problema de esta técnica radica en que tanto la extracción, el transporte como su distribución en el terreno, redonda en costos altos; más aún, una vez que se aplica la grava no puede ser removida, no se descompone y puede, en el futuro, dificultar las labores y el uso de los terrenos.

Numerosos autores sugieren que los fragmentos superficiales, además de actuar como barreras para las pérdidas evaporativas, pueden inducir movimientos laterales de calor y vapor, de tal modo que bajo los fragmentos se acumularía agua en cantidades suficientes para constituir una fuente hídrica de muchas plantas de desierto; especialmente si el suelo está relativamente seco, la temperatura es elevada y/o la cubierta de fragmentos es discontinua.

En términos de la dificultad que opone la pedregosidad o rocosidad a la maquinaria de labranza y cosecha, las siete clases definidas anteriormente (Cuadro 6), pueden tener las implicancias que se señalan en el Cuadro 9.

Cuadro 9. Uso potencial de las siete clases de fragmentos gruesos de los suelos

Clase	Uso potencial
1	Los vegetales se cultivan sin limitaciones para la maquinaria.
2	Los vegetales se cultivan con algunas limitaciones para la maquinaria.
3	Principalmente especies para heno que requieran labranza limitada o infrecuente.
4	Sólo para praderas mejoradas.
5	Praderas naturales.
6 y 7	No apropiadas para la producción económica de cultivos.

Fragmentos finos o separados del suelo

Se denominan separados de suelo a aquellas partículas de tamaño inferior a 2 mm. De ellas, la arena (a) y el limo (L), se consideran relativamente inertes y conforman el ‘esqueleto’ del suelo. En tanto que la arcilla (A), por su elevada actividad físico-química y por analogía se entiende como la ‘carne’ del suelo. En conjunto estos tres separados constituyen lo que se denomina la “matriz del suelo”. Al igual que para los fragmentos gruesos, de los distintos sistemas de clasificación de partículas de diámetro inferior a 2 mm, que muestra la Figura 10, en Chile se emplea el ordenamiento definido por el USDA.

JGS & ASTM									
	0.001	0.005		0.074	0.42		2	476	75
Coloide	A	L		a fina	a gruesa		grava fina	grava	Roca

USDA (United States Department of Agriculture)									
	0.002		0.05	0.1	0.25	0.5	1	2	
A	L	a muy fina	a fina	a media	a gruesa	a muy gruesa		grava	

Rusia									
	0.001	0.005	0.01	0.05	0.25	0.5	1	3	
A	L fino	L medio	L grueso	a fina	a media	a gruesa	grava	Piedra	

ISSS (Information Society Standardization System)									
	0.002		0.02	0.2		2			
A	L	a fina	a gruesa	grava					

JSIDRE (The Japanese Society of Irrigation, Drainage and Reclamation Engineering)									
		0.01	0.05	0.25		2			
A	a muy fina	a fina	a gruesa	grava					

Figura 10. Sistemas de clasificación de partículas de suelo, acorde a su diámetro equivalente.

En el sistema USDA, la arcilla se separa en gruesa y fina con un valor límite de 0,0002 mm.

Textura y clase textural

Se llama **textura** a la composición elemental de una muestra de suelo, definida por las proporciones relativas de sus separados individuales en base a masa.

La obtención de los distintos porcentajes se logra a través de técnicas diversas, las que involucran la eliminación previa de agentes de agregación de los separados, tales como los carbonatos y la materia orgánica. Comprende, además, una dispersión de partículas y su posterior cuantificación. Este fraccionamiento del material mineral inferior a 2 mm de diámetro, se conoce como análisis granulométrico o mecánico y se lleva a efecto, principalmente, mediante tres técnicas de uso común: el hidrómetro, la pipeta y el tamizaje.

Con los resultados del análisis mecánico, se podría entonces asignar a la muestra una de las **clases texturales** específicas empleando un triángulo textural, o bien, preparar una Curva de

Frecuencia de Partículas según su tamaño, a partir de la cual es posible obtener conclusiones adicionales.

Triángulo textural y clases texturales

Los triángulos texturales son utilizados por quienes deben interpretar los resultados provenientes del análisis mecánico de los suelos. La Figura 11 incluye los tipos de triángulo utilizados por los edafólogos en Chile, diseñados por el USDA y en sus dos formas de presentación.

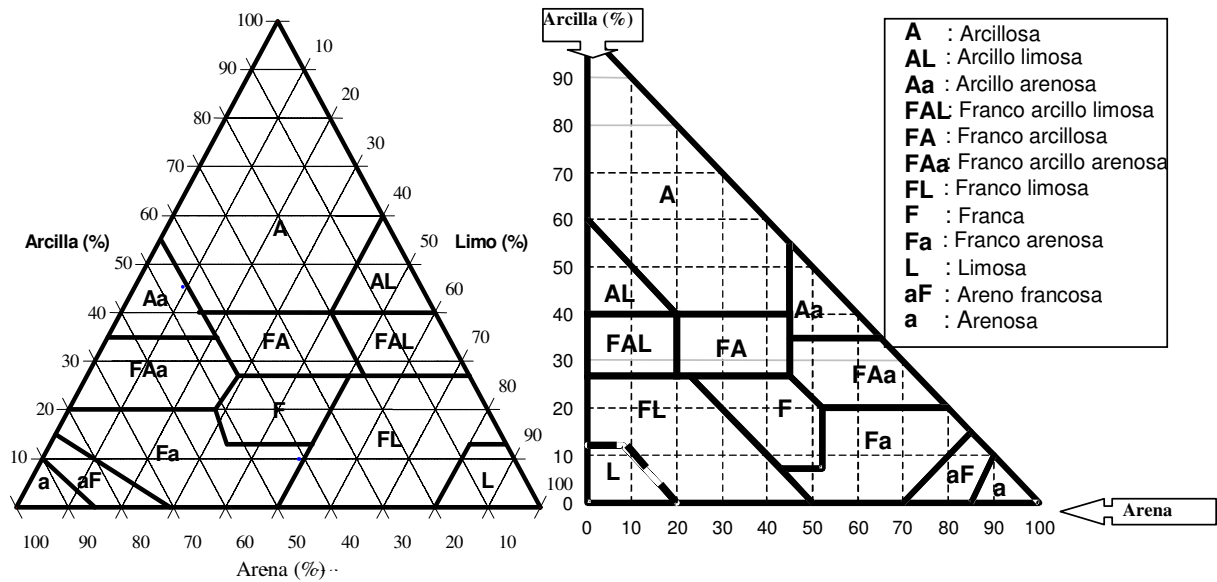


Figura 11. Triángulo textural y clases texturales.

Con excepción de la clase franca, los nombres de las clases texturales identifican al o los separados texturales que dominan las propiedades del suelo, aunque rara vez un suelo está constituido de un solo separado.

En ocasiones es conveniente agrupar los suelos en sólo tres categorías amplias (Figura 12) o en cinco subcategorías (Figura 13), según su clase textural.

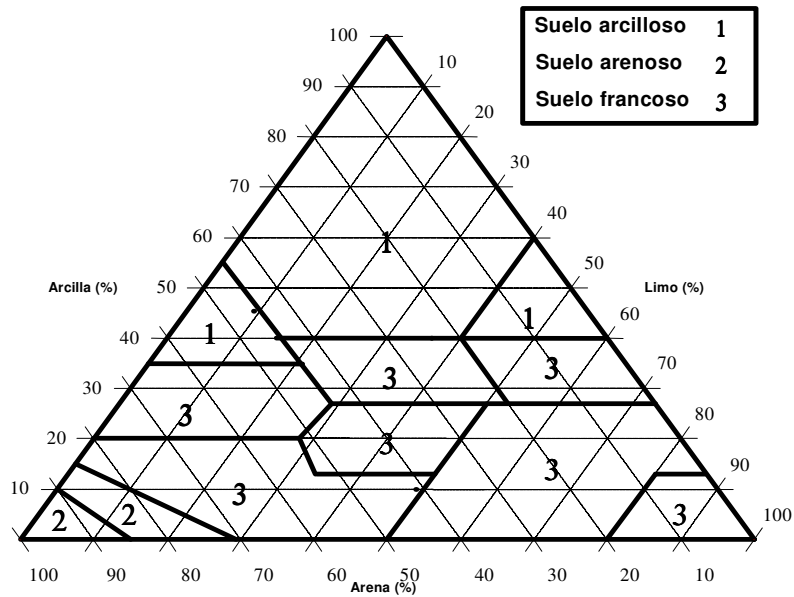


Figura 12. Agrupamiento de las clases texturales en categorías amplias.

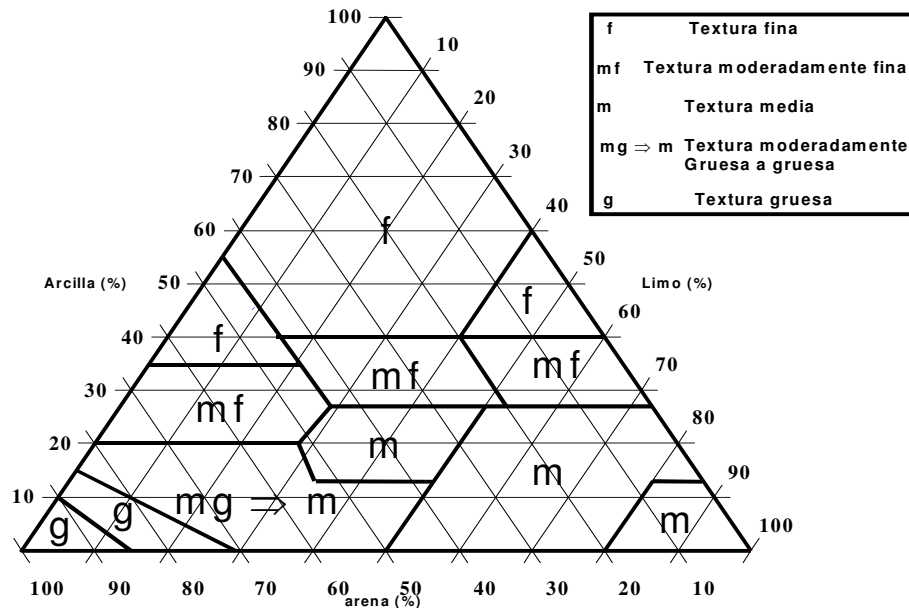


Figura 13. Agrupamiento de las clases texturales en subcategorías.

Los nombres de las clases texturales básicas se podrán incluir cuando estén presentes en el suelo materiales orgánicos, fragmentos gruesos y un determinado tamaño de arena. Así, por ejemplo, se puede describir una misma clase textural como:

- Turba franco arenosa (con material orgánico bien descompuesto).
- Turba no (semi) descompuesta franco arenosa (con material orgánico no descompuesto).
- Franco arenosa muy gravosa (gravas en un 35-60%) (Cuadro 7).
- Franco arenosa pedregosa (piedras en un 15-35%) (Cuadro 7).
- Franco arenosa gruesa (arenas gruesa y muy gruesa > 25%, otras < 50%).

Determinación manual de la clase textural

Esta determinación es de gran importancia cuando se hacen levantamientos o cartografía de suelos, estudios que requieren de una cantidad considerable de observaciones, los cuales no siempre llevan análisis de laboratorio. Los análisis normalmente se efectúan en muestras consideradas representativas de un número importante de observaciones.

En suelos derivados de cenizas volcánicas (Andisols) e incluso en muchos suelos de zonas tropicales (Oxisols), la aproximación manual de la clase textural resulta más confiable que aquella alcanzada por la vía de un análisis mecánico. Esta aparente contradicción radica en la mineralogía que caracteriza a estos suelos, y que imposibilita una dispersión completa de sus separados texturales. La dispersión de las partículas, dentro del análisis mecánico, resulta fundamental para que se cumpla la Ley de Stokes, principio físico de dicho análisis.

La aproximación al tacto de la clase textural se basa en la respuesta que puede manifestar el suelo frente a un manejo determinado, tal como la labranza o su comportamiento frente al agua. Esta respuesta se relaciona estrechamente con las propiedades cualitativas de los separados del suelo. En el Cuadro 10 se incluye una serie de propiedades cualitativas de dichos separados, que resultan muy útiles para estimar la clase textural por esta vía. No obstante, se debe tomar en consideración que pueden verificarse variaciones en la realidad, originadas por la presencia de nódulos de carbonatos o microagregados (que se comportan como partículas del tamaño arena); o bien, por un contenido elevado de materia orgánica que podría estar exacerbando la suavidad de una muestra.

Al respecto, se han publicado numerosas guías para llegar aproximadamente a las clases texturales a nivel de campo. De la misma manera, no se debe perder la perspectiva que se trata sólo de orientaciones generales.

Cuadro 10. Características cualitativas de los separados texturales


Arena	Limo	Arcilla
Presente en abundancia partículas gruesas, se puede ver a ojo desnudo y separar con facilidad.	Su rasgo más característico es su suavidad en estado húmedo, pero una apariencia de polvo (talco) en estado seco.	Con un poco de agua se vuelve jabonosa y resbaladiza.
Al frotar el material entre el dedo índice y el pulgar, se siente su aspereza y tamaño; repetida esta acción cerca del oído, es posible escuchar el crepitar de las arenas como resultado de la fricción de las partículas entre sí.	Al apretar limo húmedo entre el pulgar y el índice, se nota cómo se enrolla al secarse, dejando la piel limpia.	Si se manipula y amasa al estado plástico, forma cintas y cilindros finos y firmes.
Se satura con poca cantidad de agua y se seca rápidamente al aire; al secarse, se disgrega fácilmente.	Presenta adhesividad y es muy poco plástico.	Al manipularla con algo de agua y estrujarla, se siente suave y lisa, adhiriéndose a la piel a medida que se seca.
Al mezclar con agua un poco de material en la palma de la mano y frotar con el dedo índice de la mano opuesta, es posible diferenciar cantidades pequeñas de arena entre muestras.	No retiene agua por períodos de tiempo prolongados.	Es más adhesiva, cohesiva y plástica que el limo.
Presenta ligera plasticidad en un rango de contenido de agua muy estrecho.	Es la partícula que domina en los suelos de loess.	Retiene mucha agua y demora en secarse.
Para que domine cualitativamente, debe presentarse en cantidades elevadas.		Las características cualitativas de plasticidad y cohesividad se manifiestan aun con pequeñas cantidades de arcilla.
No presenta adhesividad.		

A continuación se incluyen algunos ejemplos:

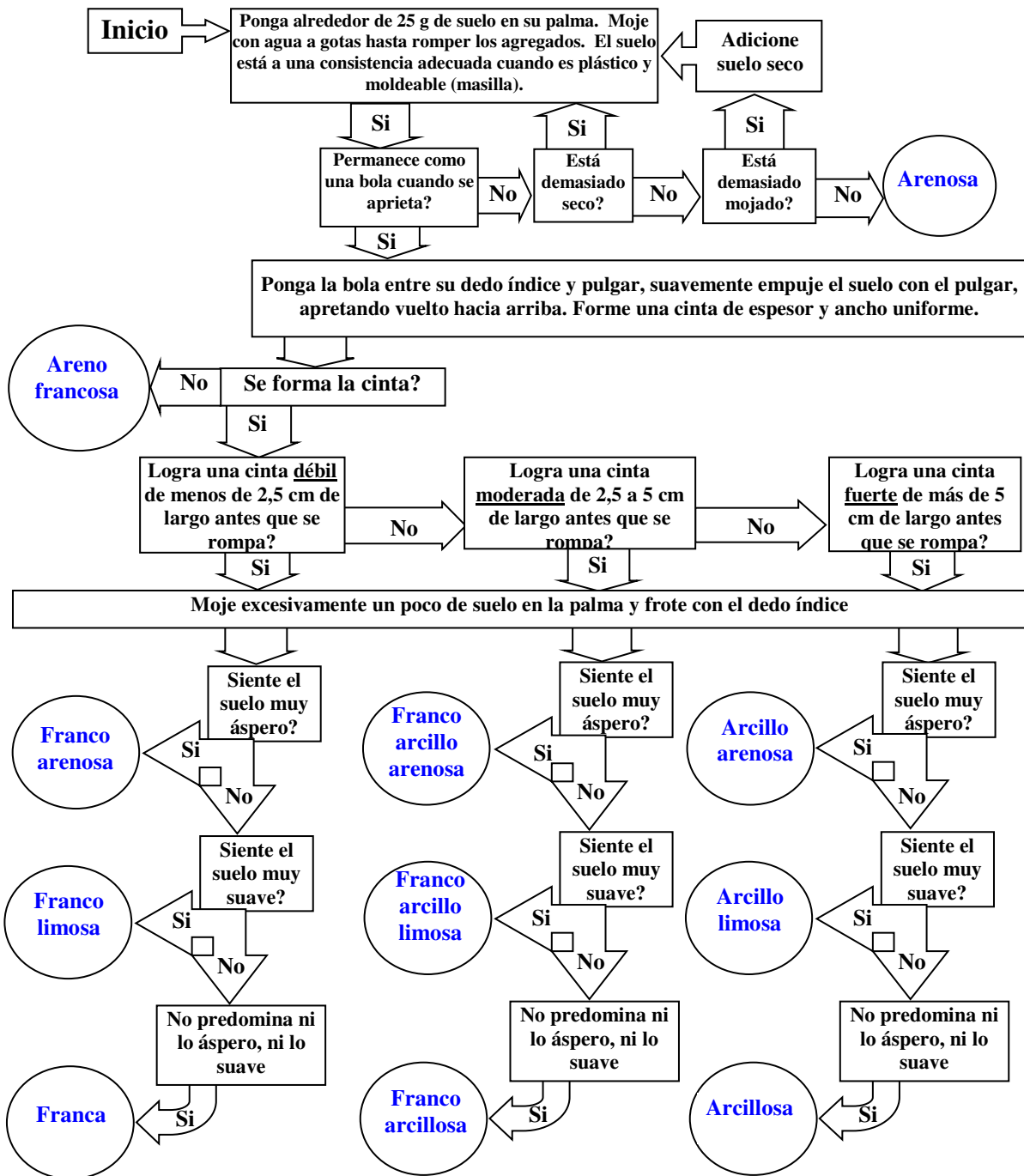
Ejemplo 1.

1	: El suelo húmedo, ¿forma una bola o esfera coherente? NO = Arenosa Sólo con mucho cuidado = Areno francosa SI ⇒ 2
2	: ¿qué sucede cuando la esfera es presionada entre los dedos? Se rompe = Franco arenosa Se aplana coherentemente = 3
3	: Con poca agua, ¿puede la esfera convertirse en un cilindro delgado (5 mm)? NO = Areno francosa SI ⇒ 4
4	: Con un poco más de agua, ¿puede formar un cilindro más delgado (2,5 mm)? NO = Franco arenosa SI ⇒ 5
5	: ¿Puede el cilindro de 2,5 mm formar una herradura sin agrietarse? NO ⇒ 6 SI ⇒ 7
6	: Remodelando con más agua, ¿cómo se siente el suelo al tacto? Suave y como pasta = Franco limosa Aspero y abrasivo = Franco arenosa
7	: ¿Puede el cilindro de 2,5 mm formar un anillo sin agrietarse? NO ⇒ 8 SI ⇒ 9
8	: Remodelando con más agua, ¿cómo se siente el suelo al tacto? Muy áspero = Franco arcillo arenosa Moderadamente áspero = Franco arcillosa Como masa = Franco arcillo limosa
9	: Remodelando sin agregar más agua, ¿puede pulir la superficie con el pulgar? NO ⇒ 8 SI, pero con partículas ásperas muy notorias = Arcillo arenosa SI ⇒ 10
10	: Mojando completamente, ¿cómo se siente el suelo al tacto? Moderadamente duro = Arcillo limosa Muy duro = Arcillosa

Ejemplo 2.

Esfera o bola	Cinta	Largo de cinta (cm)	Al tacto			Clase textural
			áspero	suave	ninguno	
NO						Arenosa
	NO					Areno francosa
	SI	2,5	SI			Franco arenosa
				SI		Franco limosa
					SI	Franca
		2,5 - 5,0	SI			Franco arcillo arenosa
				SI		Franco arcillo limosa
					SI	Franco arcillosa
		> 5,0	SI			Arcillo arenosa
				SI		Arcillo limosa
					SI	Arcillosa

Ejemplo 3.



Importancia de la clase textural

Los suelos que contienen 15 a 30% de arcilla, 40 a 55% de arena y 15 a 30% de limo (algunos francos, franco arcillo arenosos y franco arenosos), presentan problemas escasos ante el tráfico de implementos y maquinaria, drenaje o disponibilidad de nutrientes y agua. En consecuencia, se les cataloga como suelos óptimos para el crecimiento de las plantas y para la producción agrícola. Sin embargo, esto constituye una simplificación ya que hay otros factores que pueden estar influyendo de manera tal que un suelo de estas características resulta inapropiado como medio de crecimiento.

En la medida que la clase textural se aproxime a cualquier vértice del triángulo textural (Figura 11), las propiedades de cada separado textural se exageran. Así, en términos generales, las clases texturales extremas determinan suelos con las siguientes características:

Suelos arenosos: conductividad hidráulica buena, capacidad de retención de agua baja, bien aireado, generalmente con un contenido de nutrientes bajo, capacidad de adsorción baja, arraigamiento y labranza fáciles.

Suelos arcillosos: el agua circula (muy) lentamente, posee una capacidad de retención de agua alta, usualmente con un contenido de nutrientes alto, capacidad de adsorción alta, y tanto el arraigamiento como la labranza se dificultan.

Relación entre la clase textural y el contenido de agua

Se ha fragmentado el triángulo textural (USDA) con líneas segmentadas, que representan valores de contenido de agua equivalente calculados de la ecuación informada por Bodman y Mahmud (1932):

$$\text{Contenido de agua equivalente} = 0,023 \text{ arena} + 0,25 \text{ limo} + 0,61 \text{ arcilla}$$

Este valor es una aproximación para el contenido de agua a capacidad de campo, de manera que la Figura 14 proporciona una relación general entre esta constante hídrica y la clase textural de suelos con contenidos bajos de materia orgánica.

No obstante, el concepto de textura *per se* de un suelo u horizonte no debe ser analizado sólo en términos de la clase textural en que se le incluya. Tanto o más importante resulta su análisis en relación a los gradientes texturales que se verifiquen entre la totalidad de los horizontes o estratas del suelo.

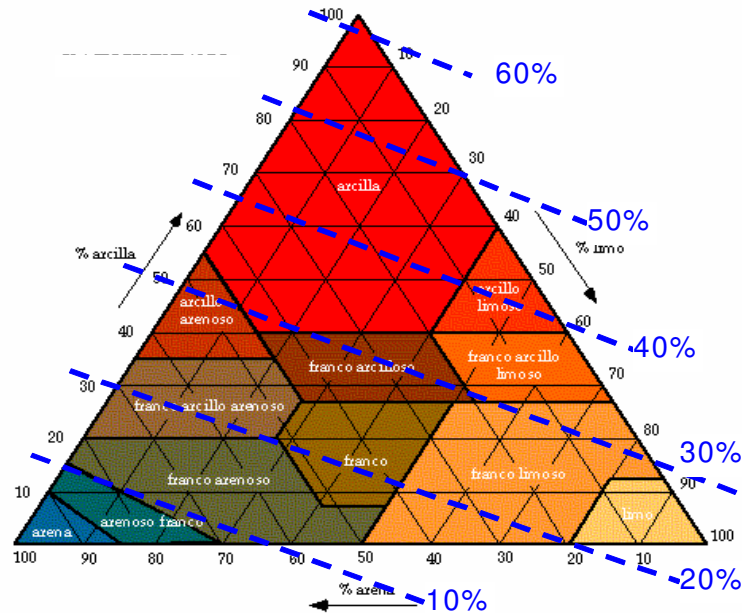


Figura 14. Contenido de agua equivalente (\approx capacidad de campo) versus clase textural.

Cualquier cambio abrupto de textura entre los horizontes o estratas o en el tamaño de los fragmentos gruesos, implica un efecto restrictivo sobre el movimiento del agua, la penetración de raíces y el movimiento de gases. Estos cambios texturales abruptos pueden significar una disminución en la profundidad efectiva del suelo y, por lo tanto, pueden impedir que las plantas desarrollen su potencialidad.

Muchos suelos aluviales presentan estratificaciones producto de la sedimentación de los materiales parentales. En ellos, el grado de restricción dependerá de lo abrupto de la transición y del grosor de las capas de diferente granulometría. Existen además los suelos denominados “dúplex” que también interrumpen el paso del agua a nivel de la interfase que separa horizontes de textura muy contrastante.

Rasgos o propiedades relacionadas a la textura

Discontinuidades litológicas

Son cambios significativos en la distribución de tamaño de partículas o en la mineralogía, los cuales constituyen una indicación de cambios en la litología dentro del suelo, una diferencia en el material a partir del cual se formaron los horizontes o, con la excepción de los suelos enterrados, una diferencia significativa en edad. Hasta el momento no existe acuerdo en el grado de cambio que debe existir para que se identifique una discontinuidad, tampoco hay aproximaciones cuantitativas al respecto. Una discontinuidad puede tener una importancia muy grande en un determinado suelo y muy pequeña en otro, incluso puede ser muy

importante en un horizonte y poco importante en otro dentro del mismo perfil. La estratificación que comúnmente está asociada a los suelos de origen aluvial no se designa como discontinuidad, aun cuando haya una marcada diferencia en la distribución de tamaño de partículas entre un estrato y otro, a menos que se hayan formado horizontes genéticos en las estratas contrastantes. Las discontinuidades que se detallan a continuación constituyen algunas de las más frecuentes, pero pueden existir otras.

Cambio textural abrupto: constituye un cambio en la distribución de tamaño de partículas, el cual no representa exclusivamente un cambio en el contenido de arcilla como resultado de la pedogénesis.

Tamaño contrastante de arenas: por ejemplo, si una capa que tiene arena media o más fina, abruptamente subyace a una capa que tiene arena gruesa o muy gruesa, se puede asumir que se trata de dos tipos de materiales. Aunque posean la misma mineralogía, el tamaño contrastante de las arenas es el resultado de diferencias energéticas al momento de la depositación.

Litología del basamento rocoso versus litología de los fragmentos gruesos en el suelo: si un suelo que tiene fragmentos de roca está sobre un contacto lítico, se esperaría que la litología de los fragmentos de roca fuera similar a la litología del contacto lítico. Si las litologías son diferentes, se puede asumir que el suelo no deriva completamente del substrato rocoso.

Forma de los fragmentos gruesos: un suelo con horizontes que contienen fragmentos gruesos angulares, sobre horizontes que contienen otros fragmentos gruesos redondeados, indica una discontinuidad. Las diferentes formas de fragmentos indican diferentes mecanismos de transporte (coluvial-aluvial) o aun, diferentes distancias de transporte.

Color del suelo: los cambios de color abruptos que no tienen su origen en la pedogénesis son indicadores de discontinuidades.

Valor n

Este valor caracteriza la relación entre el porcentaje de agua en el suelo, en condiciones de campo, y su porcentaje de arcilla y humus. Es útil para predecir si un suelo puede ser pastoreado con ganado o puede soportar otras cargas; además es útil para predecir el grado de subsidencia que un suelo puede tener después del drenaje. Para suelos no tixotrópicos el valor n se puede calcular a partir de la siguiente ecuación:

$$n = (A - 0,2R) / (L + 3H)$$

Donde A es el porcentaje de agua en el suelo en condiciones de campo (base suelo seco); R es el porcentaje de limo más arena; L es el porcentaje de arcilla; y H es el porcentaje de materia orgánica.

Los suelos cuyo valor n es inferior a 0,7 no deberían tener problemas de subsidencia después de drenados. La prueba de campo consiste en apretar con la mano una muestra de suelo; si el suelo fluye entre los dedos con dificultad, el valor n se encuentra entre 0,7 y 1 (ligeramente fluido); si el suelo fluye fácilmente entre los dedos, el valor n es superior a 1 (moderadamente fluido o muy fluido).

Para los suelos tixotrópicos formados a partir de cenizas volcánicas en climas húmedos y perhúmedos, el valor n calculado puede ser muy elevado. Para estos suelos la prueba de campo es más real que la fórmula para determinar su capacidad de soporte.

Materiales orgánicos del suelo

Dependiendo del grado de descomposición de los materiales vegetales, se pueden diferenciar tres clases de materiales orgánicos: fíbricos, hémicos y sápricos.

El concepto de fibras corresponde al de trozos de tejidos de plantas en los materiales orgánicos de suelo (se excluyen las raíces vivas), que: a) al tamizarlas son retenidas por un tamiz de una apertura de 0,15 mm; b) muestran evidencia de estructura celular de las plantas; y c) los materiales están lo suficientemente descompuestos de tal manera que pueden ser molidos, aplastados o desmenuzados.

Materiales fíbricos del suelo: son los menos descompuestos de los materiales orgánicos y contienen grandes cantidades de fibras a las cuales se les puede reconocer su origen botánico. Normalmente la densidad aparente es inferior a $0,1 \text{ Mg m}^{-3}$, y poseen un alto contenido de agua en saturación.

Materiales hémicos del suelo: presentan una descomposición intermedia entre los materiales fíbricos menos descompuestos y los materiales sápricos más descompuestos. Los colores son comúnmente pardo grisáceo oscuro a pardo rojizo oscuro. Las fibras se destruyen cuando el material se amasa en saturado. La densidad aparente fluctúa entre 0,07 y $0,18 \text{ Mg m}^{-3}$, el contenido de fibra varía entre $1/3$ y $2/3$ del volumen total y el máximo contenido de agua en saturación fluctúa entre 450 y 850%.

Materiales sápricos del suelo: son los más descompuestos. Su color varía desde gris muy oscuro a negro y son relativamente estables; cambian muy poco tanto física como químicamente, en comparación con los otros materiales orgánicos. La densidad aparente es superior a $0,2 \text{ Mg m}^{-3}$, el contenido de fibra es inferior a $1/3$ del volumen y el máximo contenido de agua a saturación es inferior a 450%.

COLOR DEL SUELO

El color es una de las características físicas más obvias del suelo, es fácil de medir o valorar y se utiliza para identificar y evaluar un suelo, pues dentro de un marco regional o local es posible inferir de él un conjunto de características que, a veces, no pueden ser visualizadas con facilidad y precisión.

El color del suelo es particularmente útil para realizar algunas predicciones. No obstante, su utilidad e importancia se deben considerar a nivel local ya que las generalizaciones pueden inducir a errores. Así, sólo dentro de un área limitada, el color puede asociarse a propiedades edáficas, tales como: cantidad/distribución de materia orgánica, extensión de la meteorización mineral, naturaleza del material parental, humedecimiento o sequedad del suelo, estado de aireación, etc.

Salvo por su efecto en el balance de calor superficial (aporte o pérdida de energía), el color tiene una influencia limitada sobre el funcionamiento del suelo.

Origen del color del suelo y procesos que lo influncian

El origen del color del suelo comprende aquellos factores o procesos que contribuyen a manifestar la presencia y difusión de elementos de coloración, denominados **elementos cromógenos** (Cuadro 11). En este sentido es notoria la influencia general de la textura del suelo, ya que los elementos cromógenos actúan más intensamente en suelos arenosos que en los arcillosos. Así, el proceso más simple de coloración de los suelos corresponde a aquel en que persisten en el tiempo los elementos cromógenos del material parental, dando origen a suelos que reciben la denominación de **litocrómicos**, caracterizados generalmente por ser pobres en humus.

Cuadro 11. Algunos elementos cromógenos de los suelos (color y fórmula química)

Óxido	Fórmula	Color en el suelo ¹
Goetita	(α -FeOOH)	7.5YR-2.5Y
Hematita	($\square\alpha$ -Fe ₂ O ₃)	7.5R-5YR
Lepidocrocita	(γ -FeOOH)	5YR-7.5YR, valor ≥ 6
Ferrhidrita	(Fe ₃ O ₈ ·4H ₂ O)	5YR-7.5YR, valor ≤ 6
Maghemita	(γ -Fe ₂ O ₃)	2.5YR-5YR
Jarosita	(KFe ₃ ³⁺ SO ₄) ₂ (OH) ₆	2.5Y o más amarilla (croma ≥ 6 y < 3 ó 4)
Gibsita	Al(OH) ₃	10YR 8/1

¹) Ver nomenclatura de color.

La **melanización** y **leucinización**, constituyen un conjunto de procesos referidos a cambios en el valor (Munsell) del color del suelo, ya sea por la adición o pérdida, respectivamente, de

materia orgánica (el caso más común) o bien por transformaciones de compuestos orgánicos de colores oscuros (melanizados) a otros de colores claros (leucinizados), o viceversa.

La **lutefacción** comprende un conjunto de procesos que contribuyen a dar al suelo una tonalidad amarilla o amarillenta. El cromógeno de los suelos con esta coloración son la goetita y/o la stilpnosiderita, productos de la alteración de silicatos férricos o ferromagnesianos.

La tendencia general de enrojecimiento del subsuelo en transectos desde zonas altas a bajas, o bien desde regiones polares a ecuatoriales, es una expresión de la segregación a través de todo el suelo y se debe a una oxidación progresiva del Fe. Tres procesos estarían explicando este fenómeno en los suelos, aunque se desconoce el mecanismo exacto involucrado: **braunificación** o **brunificación**, **rubefacción** y **ferruginación**. Estos procesos reflejan una liberación de Fe a partir de minerales primarios, conjuntamente con una dispersión de óxidos de Fe en cantidades crecientes, otorgando a los suelos coloraciones pardas, pardo rojizas y rojizas, respectivamente. En particular, las tonalidades rojizas intensas se atribuyen, generalmente, a la presencia de óxidos férricos no hidratados, como la hematita.

El término ruso **gley** fue originalmente utilizado para describir arcillas azul grisáceas, en una condición de anegamiento permanente.

Elementos del color y su interpretación

Antes de describir el color del suelo se debe tener presente el origen de éste. Al respecto, la Figura 15 describe ciertas decisiones a tomar, destacándose que en la actualidad el término **moteado** (mottle, en inglés) deja de asociarse a condiciones de mal drenaje sino que corresponde simplemente a cualquier color diferente a la matriz del suelo. Además se hace una discriminación entre rasgos no redoximórficos y aquellos redoximórficos, propiamente tales.

Las sustancias principales que confieren al suelo su color son el humus y compuestos minerales (óxidos e hidróxidos) que intervienen como pigmentos recubriendo las partículas. No obstante, la coloración final del suelo es producto de una superposición de procesos y factores cromogénicos, lo cual determina una asociación de colores y tonalidades en el suelo.

Colores claros de la matriz

Los colores claros se deben a la abundancia de minerales de colores claros o incoloros. Los horizontes superficiales de suelos evolucionados rara vez presentan estas tonalidades; salvo en regiones secas, áridas y semiáridas. Lo más frecuente es encontrar estos colores en suelos poco evolucionados, esqueléticos y decapitados por efectos de la erosión.

Los elementos que tienden a provocar estos colores son la sílice, carbonatos en un grado muy alto de pureza, el yeso, los cloruros o las arcillas, también desprovistas de impurezas.

En síntesis, los colores claros caracterizan a horizontes exentos de materia orgánica, o que presentan sales, o bien cuando compuestos coloreados son desplazados por lixiviación, procesos redoximórficos o meteorización.

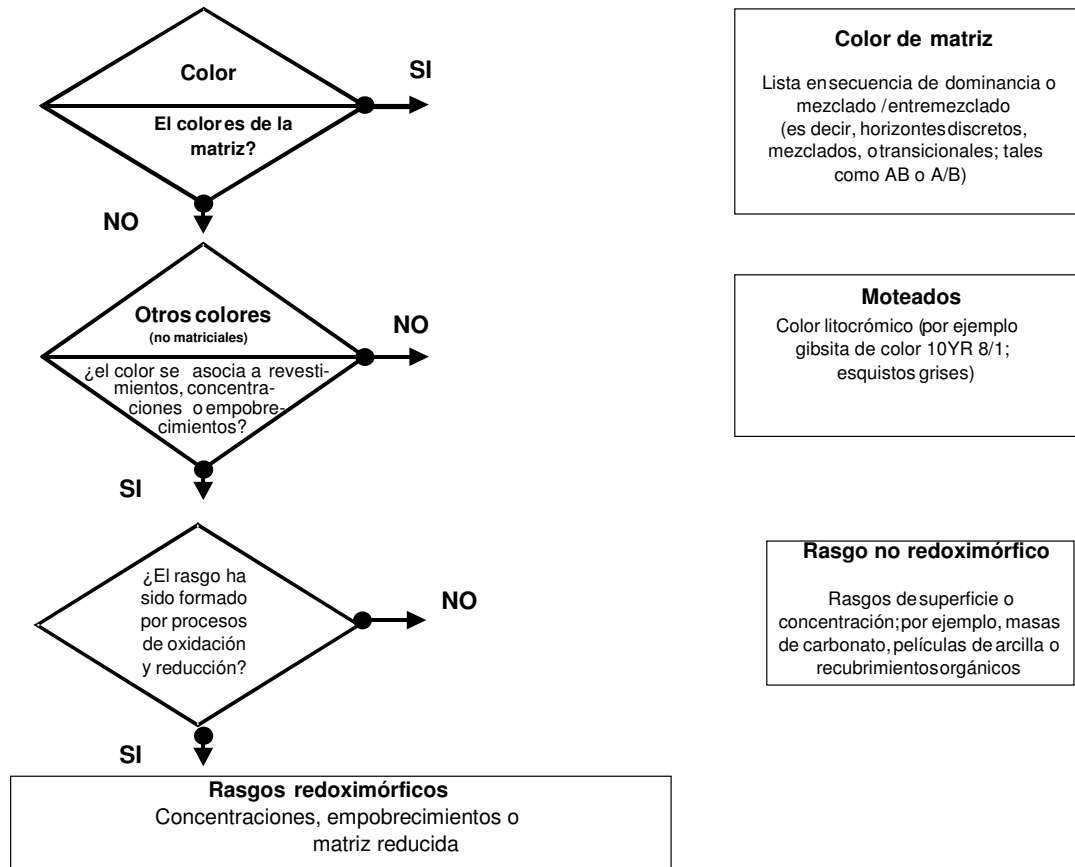


Figura 15. Árbol de decisiones para describir color del suelo (Schoeneberger *et al.*, 2002).

Colores oscuros de la matriz

Sugieren una mayor cantidad de materia orgánica que los colores claros, no obstante:

- Algunos materiales orgánicos no son necesariamente oscuros, pues la intensidad con la cual la materia orgánica oscurece los suelos depende de su naturaleza química, la cantidad y la forma en que se encuentra el material orgánico.
- Algunos suelos son casi negros debido a recubrimientos de los agregados y cuando éstos son destruidos aparecen colores, significativamente más claros. Estos recubrimientos generalmente son de naturaleza orgánica, pero si estas películas efervecen al aplicar H_2O_2 , indicaría la presencia de Mn y un gran potencial de toxicidad para la vegetación.

- c) En zonas con altas precipitaciones el color oscuro podría deberse a un drenaje restringido.
- d) Los colores pardos en horizontes profundos (ej. horizonte B), generalmente indican que los suelos presentan buen drenaje. Así, compuestos oxidados de Fe y Mn producen colores rojos, pardos, negro-pardos o pardo-negros.
- e) Los suelos húmedos, debido a que reflejan menos luz que cuando están secos, parecen más oscuros y más intensamente coloreados.

Colores debidos a procesos redoximórficos y condiciones ácuicas

Existe una interrelación entre el color del suelo y la aireación, debido a la presencia de agua en el espacio poroso lo que impide el flujo de aire dentro del suelo. Una aireación es pobre cuando los poros permanecen llenos de agua durante períodos prolongados.

La frecuencia de saturación de un suelo se puede juzgar a partir de la naturaleza y espesor de los horizontes gley, acorde con la distribución de los colores grises y pardos (Cuadro 12).

Cuadro 12. Saturación de un suelo y su relación con los colores

Distribución de colores (gris-pardo)	Anegamiento
Completamente gris	Permanente.
Gris dominante, con vetas o áreas oxidadas en un 10-20% del horizonte	Muy frecuente, probablemente todo el invierno con algo de penetración de raíces en verano.
Áreas equivalentes de gris y pardo	Frecuente durante el invierno, infrecuente en verano.
Pardo dominante, con manchas grises	Ocasional, probablemente insuficiente para matar raíces.
Completamente pardo	Inexistente.

Los suelos con condiciones ácuicas son aquellos que corrientemente sufren saturación periódica o continua, evidenciada por la presencia de rasgos redoximórficos.

Estos rasgos están asociados a exceso de agua y son el resultado de períodos de oxidación y de reducción de compuestos de Fe y Mn. Las formas reducidas de Fe y Mn son móviles y pueden ser transportadas por agua a través del suelo. La precipitación de estos iones se producirá en zonas aireadas del suelo, teniendo presente que el Mn se reduce más rápidamente que el Fe, en tanto que el Fe se oxida más rápidamente que el Mn.

En estos ambientes de oxidación y reducción alternados, los compuestos reducidos de Fe (silicatos, óxidos, hidróxidos, carbonatos, fosfatos, sulfuros) son de colores verdosos, amarillentos, azulados o grises, hasta la gama de los colores oscuros. En horizontes

subsuperficiales, si bien los óxidos de Fe y Mn otorgan a los suelos los colores pardos, rojos y amarillos característicos (el Mn^{+2} , no proporciona estos colores), cuando se reducen estos elementos se tornan móviles, dejando a las partículas primarias sin recubrimiento y como consecuencia descubren el color característicos del mineral, usualmente grisáceo (Figura 16). Sin embargo, las segregaciones de Fe no son necesariamente el resultado de oxidaciones y reducciones asociadas a un nivel freático fluctuante. Los colores mezclados pueden responder a una meteorización diferencial del material parental, en lugar de un drenaje impedido.

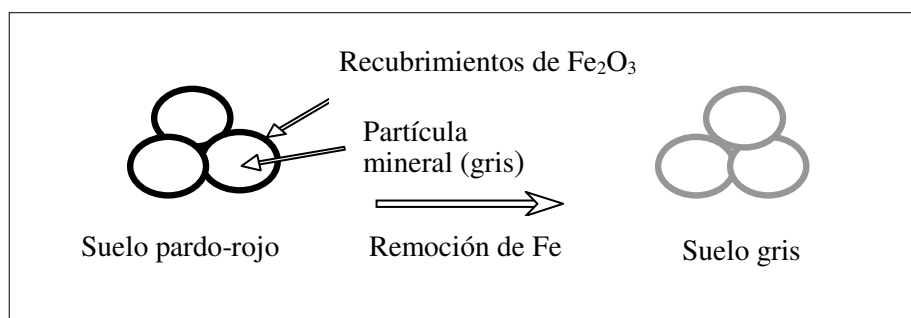


Figura 16. Segregación de Fe y expresión de colores redoximórficos.

Determinación y nomenclatura del color

Por muchos años el color del suelo fue descrito en términos bastante inexactos, juzgándolo cualitativamente y prácticamente de memoria. En la actualidad es posible especificar el color consistente y cuantitativamente con más precisión, usando tablas de color estándar basadas, por ejemplo, en el sistema de notación Munsell® (Munsell Color, 2000).

La Tabla Munsell usa tres elementos para realizar una notación específica de color: matiz, valor y croma, los cuales se muestran gráficamente en la Figura 17.

Matiz (hue, composición espectral)

El matiz identifica la calidad del color registrado por el ojo en relación con la longitud de onda de la luz reflejada que llega al ojo. Es una medida de la composición cromática de la luz que se refleja. El sistema Munsell está basado en 5 matices principales: rojo (R), amarillo (Y), verde (G), azul (B) y púrpura (P). Cinco matices intermedios o complementarios que representan puntos medios entre cada par de matices principales: amarillo-rojo (YR), verde-amarillo (GY), azul-verde (BG), púrpura-azul (PB) y rojo-púrpura (RP). Para cada uno de éstos se establece una subdivisión en tramos, por ejemplo: 0R - 2.5R - 5R - 7.5R - 10R.

Valor (brillo, claridad, escala entre el negro puro y el blanco puro)

Indica el grado de claridad u oscuridad de un color en relación con una escala gris neutra (acromática) y comparado al blanco absoluto. Es una medida de la cantidad de luz que llega al ojo en condiciones estándar de luminosidad y se extiende desde 0% de luz reflejada o negro puro (0/) a 100% de luz reflejada o al blanco puro (10/). En suelos el valor máximo es de 8-9. Cuantitativamente, el valor es igual a la raíz cuadrada del porcentaje de luz reflejada.

Croma (chroma, profundidad o saturación del color)

El croma indica la cantidad de pigmento que debe ser mezclada con el valor adecuado de gris para producir un color particular. Representa la pureza del color espectral e indica el grado de dilución de un color para el gris neutro de un mismo valor, es decir, expresa la pureza relativa del matiz de que se trate. A mayor croma mayor pureza del color y, de manera inversa lo es a la dominancia del gris. Las escalas de croma para suelos se extienden desde /0, para colores neutros, a un croma /8 como expresión más fuerte del color usado para suelos.

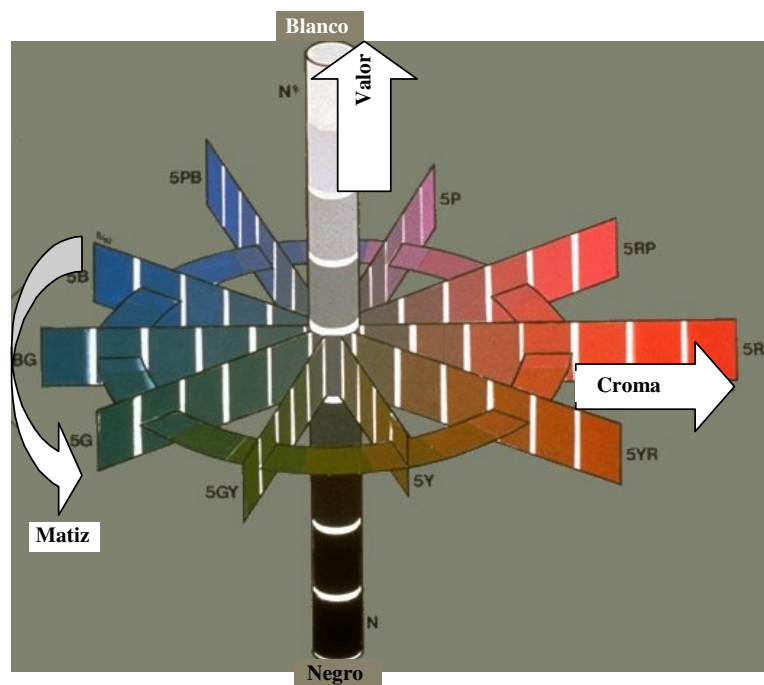


Figura 17. Sistema Munsell y sus parámetros para la notación del color del suelo.

En la Tabla Munsell, cada hoja corresponde a un matiz determinado, cuya magnitud se indica en el vértice superior derecho. El valor se encuentra en la escala vertical y el croma en la horizontal.

El procedimiento de uso de la Tabla Munsell consiste en asociar el color de la muestra o

agregado de cada horizonte a una de las celdillas de un matiz determinado (Figura 18). Una vez seleccionada la celdilla, se identifica el nombre del color en la página opuesta del mismo matiz y que consigna el nombre de los colores para cada relación valor/croma. Al escribir la notación, el orden de las variables es:

Nombre del color + Matiz (Hue) + Valor (Value) + Croma (Chroma)
Pardo 7.5 YR 3/ 2

Pardo (7.5 YR 3/2)

En la descripción de color se deben incluir todos los términos, pues ninguno por separado es suficiente, para todos los propósitos. Normalmente la designación de color se considera en húmedo, pero el color en seco es útil para muchos objetivos. En estos casos se debe dejar clara indicación, incluyendo una *h* o una *s* después del paréntesis, respectivamente. Si se omite la letra, se asume que la medición fue realizada en húmedo.

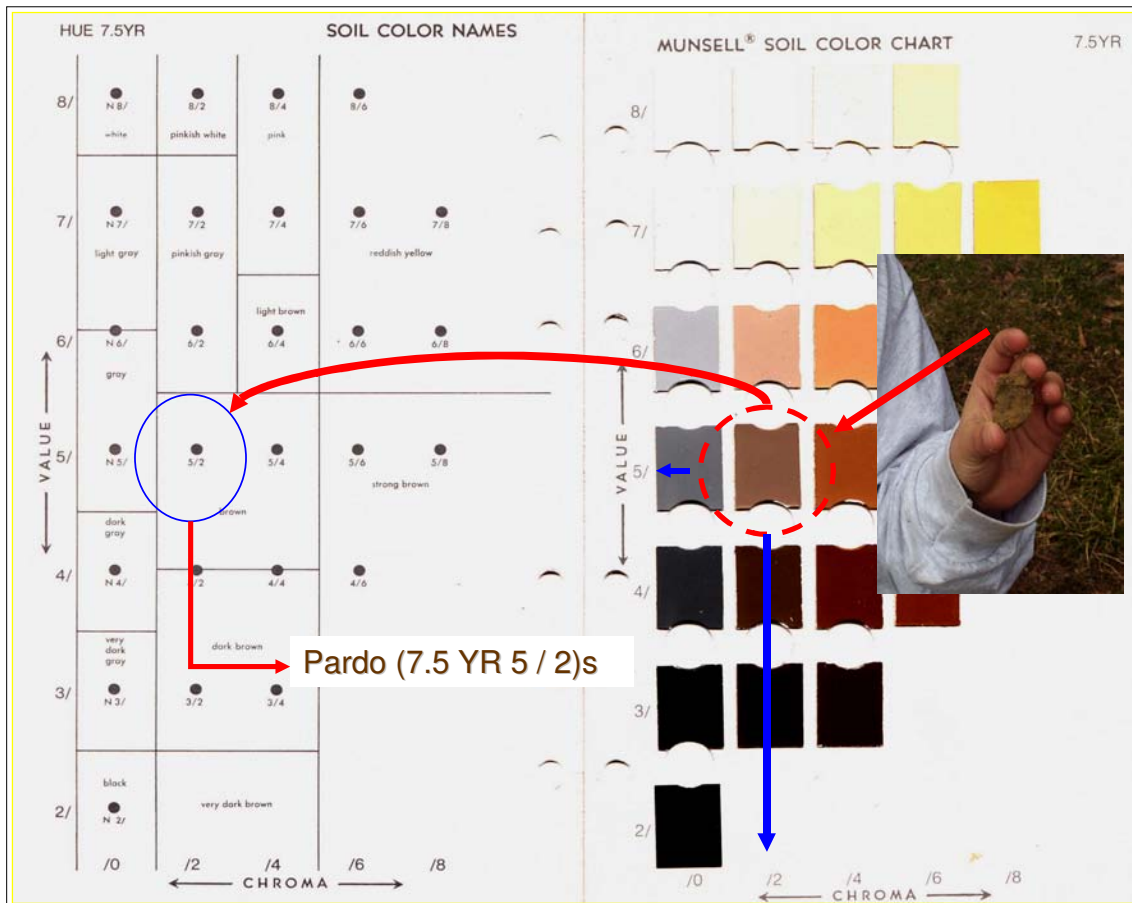


Figura 18. Procedimiento de determinación de color del suelo.

A veces una muestra puede tener más de un color en su matriz, en tal caso se registran ambos pero destacando el color dominante y su porcentaje. Cuando coexisten más de dos colores en una misma muestra se utiliza el término **variegado**. Cuando se precisa mayor detalle en esta propiedad, se consigna la condición mecánica en que el color fue tomado (caras quebradas, muestras disgregadas o frotadas), o la ubicación de la muestra utilizada (al interior o exterior de los agregados).

Condiciones para medir color

La Tabla Munsell se emplea en el campo de manera tal que los rayos solares incidan directamente sobre ella, es decir, el operador debe mantener el sol a sus espaldas y sin producir sombra. La calidad e intensidad de la luz que cae sobre la muestra, el contenido de agua y la rugosidad o suavidad de ésta, afectan la cantidad y calidad de la luz reflejada desde la muestra al ojo. La impresión visual del color a partir de los colores de la tabla es segura sólo en condiciones estándar de intensidad y calidad luminosa.

Como las Tablas Munsell son usadas en terreno, es importante que la luz sea blanca, de manera que la muestra refleje un color verdadero y que la cantidad de luz sea adecuada para la distinción visual entre los múltiples colores de ellas. La determinación puede ser incierta si se realiza muy temprano en la mañana o bien ya avanzada la tarde y cuando la luz es más difusa. De hecho en días muy nublados el color se suaviza bastante.

RASGOS REDOXIMÓRFICOS

Los rasgos redoximórficos (RRM) son un patrón de color distinto en ciertos sectores del suelo debido a la pérdida (empobrecimiento) o a la ganancia (concentración) de pigmentos, en comparación con la matriz del suelo.

Como se ha señalado, los moteados (áreas de un color que difiere de aquel de la matriz) son comúnmente litocrómicos o litomórficos (atributos mantenidos más de una fuente geológica que provenientes de pedogénesis; ej. lutita gris). Excluyen los RRM y rasgos de superficie de agregados y vacíos (ej. películas de arcilla). Se registran en términos de abundancia o cantidad (porcentaje cubierto de un área del horizonte), tamaño, contraste, límite, color y condición de humedad (seco o mojado).

La forma constituye un descriptor opcional. Un ejemplo completo podría ser *moteados escasos, medios, distintos, amarillo rojizo (7.5 YR 7/8), húmedo e irregular*. En el caso de los RRM se incluye el tipo (concreción, nódulo, etc.).

Abundancia o cantidad

Se emplea la terminología del Cuadro 13, y con cartillas como las de la Figura 19 se opera en cada horizonte tomando áreas representativas de éste.

Cuadro 13. Abundancia de moteados o RRM de los suelos

Término descriptivo	Cobertura (%)
Pocos	< 2
Comunes	2 a < 20
Muchos	≥ 20

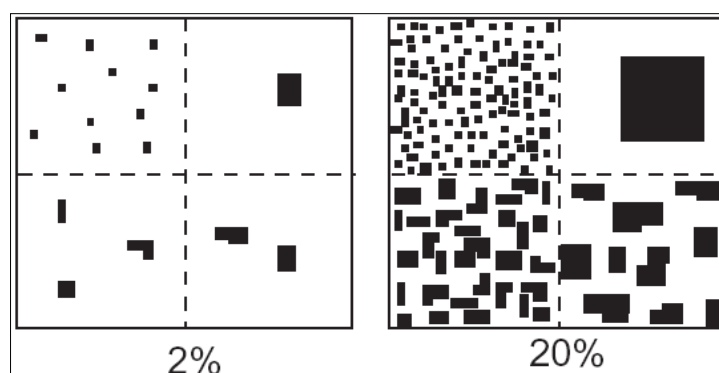


Figura 19. Cartillas de comparación para abundancia de RRM o moteados.

Tamaño

Se emplea su longitud, siempre y cuando ésta sea el doble que su ancho. De no ser así, se emplea su ancho (Cuadro 14).

Cuadro 14. Tamaño de RRM o moteados

Término descriptivo	Tamaño (mm)
Fino	< 2
Medio	2 a < 5
Grueso	5 a < 20
Muy grueso	20 a < 76
Extremadamente grueso	≥ 76

Contraste

Se contrastan los parámetros de color Munsell (matiz, valor y croma) entre la matriz y el RRM o moteado (Cuadro 15).

Cuadro 15. Clases de contraste para RRM o moteados

Clase de contraste	Diferencia (Δ) de parámetros de color Munsell entre la matriz y el moteado o RRM			
	Δ matiz	Δ valor		Δ croma
Indistinto	0	≤ 2	y	≤ 1
	1	≤ 1	y	≤ 1
	2	0	y	0
Distinto	0	≤ 2	y	> 1 a < 4
		> 2 a < 4	y	< 4
	1	≤ 1	y	> 1 a < 3
		> 1 a < 3	y	< 3
	2	0	y	> 0 a < 2
		> 0 a < 2	y	< 2
Prominente	0	≥ 4	ó	≥ 4
	1	≥ 3	ó	≥ 3
	2	≥ 2	ó	≥ 2
	≥ 3			

En el Cuadro 15, independientemente de las diferencias en matiz entre la matriz y el RRM (o moteado), si el valor y el croma de ambos es ≤ 3 y ≤ 2 respectivamente, el contraste es indistinto.

Límite

Corresponde a la gradación entre la matriz y el rasgo (Cuadro 16).

Cuadro 16. Límite de RRM o moteados

Clase	Criterio
Abrupto	El color cambia en menos de 0,1 mm; el cambio es brusco aun con lupa (10X).
Claro	El color cambia dentro de 0,1 a 2 mm; la gradación es visible sin lupa (10X).
Difuso	El color cambia en 2 mm o más; la gradación es fácilmente visible sin lupa (10X).

Tipos de rasgos redoximórficos

Se definen los siguientes tipos principales de RRM: concentraciones redox, empobrecimientos redox y matriz reducida.

Concentraciones redox

Corresponden a zonas localizadas de pigmentación realzada o exaltada debido a un incremento o a un cambio de fase en minerales de Fe-Mn, o por acumulaciones físicas de minerales de Fe-Mn.

Nódulos: son cuerpos discretos compactos de óxidos de Fe-Mn, que se pueden extraer intactos desde el suelo. No presentan estratificación u ordenamiento ni cristales visibles a 10X. Están cementados (muy débilmente cementados o más) y presentan formas diversas (comúnmente esférica o tubular).

Concreciones: son cuerpos discretos cementados de óxidos de Fe-Mn que se pueden extraer intactos desde el suelo. Visiblemente estratificados u ordenados y sin cristales visibles. También débilmente cementados con capas de material concéntricas alrededor de un punto, línea o plano. Los términos “nódulo” y “concreción” no son intercambiables.

Masas: corresponden a concentraciones, no cementadas de Fe^{3+} , Fe^{2+} , Fe-Mn o Mn, de color más rojo o más negro que la matriz del suelo adyacente. En texturas gruesas tienen límites difusos.

Recubrimientos de superficie: son zonas de acumulación al interior de los poros (vacíos) o en las caras de agregados.

Empobrecimientos redox

Son zonas de croma bajo (croma inferior al de la matriz) donde los óxidos de Fe y Mn, solos o en conjunto con la arcilla, han sido eliminados. Dentro de ellos se incluyen:

Empobrecimientos de Fe: corresponden a zonas que poseen bajas cantidades de óxidos de Fe y Mn, pero que tienen contenidos de arcilla similares a los de matriz adyacente (albans o neoalbans).

Empobrecimientos de arcilla: zonas que poseen bajos contenidos de Fe, Mn y arcilla (recubrimientos de limo, esqueletanos).

Matriz reducida

Corresponde a una matriz del suelo que tiene un croma ≤ 2 *in situ*, principalmente de Fe, pero que sufre un cambio en matiz o croma dentro de los 30 minutos que el material ha sido expuesto al aire.

Color de los rasgos redoximórficos

El color de los RRM se debe tomar separadamente de la matriz del suelo, considerando las concentraciones y los empobrecimientos. Es posible discriminarlos e identificarlos fácilmente en la Tabla Munsell (Figura 20). Los parámetros de color serán fundamentales para definir el contraste no sólo de RRM sino de moteados y otras concentraciones.

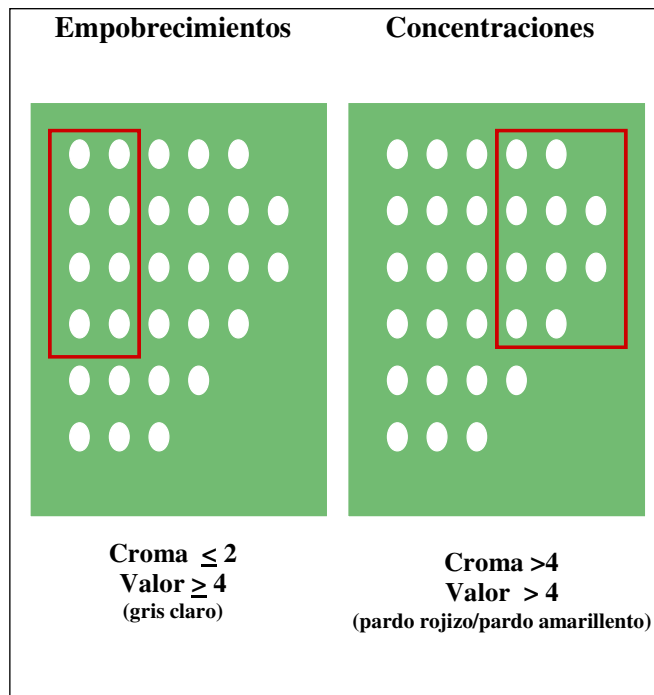


Figura 20. Discriminación de rasgos redoximórficos dentro de la Tabla Munsell.

Problemas potenciales en la interpretación de los rasgos redoximórficos

En el transcurso de la descripción de suelos sujetos a alternancia de estados de oxidación y reducción, manifestada en la forma de RRM, se debe tener presente los siguientes alcances:

- Suelos arenosos: los RRM se aprecian, a menudo, indistintos y con cierta dificultad para diferenciarlos de la matriz del suelo.
- Rasgos relictos: formados en ambientes de saturación pero que en la actualidad se encuentran drenados natural o artificialmente, persisten por muchos años y no representan la condición hidrológica presente. Frecuentemente los rasgos relictos, salvo concreciones y nódulos, presentan una consistencia firme a extremadamente firme y límites abruptos con la matriz del suelo.
- Depósitos estratificados: cambios en la textura del suelo pueden interrumpir momentáneamente los frentes de mojamiento, para luego permitir su paso a través del suelo. Esta pausa breve no es considerada un nivel freático colgado pero puede producir líneas o manchas lustrosas en la interfase.
- Material parental: algunos suelos desarrollados en sedimentos oscuros pueden enmascarar la presencia de los RRM.
- Química de suelos: algunos suelos poseen propiedades químicas particulares que inhiben la expresión de estos rasgos. Por ejemplo, aquellos desarrollados inmediatamente adyacentes a aguas salobres.
- Tiempo: en materiales depositados recientemente, los RRM pueden desarrollarse típicamente con lentitud, con períodos que pueden tomar varios años.
- La prueba indicadora de condiciones de reducción (reactivo $\alpha\alpha$ -dipiridil) no debe ser empleada en suelos minerales con contenidos de Fe bajos, tampoco en suelos orgánicos.

CONCENTRACIONES

Las concentraciones constituyen rasgos del suelo que se forman por acumulación de materiales durante la pedogénesis. Los procesos dominantes involucrados son disolución/precipitación química, oxidación y reducción (RRM), remoción física y/o biológica, transporte y acumulación.

Tipos de concentraciones

Los diferentes tipos de concentraciones más comúnmente presentes en los suelos se muestran en la Figura 21.

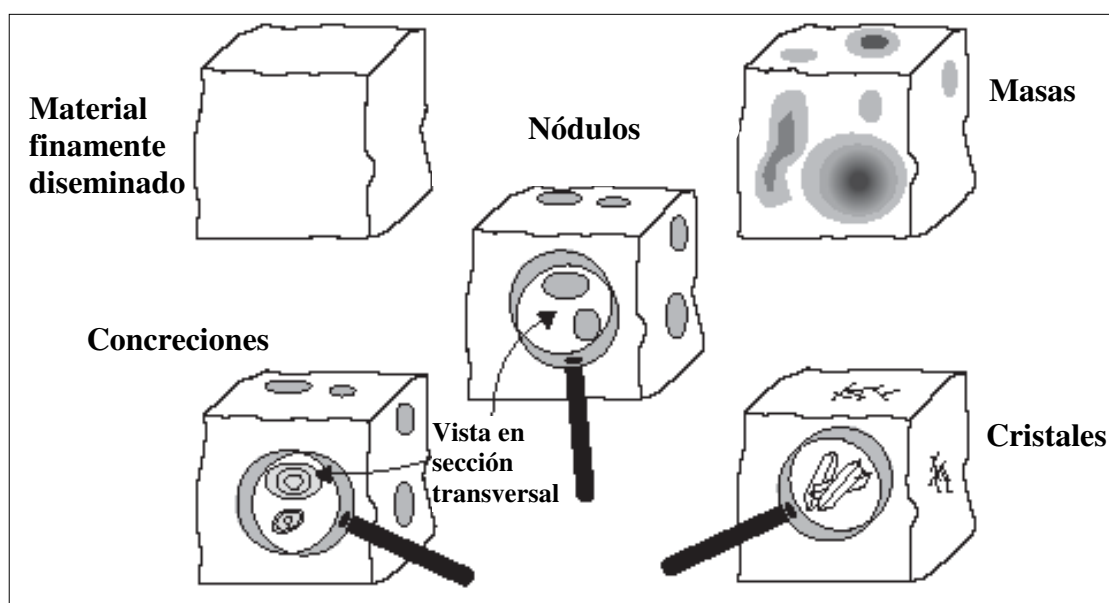


Figura 21. Tipos de concentraciones en suelos.

Masas

Son cuerpos no cementados (cementación extremadamente débil o menos) de acumulación y de formas variadas que no pueden ser removidos como unidades discretas. No poseen una estructura cristalina fácilmente discernible en terreno (lupas de 10X). Incluyen sales finamente cristalinas y concentraciones redox (RRM) que no califican como nódulos o concreciones. Están constituidas de barita (BaSO_4), carbonatos (CaCO_3 , MgCO_3 , NaCO_3), arcilla, yeso (nidos), NaCl , otros sulfatos y sílice.

Materiales finamente diseminados

Físicamente son precipitados pequeños (ej. sales) dispersos en la matriz de un horizonte. El material no es visible (lupas de 10X), pero puede ser detectado por reacciones químicas u otros indicadores. Están constituidas ya sea por carbonatos u otras sales.

Nódulos y concreciones

Sus características se incluyen en RRM, pero en condiciones no redox se les advierte compuesta(o)s de elementos como carbonatos, gipsita, ópalo, SiO₂ (durinodos).

Cristales

Son formas macrocristalinas de sales relativamente solubles (ej. halita, yeso, carbonatos) que se generan *in situ* por precipitación desde la solución suelo. Tanto la forma como la estructura cristalina son fácilmente discernibles en terreno con lupas (10X). Están constituidas de barita (BaSO₄), calcita, yeso, NaCl y otros sulfatos.

Materiales heredados

Son partículas (ej. hojuelas de mica) o agregados (ej. pellets de glauconita) observables en terreno que le imparten al suelo características distintivas. Formados por procesos geológicos en el material parental y subsecuentemente heredados por el suelo, no obedeciendo a formaciones o concentraciones por procesos pedogénicos.

Concentraciones biológicas

Son cuerpos discretos acumulados por procesos biológicos o producidos por la biota del suelo. Se componen principalmente de diatomeas, pellets de fecas, mudas de insectos y gusanos, fundas de raíces, fragmentos de caparzones, espículas de esponjas, etc.

Formas de concentraciones

Empleadas también para caracterizar RRM y moteados, se establece en base a criterios incluidos en el Cuadro 17 y se muestran gráficamente en la Figura 22.

Cuadro 17. Formas de concentraciones en los suelos

Término descriptivo	Criterio
Cilíndrica	Cuerpos tubulares y elongados (cavidades de gusanos e insectos).
Dendrítica	Cuerpos tubulares, elongados, ramificados (raíces).
Irregular	Cuerpos de espaciamiento o forma no repetitiva.
Laminar	Lentes relativamente delgadas y tabulares (lamelas).
Reticular	Cuerpos interconectados con espaciamiento similar (plintita).
Esférica	Cuerpos esféricos bien redondeados (Fe-Mn).
Fibrosa	Hilos delgados (< 1 mm de diámetro) y elongados, generalmente no dendríticos (filamentos muy delgados de CaCO ₃).

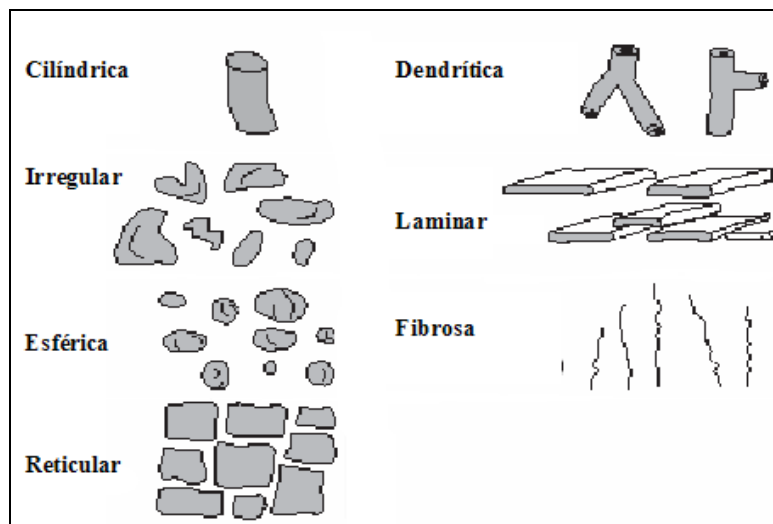


Figura 22. Formas de concentraciones en los suelos.

La abundancia, tamaño, contraste, color, estado de humedad, dureza, ubicación y límite de las concentraciones, se describe con la misma terminología y rangos de valores que los RRM y moteados.

ESTRUCTURA DEL SUELO

El término estructura del suelo, se relaciona con la organización o agregación natural de sus separados individuales, en unidades conocidas como partículas secundarias o agregados (peds). Estas unidades están separadas por planos de debilidad caracterizados por persistir en el lugar, por más de un ciclo de humedecimiento-dsecamiento del suelo.

Ya que las partículas difieren en tamaño, forma y orientación, además de estar variablemente asociadas e interligadas, en conjunto pueden constituir agregados de configuraciones complejas e irregulares, cuya caracterización resulta difícil, si no imposible. Adicionalmente, la estructura del suelo es inherentemente inestable y de gran variabilidad espacio-temporal. Su caracterización completa contempla tres elementos relevantes: forma o tipo, tamaño y grado estructural.

Formas o tipos estructurales

Se reconocen varias formas básicas de agregados en los suelos (Figura 23). En las descripciones detalladas de algunos suelos, se informan suplementariamente sus variaciones. No obstante, las formas básicas son las que se indican en los párrafos siguientes, en los cuales se incluyen además ejemplos de ocurrencia y sus propiedades principales.

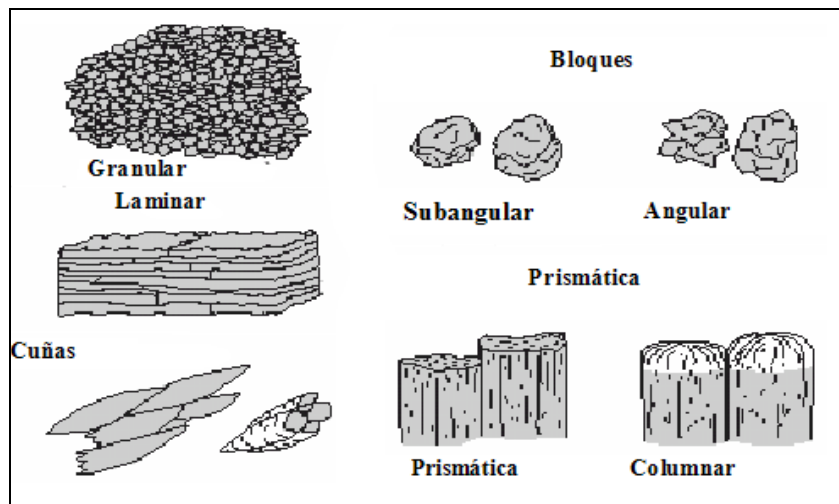


Figura 23. Tipos y formas de agregados.

Laminar

Su formación comúnmente es producto de la labranza de suelos de textura moderadamente fina, en su estado plástico. Sus agregados son aplanados, como capas o láminas, las cuales usualmente están sobrepuestas o traslapadas.

La estructura laminar también se puede encontrar en suelos arcillosos de depositación relativamente reciente que se caracterizan por un alto grado de compactación, las raíces no pueden penetrarlas y éstas tienden a formar enredaderas horizontales en superficie; el agua no percola y si lo hace es con dificultad; finalmente, el contenido de materia orgánica es variable, aunque usualmente es bajo. Una forma particular de este tipo lo constituye la estructura **laminar lenticular**, que se reconoce por contar con láminas más gruesas en su parte central y más delgadas hacia sus extremos.

Prismática

Su formación comúnmente se asocia a drenaje restringido y a un marcado humedecimiento-desechamiento estacional. Normalmente se observa en horizontes subsuperficiales de textura fina. Sus agregados pueden ser 5 a 6 veces mayores en sentido vertical que horizontal, a modo de pilares. Están limitados por caras verticales planas o ligeramente subredondeadas, las cuales están típicamente moldeadas por los agregados adyacentes. Sus vértices son angulares o redondeados, pero la parte superior de los prismas es algo indiferenciada y normalmente plana. El contenido de materia orgánica en suelos con este tipo de estructura es, en general, bajo (inferior a 1%).

Columnar

Los agregados individuales son similares a los prismas y están limitados por caras verticales planas o ligeramente redondeadas. No obstante, la parte superior de estas columnas, en contraste con la de los prismas, es normalmente redondeada. Al igual que la estructura prismática, es común encontrarla en horizontes subsuperficiales de suelos arcillosos, particularmente, en regiones semiáridas. Se le asocia a suelos con alto contenido de sodio, ión considerado responsable del redondeamiento de sus caras superiores a causa de la dispersión que provoca en las partículas de arcilla.

Bloques

Son agregados poliédricos y aproximadamente equidimensionales, en los cuales las partículas primarias se han orientado en torno a un punto. En general se sitúan en la parte superior de horizontes B. Sus caras o límites también se aprecian moldeadas por los agregados adyacentes. Dentro de este tipo de estructura se diferencian los bloques angulares y subangulares.

Los bloques angulares están limitados por planos que se interceptan en ángulos relativamente agudos. Se presentan en horizontes inferiores situados bajo horizontes más superficiales estructurados con bloques subangulares, o bien, en horizontes superficiales de suelos con textura fina. Comúnmente están asociados a drenaje pobre o imperfecto, y son más comunes en suelos ricos en arcilla 2:1. Las raíces finas penetran escasamente estas unidades estructurales, lo cual limita la disponibilidad de agua para las plantas y más aun si los bloques angulares son de gran tamaño. El nivel de materia orgánica en ellos es generalmente bajo a

muy bajo (menos de 1 a 3%). Estas cifras de materia orgánica deben tomarse sólo como una guía de carácter general.

Los bloques subangulares presentan caras planas y redondeadas a la vez, pero los vértices de sus caras planas son principalmente subredondeados. Se pueden encontrar en horizontes subyacentes a otros con estructura granular y son comunes en suelos de textura media y fina. Frecuentemente se presentan en suelos con arcillas del tipo 1:1. Las raíces los penetran con escasa dificultad y la disponibilidad de agua para los vegetales dependerá de la textura que presente el suelo.

Granular

Los agregados son aproximadamente esféricos o poliédricos y están limitados por caras curvas o muy irregulares, las cuales no se observan moldeadas por los agregados más cercanos. Se aprecian en horizontes superficiales, especialmente en aquellos de textura media. Se pueden formar bajo bosques antiguos con árboles de hoja ancha, en suelos bien drenados con praderas de corta duración y en suelos con intensa labranza.

Estos agregados son penetrables por raíces finas, presentan un buen balance aire/agua. El agua en exceso drena fácilmente. Su contenido de materia orgánica es, en general, moderado (3 a 5%).

Cuñas o cuneiforme

Lentes elípticos que terminan en ángulos agudos, limitados por slickensides, pero no restringidas a materiales vérticos (Schoeneberger *et al.*, 2002). Se relaciona con la presencia de arcillas expandibles, en particular cuando presentan estrías ante cambios en los contenidos de agua. Estos agregados en una sección delgada muestran un grado elevado de arcillas orientadas y rasgos de estrés relacionados.

Grado de la estructura

Dentro de cada tipo y tamaño de agregados, el grado de estructura es la intensidad de agregación y expresa la diferencia entre la cohesión dentro de los agregados, la adhesividad entre ellos y su estabilidad en el perfil. El grado de estructura del suelo depende del contenido de agua y por tanto debe determinarse cuando el suelo no esté extremadamente húmedo o seco. Se diferencian 4 grados de estructura: fuerte, moderado, débil y sin grado estructural.

Grado fuerte

Los agregados están bien formados y bien diferenciados. Son duraderos y evidentes para casi todas las condiciones de humedad, en suelos no disturbados. Se adhieren débilmente entre

ellos y al extraerlos del horizonte se mantienen intactos, con algunos agregados quebrados.

Grado moderado

Los agregados están bien formados y son evidentes en suelos no alterados. Su duración es moderada y al ser extraídos del perfil, el material suelo queda constituido por una mezcla de muchos agregados intactos, algunos quebrados y poco material no agregado.

Grado débil

La estructura está deficientemente formada por agregados indiferenciados, apenas visibles en el sitio. Cuando se altera el suelo, los materiales se rompen dando lugar a una mezcla de escasos agregados intactos, muchos quebrados y bastante material no agregado. Las caras de los agregados que indican persistencia, al menos de un ciclo de humedecimiento-deseccamiento, son evidentes si el suelo se manipula con cuidado.

Sin grado estructural

Condición en la que no se aprecian agregados visibles, o bien, no hay un ordenamiento natural de los planos de debilidad. Los suelos en este estado se tipificaban dentro de ‘estructuras’ de **grano simple** y **maciza** pero en rigor comprenden suelos no estructurados y sin grado estructural.

En la situación de grano simple se incluyen aquellos horizontes separables sólo en partículas primarias individuales, con o sin recubrimientos superficiales, como producto de una cohesividad insuficiente para formar agregados identificables. Las partículas individuales del suelo no muestran tendencia a agruparse. Se verifica en suelos jóvenes, tales como, arenas de dunas, estratas arenosas, horizontes lixiviados, etc. Los horizontes de grano simple poseen un drenaje excesivo y si se encuentran en la superficie de los suelos, están expuestos a la erosión eólica.

Los horizontes que en términos del grado estructural se les denomina como maciza, corresponden a una masa continua y coherente de material carente de grietas. Todo el horizonte del suelo se asemeja a una gran masa sin planos de debilidad. Las raíces las penetran con dificultad o no, y generalmente están asociadas a condiciones de exceso de humedad.

Tamaño de los agregados

Las dimensiones de los agregados que se utilizan en las descripciones se consignan en el Cuadro 18 y Figura 24, para los distintos tipos de estructura.

Cuadro 18. Tamaño (mm) de agregados en los suelos

Clase	Granular	Prismática y/o Columnar	Bloques	Laminar	Cuñas
Muy fino	< 1	< 10	< 5	< 1	< 10
Fino	1 a < 2	10 a <20	5 a <10	1 a < 2	10 a <20
Medio	2 a < 5	20 a <50	10 a <20	2 a < 5	20 a <50
Grueso	5 a <10	50 a <100	20 a <50	5 a <10	50 a <100
Muy grueso	≥ 10	100 a <500	≥ 50	≥ 10	100 a <500
Extremadamente grueso		≥ 500			≥ 500

Otros tipos de organización de las partículas del suelo

Se deben distinguir, además de los agregados estructurales, otros tipos de unidades u organizaciones características de los suelos cuya formación no obedece al concepto de estructura tal como se ha descrito.

Terrones

Son cuerpos de material suelo formados por alteraciones de tipo cortante, tales como excavaciones o araduras, modelados en unidades transitorias. Se verifica en ellos un reordenamiento de las partículas primarias, al menos en la proximidad de las superficies que se forman. Los terrones al desaparecer pueden constituir agregados o bien material no estructurado.

Fragmentos de suelo

Incluyen unidades no alteradas de suelo separadas por planos de debilidad o vacíos, que no persisten durante un ciclo de humedecimiento-deseccamiento. Esto significa, que los fragmentos de suelo están limitados por planos efímeros que no reaparecen durante el desecamiento. También se incluyen fracciones formadas, independientemente de algún plano de debilidad, por presiones externas como cuando un agregado o un material no estructurado se rompe al examinar el suelo.

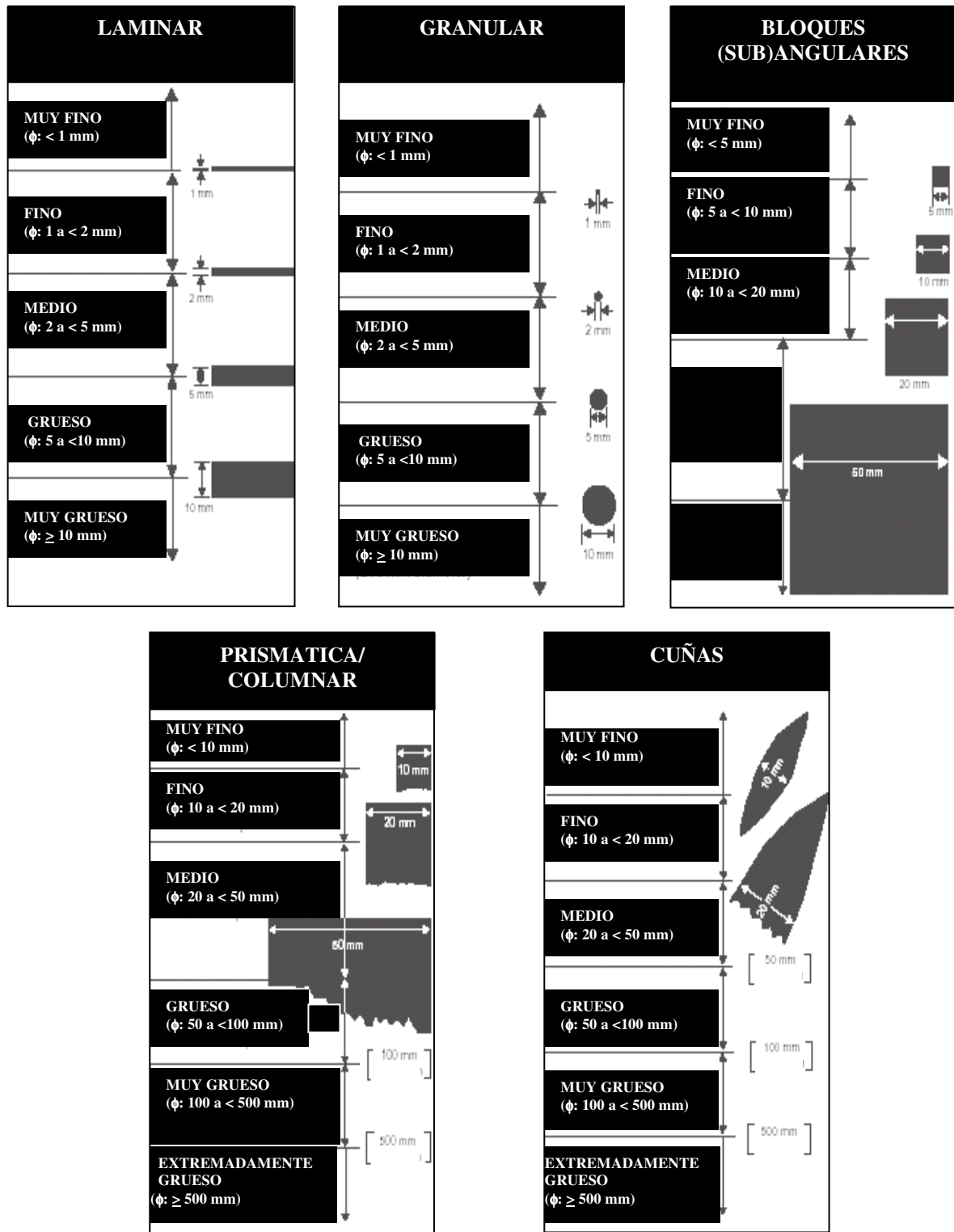


Figura 24. Tamaños y tipos de agregados en los suelos (no a escala).

Concreciones y nódulos

Comprenden concentraciones localizadas de componentes que unen partículas primarias de suelo en unidades discretas. Comúnmente están cementadas, pero pueden formar unidades coherentes, separadas del suelo circundante por límites claramente definidos. Como rasgos redoximórficos comunes, los nódulos se distinguen de las concreciones en su organización interna. En las concreciones los compuestos se orientan en forma simétrica en torno a un punto, línea o plano; en tanto que en los nódulos, no se aprecia una organización ordenada y se observan capas concéntricas claramente visibles. Finalmente se identifican los **durinodos** que son nódulos débilmente cementados o indurados con diámetros de 1 cm o más; el cemento es sílice, en forma de ópalo u otras formas microcristalinas de sílice; son firmes y quebradizos en húmedo, algunos son concéntricos.

Panes

Constituyen otro tipo de organización de las partículas del suelo que restringen el movimiento del agua y la penetración de las raíces. Las posibilidades de eliminarlos a través de prácticas de manejo, dependen de las características del agente cementante. Estos agentes cementantes más frecuentes son Fe, CaCO₃, CaSO₄, sílice, materia orgánica, Fe más materia orgánica, sílice más CaCO₃.

Los **fragipanes** se refieren a ciertos panes de clase textural franca, pobres en materia orgánica, cementados con Fe y de consistencia dura pero quebradiza. Cuando se humedecen se hacen moderadamente frágiles, es decir, son panes endurecidos reversiblemente. Generalmente presentan rasgos redoximórficos, lentamente permeables, con límites abruptos y en muchos casos se pueden observar formaciones de polígonos. Muchos fragipanes poseen una estructura laminiforme dentro de los prismas grandes, aunque la estructura en bloques es más común. Se hallan en suelos desarrollados sobre materiales originarios tanto residuales como transportados.

Los **duripanes**, en cambio, son panes cementados con sílice en su forma opalina o microcristalina, soluble en álcali concentrado. A menudo contienen agentes cementantes accesorios como óxidos de Fe, Al o CaCO₃. Varían en aspecto y espesor, se distinguen de los fragipanes no sólo por su dureza. Se encuentran en climas donde puede formarse sílice soluble durante la meteorización. Sus materiales originarios contienen poco calcio, pero cuando éste es abundante, los carbonatos tienden a sustituir a la sílice como cementante y los duripanes pasan a ser **calcipanes**. Cuando más del 50% de la cementación es por el CaCO₃, el pan se denomina **horizonte petrocálcico**. La cementación más fuerte suele ocurrir cuando el suelo es rico en vidrio volcánico. En síntesis, las características principales de los duripanes son una cementación suficientemente fuerte como para que sus fragmentos no puedan desleírse en agua y presencia de agentes cementantes insolubles en ácido, pero solubles en álcali concentrado y caliente.

Factores que determinan la estructura

El desarrollo de diferentes tipos de estructura depende de los materiales presentes en el suelo, coloides (orgánicos e inorgánicos) con propiedades de coagulación y peptización, contenido de CaCO_3 , organismos del suelo y raíces de plantas superiores. También depende de las fuerzas de agregación (cohesión y adhesión) y segregación (deshidratación que causa la contracción de coloides por pérdida de agua y presiones ejercidas por el congelamiento del agua).

El origen de la estructura del suelo radica en las denominadas 'fábricas', refiriéndose como tal a la acomodación espacial de partículas sólidas más simples del suelo. Comprenden un grupo de cristales de arcilla orientados y unidos estrechamente por cationes o por enlaces de hidrógeno, de manera que conforman una unidad. Los mecanismos de unión estructural son básicamente entre unidades de arcilla, entre unidades de arcilla y polímeros orgánicos, pero también entre cuarzo y coloides (orgánicos o inorgánicos) o limo (Hillel, 1998).

Estas 'fábricas' o estructuras primarias, se extienden tridimensionalmente pero no indefinidamente. Existen superficies de discontinuidad que las separan y que son las vías para la circulación de aire y gases en el suelo. Este arreglo espacial básico, elemental o primario, no es único sino que adopta formas variadas en los distintos suelos. Las 'fábricas' se agregan sucesivamente en arreglos espaciales cada vez más grandes y complejos, con nuevas superficies de discontinuidad que dan lugar a poros de tamaños distintos.

Estabilidad de la estructura

La naturaleza y característica de la estructura puede modificar las propiedades que de alguna manera son controladas por la textura del suelo. Fundamentalmente puede influir en la relación de porosidad del suelo, es decir, en la relación microporos/macroporos.

Además de la incorporación de materia orgánica al suelo, existen varias formas de mantener o mejorar su estructura:

- La disturbación mínima del suelo por efecto de la maquinaria indudablemente permitirá desarrollar y mantener una buena condición estructural. Una de las prácticas que produce una profunda alteración física del suelo se relaciona con el control de malezas. Sin embargo, la utilización de herbicidas ha ido disminuyendo este tipo de disturbación profunda.
- Se debe evitar la compactación superficial del suelo, ya que esta degradación física puede ocurrir en suelos de cualquier clase textural. En este sentido, el momento apropiado para el uso de maquinaria constituye una decisión relevante, puesto que en sistemas tradicionales de operación, es importante que la labranza no se realice en una condición cercana al límite plástico para suelos que contienen más de un 20% de arcilla. Si la labranza se efectúa a la misma profundidad cada año, dará lugar a la formación de

pie de arado y de estructuras laminares.

- Se debe evitar el uso de implementos rotatorios en suelos de textura fina en una condición plástica, debido a que las cuchillas en la base de su órbita sellan las grietas de drenaje vertical.
- Las prácticas de encalado y de aplicación de yeso benefician a la estructura del suelo en situaciones especiales. El CaCO_3 promueve la floculación de las arcillas cuando éstas se encuentran dispersas causando su agregación. El yeso se emplea para sustituir el calcio por sodio proveniente de los sitios de intercambio, en suelos que presentan una estructura pobre a causa del sodio.
- Finalmente existen los acondicionadores sintéticos del suelo, correspondientes a polímeros orgánicos que estabilizan la estructura. Aunque en experimentos de campo han probado ser beneficiosos, su precio resulta prohibitivo. Sin embargo, recientemente ciertos polivinilos y xantatos de celulosa han mostrado ser prometedores en el mejoramiento de la estructura.

CONSISTENCIA

El concepto de consistencia se refiere a la relación entre las fuerzas de cohesión (atracción entre partículas o moléculas de la misma sustancia) y adhesión (atracción entre sustancias o partículas heterogéneas) que exhibe un suelo, y/o la resistencia que él ofrece a la deformación o ruptura cuando se le aplica una fuerza.

Evaluación de la consistencia

Teniendo presente que el estado hídrico influencia fuertemente a esta propiedad, el suelo presentará varios estados de consistencia, lo que le otorga propiedades especiales y a su vez definen su comportamiento mecánico. Estos atributos del material suelo se evalúan en terreno a través de la determinación de la resistencia a la ruptura, la forma de la falla, la adhesividad, la plasticidad, la resistencia a la penetración y la dificultad a la excavación.

Resistencia a la ruptura

Corresponde a una medida de la fuerza con que un suelo soporta una tensión que se le aplica entre el dedo pulgar y el índice, entre ambas manos, o entre el pie y una superficie lisa no resiliente, dependiendo del grado de resistencia. Se estima por separado para cuerpos como bloques, otros agregados y terrones (Cuadro 19), así como también para costras y placas superficiales (Cuadro 20). La forma de los bloques debe ser aproximadamente de 2,8 cm de

diámetro. Si no se pueden obtener cubos de estas dimensiones, se utiliza la ecuación siguiente para calcular la tensión de falla:

$$[(2,8 \text{ cm / lado del cubo en cm})^2 \times \text{tensión de falla estimada (N)}]$$

Por ejemplo: para un cubo de 5,6 cm: $[(2,8/5,6)^2 \times 20 \text{ N}] = 5 \text{ N} \gg \gg$ **Clase blanda**

Para cuerpos con forma de placa (superficies de costras o estructura laminar), su tamaño de evaluación debieran ser aproximadamente de 1,0-1,5 cm de largo y de 0,5 cm de espesor.

Cuadro 19. Resistencia a la ruptura para cuerpos de suelo

Seco ¹	Húmedo ²	Cementación ³	Unidad que falla
Suelto	Suelto	No aplicable	No obtenible intactos.
Blando	Muy friable	No cementado	Fuerza muy ligera entre los dedos (< 8 N).
Ligeramente duro	Friable	Cementación extremadamente débil	Fuerza ligera entre los dedos (8 a < 20 N).
Moderadamente duro	Firme	Muy débilmente cementado	Fuerza moderada entre los dedos (20 a < 40 N).
Duro	Muy firme	Débilmente cementado	Fuerza fuerte entre los dedos (40 a < 80 N).
Muy duro	Extremadamente firme	Moderadamente cementado	Fuerza moderada entre las manos (80 a < 160 N).
Extremadamente duro	Ligeramente rígido	Fuertemente cementado	Presión del pie con todo el cuerpo (160 a < 800 N).
Rígido	Rígido	Muy fuertemente cementado	Golpe de < 3 J y no el cuerpo completo (800 N a < 3 J).
Muy rígido	Muy rígido	Indurado	Golpe de $\geq 3 \text{ J}$ (3 J = 2 kg desde 15 cm de altura).

¹) Resistencia a la ruptura para suelos secos a moderadamente secos (Soil Survey Division Staff, 1993; pp: 91).

²) Resistencia a la ruptura para suelos ligeramente secos o mojados (Soil Survey Division Staff, 1993; pp: 91).

³) No es una prueba de campo; el cuerpo debe secarse al aire primero y luego sumergirlo en agua por un mínimo de 1 h (Soil Survey Division Staff, 1993; pp: 173). Agentes cementantes: carbonatos, yeso, humus, hierro y silicio (SiO₂).

Cuadro 20. Resistencia a la ruptura para costras y placas superficiales

Clase (seco al aire)	Fuerza (N)
Extremadamente débil	No se puede obtener
Muy débil	Removible, < 1N
Débil	1 a 3 N
Moderada	3 a 8 N
Moderadamente fuerte	8 a 20 N
Fuerte	20 a 40 N
Muy fuerte	40 a 80 N
Extremadamente fuerte	$\geq 80 \text{ N}$

Forma de la falla

Corresponde a la evaluación del cambio y la condición física que el suelo alcanza cuando se le ha sometido a compresión. Las muestras son húmedas o con mayor contenido de agua y se expresa en términos de fragilidad, fluidez y untuosidad (Cuadro 21).

Cuadro 21. Formas de las fallas del suelo

Clase de falla	Criterio (referido a la prueba de campo)
<i>Fragilidad</i>	<i>Use un bloque de 3 cm (presione entre el índice y el pulgar)</i>
Quebradizo	Se rompe súbitamente (estallido o destrozo).
Semi-desformable	Ruptura se produce antes que la compresión alcance a menos de la mitad del espesor original.
Desformable	Ruptura se produce antes que la compresión alcance su espesor original o más de la mitad de éste.
<i>Fluidez</i>	<i>Llene la palma de la mano con suelo (apretar o estrujar en la mano)</i>
No fluido	Con máxima compresión el suelo no fluye a través de los dedos.
Ligeramente fluido	Con máxima compresión, algo de suelo fluye a través de los dedos, pero la mayor parte de él queda en la palma de la mano.
Moderadamente fluido	Con máxima compresión, la mayor parte del suelo fluye a través de los dedos, algo de él queda en la palma de la mano.
Muy fluido	Con una presión suave, la mayor parte del suelo fluye entre los dedos, muy poco de él queda en la palma de la mano.
<i>Untuosidad</i> ¹	<i>Use un bloque de 3 cm (presione entre el índice y el pulgar)</i>
No untuoso	A la falla, la muestra no cambia abruptamente a fluido, no resbala en los dedos.
Débilmente untuoso	A la falla, la muestra cambia abruptamente a fluido, resbala en los dedos y queda muy poca agua en ellos.
Moderadamente untuoso	A la falla, la muestra cambia abruptamente a fluido, resbala en los dedos y algo de agua queda en ellos.
Fuertemente untuoso	A la falla, la muestra cambia abruptamente a fluido, resbala en los dedos y queda bastante agua en ellos.

¹) La untuosidad se utiliza principalmente con materiales ándicos, pero también con materiales espódicos.

Adhesividad

Representa la capacidad del suelo de adherirse a otros objetos y se estima con el contenido de agua con el cual se presenta la máxima adherencia cuando se presiona entre el índice y el pulgar (Cuadro 22).

Cuadro 22. Clases de adhesividad de los suelos

Clase	Si amasa el suelo entre índice y el pulgar
No adhesivo	Después de soltar la presión, no queda suelo (o muy poco) adherido a los dedos.
Ligeramente adhesivo	Después de soltar la presión, el suelo se adhiere a ambos dedos. Al separar los dedos, el suelo se estira ligeramente.
Moderadamente adhesivo ¹	Después de soltar la presión, el suelo se adhiere a ambos dedos. Al separar los dedos, el suelo se estira un poco.
Muy adhesivo	Después de soltar la presión, el suelo se adhiere firmemente a los dedos. Al separar los dedos, el suelo se estira considerablemente.

¹) El término *adhesivo* de designaciones anteriores es equivalente al actual *moderadamente adhesivo*.

Plasticidad

Se asocia al grado con que un suelo amasado puede ser manipulado hasta una deformación permanente sin que exista ruptura. La evaluación se realiza formando un cilindro de suelo con el contenido de agua con el cual se alcanza la máxima plasticidad (Cuadro 23).

Cuadro 23. Clases de plasticidad de suelos

Clase	Al tratar de obtener un cilindro de 4 cm de largo
No plástico	No se logra formar ni uno de 6 mm de diámetro, o si se forma, no se soporta a sí mismo.
Ligeramente plástico	Sólo uno de 6 mm de diámetro se soporta a sí mismo, no así uno de 4 mm.
Moderadamente plástico ¹	Sólo uno de 4 mm de diámetro se soporta a sí mismo, no así uno de 2 mm.
Muy plástico	Se logra formar uno de 2 mm de diámetro, que incluso es capaz de soportarse a sí mismo.

¹) El término *plástico* de designaciones anteriores es equivalente al actual *moderadamente plástico*.

Resistencia a la penetración

Se refiere a la habilidad de un suelo en estado confinado (de campo) para resistir a la penetración de un objeto rígido de tamaño especificado. Para la determinación se utiliza un penetrómetro de bolsillo (Soil-Test Model CL-700) con un diámetro de varilla de 6,4 mm (área de 20,1 mm²) y una distancia de inserción de 6,4 mm (Figura 25). El penetrómetro no mide directamente la resistencia a la penetración. Para ello es necesario correlacionar su escala con la fuerza compresiva no confinada y así dar una estimación de campo de ella. En laboratorio se mide con el equipo triaxial de Cizalla. El Cuadro 24 convierte las lecturas del penetrómetro de bolsillo en resistencia a la penetración, de acuerdo al resorte utilizado. Se requieren resortes de fuerza variable para medir en todo el rango de resistencia a la penetración encontrada en los suelos.

Cuadro 24. Lecturas de penetrómetro (t/pie) versus resistencia a la penetración (MPa)

Lectura de penetrómetro	Tipo del resorte			
	Original	Lee	Jones 11	Jones 323
0,25	0,32	0,06	1,00	3,15
0,75	0,60	0,13	1,76	4,20
1,00	0,74	0,17	2,14	4,73
1,50	1,02	0,24	2,90	5,78
2,75	1,72	0,42	4,80	8,40
3,50	2,14	0,53	-	-

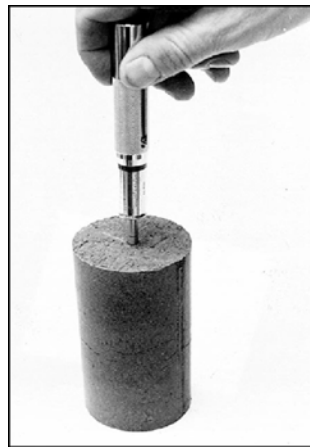


Figura 25. Penetrómetro de bolsillo para suelos.

La interpretación de los valores del Cuadro 24 se incluye en Cuadro 25.

Cuadro 25. Clases de resistencia a la penetración en suelos

Resistencia a la penetración (MPa)	Clase de resistencia a la penetración
< 0,01	Extremadamente baja
0,01 a < 0,1	Muy baja
0,1 a < 1	Baja
1 a < 2	Moderada
2 a < 4	Alta
4 a < 8	Muy alta
≥ 8	Extremadamente alta

Dificultad a la excavación

Se refiere a la fuerza relativa o a la energía requerida para excavar un suelo. Las estimaciones deben ser realizadas en cada horizonte o en la mayor parte de las capas limitantes (Cuadro 26).

Cuadro 26. Clases de dificultad a la excavación del suelo

Clase	Criterio
Baja	Con una pala requiere sólo la presión del brazo; no se necesita energía del impacto o presión del pie.
Moderada	Requiere de la energía del impacto o la presión del pie; la presión del brazo es insuficiente.
Alta	Excavación con una pala es difícil, pero fácil con una picota.
Muy alta	Excavación con picota es moderada a marcadamente difícil. Con retroexcavadora de 50-80 HP puede hacerse en un tiempo moderado.
Extremadamente alta	Excavación con picota es casi imposible. Con retroexcavadora de 50-80 HP no puede hacerse en un tiempo razonable.

Históricamente, el concepto de consistencia se ha aplicado a suelos secos, húmedos o saturados tal como se observan en terreno, evaluando sólo la adhesividad y la plasticidad en condiciones saturadas. Hoy en día, la resistencia a la ruptura se aplica a suelos en todos los contenidos de agua, hasta saturación; en tanto que la adhesividad y la plasticidad son consideradas como evaluaciones independientes.

Importancia de la consistencia

La consistencia es una propiedad que ha recibido una atención destacada en Mecánica del Suelos y, en particular, en Ingeniería Civil. Si bien para algunos autores (Porta *et al.*, 1999) no constituye una propiedad morfológica, es un parámetro importante en lo que se refiere a la toma de decisiones desde un punto de vista agronómico, respecto del tráfico sobre el suelo y el tipo de maquinarias e implementos de labranza. Está estrechamente relacionada a la compactación, el encostramiento superficial del suelo y al desarrollo de las raíces de las plantas. Debe ser descrita por tener relevancia práctica para el crecimiento de las plantas.

Así pues, un suelo arenoso presenta propiedades de cohesión y adhesión mínimas; además, presenta una baja capacidad de tráfico. Por el contrario, suelos arcillosos son muy adhesivos cuando están húmedos, lo que dificulta considerablemente las labores del suelo.

RASGOS DE SUPERFICIES DE VACÍOS Y AGREGADOS

Son rasgos no redoximórficos que comprenden cubiertas, películas, hipocubiertas y rasgos de tensión formados por translocación y depositación, o bien por procesos de dilatación-contracción en o a lo largo de superficies. Se describen en términos de tipo, cantidad, contraste, ubicación y color (seco o húmedo). A modo de ejemplo: *películas de arcilla abundantes, pardas (10YR 4/6)h, sobre todas las paredes de los agregados.*

Tipos de rasgos de superficies

El Cuadro 27 incluye los tipos principales de rasgos de superficies y los criterios que permiten diferenciarlos en terreno. Así mismo, en la Figura 26 se representan esquemáticamente estos rasgos.

Cuadro 27. Tipos de rasgos de superficies

Tipo	Criterio
<i>Revestimientos y películas (exteriores y adheridas a superficies)</i>	
Cubiertas de carbonato	Color crema y efervescentes al HCl.
Sílice (silans, ópalo)	Color crema y no efervescentes al HCl.
Películas de arcilla (argilanes)	Cubiertas externas cerosas.
Ferriargilanes (RRM)	Películas de arcilla teñidas o manchadas por Fe ³⁺ .
Puentes de arcilla	‘Ceras’ entre partículas de arena.
Cubiertas de gibsita (sesquan)	AlOH ₃ color crema sin efervescencia al HCl.
Manganes (RRM)	Películas delgadas y negras de Mn, efervescentes al H ₂ O ₂ .
Manchas orgánicas	Películas orgánicas oscuras.
Organoargilanes	Películas de arcilla con manchas orgánicas oscuras.
Cubiertas de arena	Partículas visibles con 10X.
Cubiertas de limo	Partículas no visibles con 10X.
Skeletanes (arena o limo)	Empobrecimientos de arcilla, partículas desnudas claras.
Skeletanes sobre argilanes	Arena o limo empobrecidos de arcilla sobre cubiertas de ésta.
<i>Hiporevestimientos (manchas infundidas bajo las superficies) Rasgos de tensión (paredes externas)</i>	
Paredes de presión (cutanes de tensión)	Se ven como películas de arcilla; partículas de arena empobrecidas o desnudas.
Slickensides pedogénicos	Rasgo de contracción-dilatación rasante (superficies acanaladas, estriadas y brillantes) sobre la superficie de agregados (ej. cuñas).
Slickensides geogénicos	Superficie de rotura por rasante vertical/oblicua y algo planar a partir de una tensión externa (fallas, movimiento en masa) con estriaciones y acanaladas.

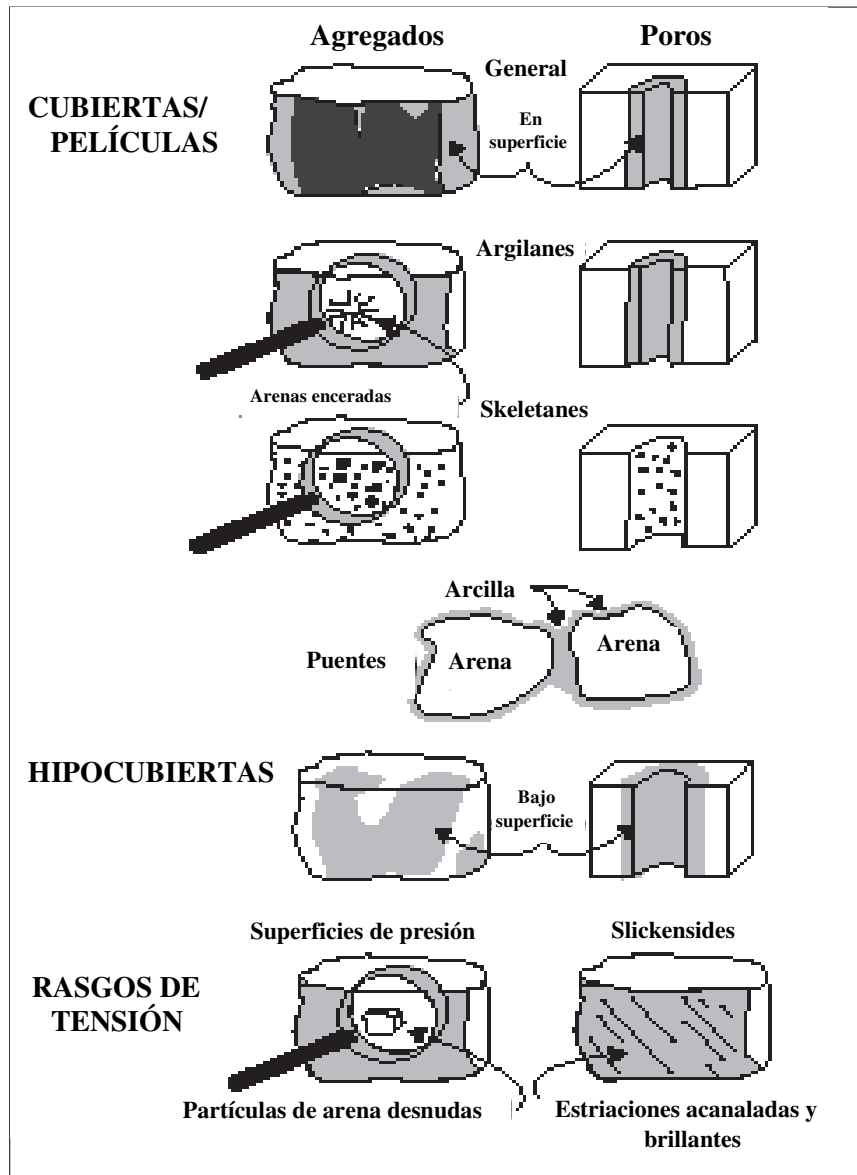


Figura 26. Rasgos de superficie de poros y agregados de suelos.

RASGOS ESPECIALES

Para estos rasgos se registra la clase y el área (%) que ocupan en el perfil u horizonte. Algunos agrólogos incluyen el porcentaje volumétrico en el pedón.

Pavimento del desierto: concentración natural de piedras pulidas y estrechamente atestadas en la superficie del suelo de un desierto (pueden o no ser vestigios de erosión).

Capa hidrófoba: capa superficial o subsuperficial que repele agua (ej. material orgánico seco).

Molde en forma de cuñas (hielo): relleno con material de una cavidad vertical, a menudo trans-horizontes, con forma de cuñas o irregular, previamente ocupada por hielo y comúnmente estratificada; un buen indicador de la existencia previa de permafrost.

Krotovinas: galerías de animales rellenas de material de horizontes supra o subyacentes. Visualmente se advierten como marcas redondeadas o elípticas de tamaño diferente y constituyen evidencias de bioturbación.

Lamelas (lamellae): capas iluviales texturales delgadas (de menos de 7,5 cm de espesor), con más arcilla que el horizonte eluvial superior. Se presentan intermitentes o como placas formadas pedogénicamente. Normalmente se forman en sedimentos de texturas gruesas de origen aluvial o eólico; aunque existen evidencias que su formación comienza en planos de estratificación y que la translocación de la arcilla está relacionada con las diferencias en el tamaño del espacio poroso entre las capas. Son más o menos horizontales y a veces pueden entrecruzarse. Se las puede hallar hasta en profundidades de varios metros y se les observa en suelos de clase textural franca o más gruesa. Cuando tienen 1 cm de espesor como mínimo y sumadas miden 15 cm por lo menos, constituyen lo que se denomina horizonte argílico.

Láminas: estratas delgadas (< 1 cm), geogénicamente depositadas con clases texturales alternadas (ej. limo y arena fina, o limo y arcilla).

Línea de piedras: una concentración natural de fragmentos de roca causada por erosión hídrica o intervalos de transporte erosivo, también llamado carpedólito. La presencia de una línea horizontal de fragmentos gruesos como ésta en un perfil, indicaría que el suelo pudo haberse desarrollado en más de un material parental. Se asume que el material sobre la línea de piedras es más bien transportado, mientras que el inferior tendría un origen diferente.

Lenguas de material álbico: son áreas pequeñas lobulares de material álbico de un horizonte que penetra más de 5 cm en otro subyacente no álbico. Por su forma ondulada de longitud mayor que su ancho, parecen lenguas de color blancuzco.

Lenguas de material argílico: son áreas pequeñas lobulares de material argílico de un horizonte que penetra más de 5 cm en otro subyacente no argílico.

BIBLIOGRAFÍA

- BLACKBURN, W.H., ECKERT, R.E. Jr., WOOD, M.K. and PETERSON, F.F. 1975. Influence of vesicular horizons on watershed management. pp. 494-515. *In: Proceedings of ASCE Watershed Management Symposium*. Logan UT, ASAE, New York.
- BODMAN, G.B. and MAHMUD, A.J. 1932. The use of the moisture equivalent in the textural classification of soils. *Soil Science*, 33: 363-374.
- DONER, H.E. and LYNN, W.C. 1989. Carbonate, halide, sulfate, and sulfide minerals. pp. 279-330. *In: Dixon, J.B. and Weed, S.B. (eds.) Minerals in soil environments, 2nd Edition*. Soil Science Society of America Book Series N° 1, Madison, WI. 1.244 p.
- HILLEL, D. 1998. *Environmental soil physics: fundamentals, applications and environmental considerations*. Academic Press. 771 p.
- MUNSELL COLOR. 2000. *Munsell soil color charts*. GretagMacbeth. Revised washable edition.
- PORTA, J., LÓPEZ-ACEVEDO, M. y ROQUERO, C. 1999. *Edafología para la agricultura y el medio ambiente, 2ª Edición*. Ediciones Mundi-Prensa, Madrid, España, 849 p.
- SCHOENEBERGER, P.J., WYSOCKI, D.A., BENHAM, E.C. and BRODERSON, W.D. 2002. *Field book for describing and sampling soils, version 2.0*. Schoeneberger *et al.* (eds.) Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center, Lincoln, NE. 228 p.
- SCHROEDER, D. 1984. *Soils facts and concepts*. Translated from German and adapted by P.A. Gething-Bern/Switzerland. Int. Potash Institute. 140 p.
- SINGER, M.J. and WARRINGTON, D.N. 1992. Crusting in the western United States. *In: Sumner, M.E. and Stewart, B.A. (eds.) Soil crusting: chemical and physical processes*. *Advances in Soil Science* 18, Florida.
- SOIL SURVEY DIVISION STAFF. 1993. *Soil survey manual*. USDA Handbook N° 18. Washington, DC. 437 p.
- SOIL SURVEY STAFF, 1999. *Soil taxonomy. A basic system of classification for making and interpreting soil surveys, 2nd Edition*. USDA, Agriculture Handbook N° 436, Washington DC, USA, 869 p.

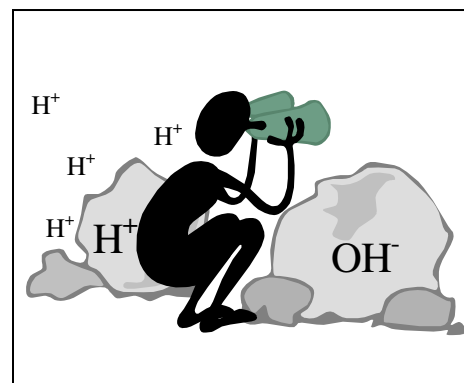
3

PROPIEDADES FÍSICO-QUÍMICAS DE LOS SUELOS I: REACCION (pH), ACIDEZ Y ALCALINIDAD

Angélica Sadzawka R.

Instituto de Investigaciones Agropecuarias, CRI La Platina

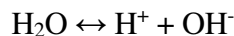
SADZAWKA, A. 2006. Propiedades físico-químicas de los suelos. I: Reacción (pH), acidez y alcalinidad. pp: 89-133. *In: Avances en el conocimiento de los suelos de Chile. (Re-edición, 2020). Luzio, W. y Casanova, M. (Eds.). Santiago, Chile.*



EL pH DE LOS SUELOS

Concepto de pH

En los sistemas acuosos, el agua se disocia en iones hidrógeno (H^+) y en iones hidroxilo (OH^-), según la ecuación:



Donde se cumple la condición que el producto de las actividades de los iones H^+ e OH^- es constante (10^{-14}), de manera que si una aumenta, la otra disminuye.

$$[H^+][OH^-] = 10^{-14}$$

Estrictamente, el pH del suelo se define como el logaritmo (en base 10) negativo de la actividad del ión hidrógeno en la solución y es una medida de la **acidez activa**. La actividad de un ión puede definirse como la concentración efectiva de ese ión en una solución. En soluciones de suelos que no están afectados por sales, los términos actividad y concentración son prácticamente iguales:

$$\begin{aligned} \text{pH} &= -\log [H^+] \\ \text{pH} + \text{pOH} &= 14 \end{aligned}$$

La escala de pH se extiende de 0 a 14. El pH 7,0 es el punto neutro, en el cual las concentraciones de H^+ y OH^- son iguales ($10^{-7} \text{ mol L}^{-1}$ ó $0,0000001 \text{ g L}^{-1}$ de H^+ ó $0,0000017 \text{ g L}^{-1}$ de OH^-). Cuando aumenta la concentración de iones hidrógeno en la solución suelo, disminuye la de iones hidroxilos, el pH baja de 7,0 y el suelo se acidifica. Cuando disminuye la concentración de iones hidrógeno en la solución suelo, aumenta la de iones hidroxilos, el pH sube de 7,0 y el suelo se alcaliniza.

- Igual cantidad de H^+ y OH^- \Rightarrow pH = 7,0 **Neutro**
- Mayor cantidad de H^+ que de OH^- \Rightarrow pH < 7,0 **Ácido**
- Mayor cantidad de OH^- que de H^+ \Rightarrow pH > 7,0 **Alcalino**

La expresión logarítmica de los valores de pH significa que a cada unidad de cambio del pH de una solución corresponde una variación de diez veces en la concentración de H^+ . Así, un suelo de pH 5,5 es diez veces más ácido que un suelo de pH 6,5 y uno de pH 4,5, cien veces más ácido que uno de pH 6,5. Similarmente, por cada unidad de aumento de pH la alcalinidad aumenta diez veces.

Es común referirse al pH del suelo como “reacción del suelo”, sin embargo, este término no resulta correcto desde el punto de vista químico ya que las “reacciones” del suelo pueden ser de naturaleza muy diversa.

Determinación del pH del suelo

El pH del suelo comúnmente se determina potenciométricamente en una suspensión de suelo usando un medidor de pH electrónico provisto de un electrodo de vidrio combinado con un electrodo de referencia. La suspensión más usada es de suelo con agua (generalmente en una relación de 1:1 a 1:2,5), y el pH medido se designa como pH-H₂O.

La relación suelo:agua entre 1:1 y 1:2,5 generalmente no tiene gran influencia sobre el valor del pH medido, excepto en suelos calcáreos. Sin embargo, en suelos con alto contenido de materia orgánica, una relación 1:1 puede ser insuficiente para obtener una suspensión adecuada para realizar la determinación. Por lo tanto, una relación 1:2 ó 1:2,5 es más práctica para determinaciones rutinarias de pH cuando los suelos tienen un amplio rango de propiedades.

El anhídrido carbónico (CO₂) afecta significativamente el pH. Un aumento de la presión de CO₂ en 100 veces disminuye entre 1 y 2,5 unidades el pH de los suelos calcáreos y alrededor de 1 unidad en suelos no calcáreos (Van Lierop, 1990). Los suelos generalmente contienen 10 a 100 veces más CO₂ que la atmósfera que está sobre ellos. Una forma de evitar el efecto que estas variaciones de CO₂ tienen sobre el pH es realizar la determinación en suelos previamente secados al aire, con lo cual se reduce la presión de CO₂ a la de la atmósfera que es relativamente constante (0,035%).

El pH-H₂O tiene la desventaja de que, por efecto de la dilución de la solución suelo, los valores para los suelos ácidos son 0,2 a 0,5 unidades mayores que el pH de la solución suelo sin diluir. Otra desventaja es que pequeñas variaciones en el contenido de sales solubles, debidas, por ejemplo, a la adición de fertilizantes o a la acumulación de sales por evaporación, pueden provocar diferencias de hasta 0,5 unidades de pH, aun cuando la acidez del suelo permanezca constante (Brady y Weil, 2002).

Para superar estas desventajas, algunos laboratorios prefieren usar una suspensión de suelo con una solución salina como CaCl₂ 0,01 mol L⁻¹ (pH-CaCl₂) o KCl 1 mol L⁻¹ (pH-KCl), que tienen, además, la ventaja de que las mediciones de pH son más estables y reproducibles.

La solución de CaCl₂ 0,01 mol L⁻¹ representa la concentración promedio de la solución suelo de muchos suelos. Los iones Ca⁺² agregados liberan una porción de la acidez de intercambio hacia la acidez activa de la solución suelo, con lo que los valores de pH-CaCl₂ son 0,2 a 0,5 unidades menores que el pH-H₂O (Brady y Weil, 2002). En un estudio realizado en 139 muestras de suelos superficiales de la IX Región de la Araucanía (Sadzawka *et al.*, 2000b), el pH-CaCl₂ fue en promedio 0,3 unidades inferior al pH-H₂O (Figura 1).

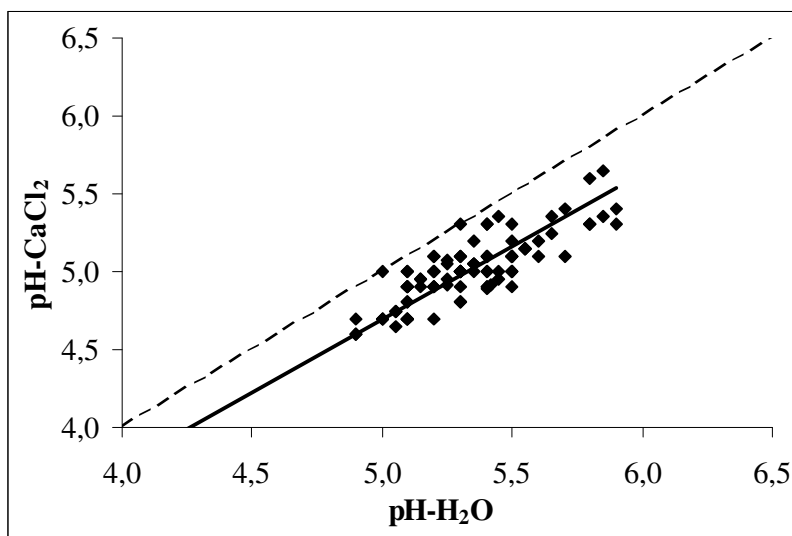


Figura 1. Relación entre pH-H₂O y pH-CaCl₂ en 139 muestras de suelos superficiales de la IX Región.

La línea punteada indica la relación 1:1, es decir, la relación que debería existir si no hubiera diferencia entre ambos métodos de determinación de pH.

La solución de KCl 1 mol L⁻¹ tiene una concentración de electrolito suficiente para que el total de acidez intercambiable se libere a la solución donde se mide el pH. El pH-KCl generalmente es menor que el pH-H₂O en alrededor de 1 unidad y en suelos de baja capacidad de intercambio aniónica da una indicación de la acidez intercambiable (Brady y Weil, 2002). En suelos en los que domina la capacidad de intercambio aniónica sobre la catiónica, como puede ocurrir en los suelos muy meteorizados, la adición de iones Cl⁻ libera iones OH⁻ de los sitios de intercambio aniónico a la solución suelo, lo que puede provocar que el pH-KCl sea mayor que el pH-H₂O. Por lo tanto, la diferencia entre el pH-KCl y el pH-H₂O puede dar información sobre la carga neta del suelo (Sadzawka y Carrasco, 1985). El pH-KCl de 139 muestras de suelos superficiales de la IX Región de la Araucanía fue en promedio 0,6 unidades inferior al pH-H₂O (Sadzawka *et al.*, 2000b), como se muestra en la Figura 2, aunque se observa una gran dispersión de los puntos, lo que confirma que el efecto del KCl depende de las propiedades de intercambio de cada suelo en particular y del contenido inicial de sales solubles.

El pH del suelo puede variar considerablemente en el espacio, tanto horizontal como vertical, aun sobre distancias muy pequeñas (milímetros), debido, por ejemplo, al efecto de las raíces sobre la rizósfera (Sadzawka, 1989) o a la concentración de gránulos de fertilizantes. Además, el pH varía en el tiempo por los cambios en los contenidos de humedad y de intensidad de los procesos de mineralización. Por lo tanto, debe planificarse cuidadosamente el procedimiento de muestreo para minimizar estas variaciones y obtener una medición representativa del área en estudio.

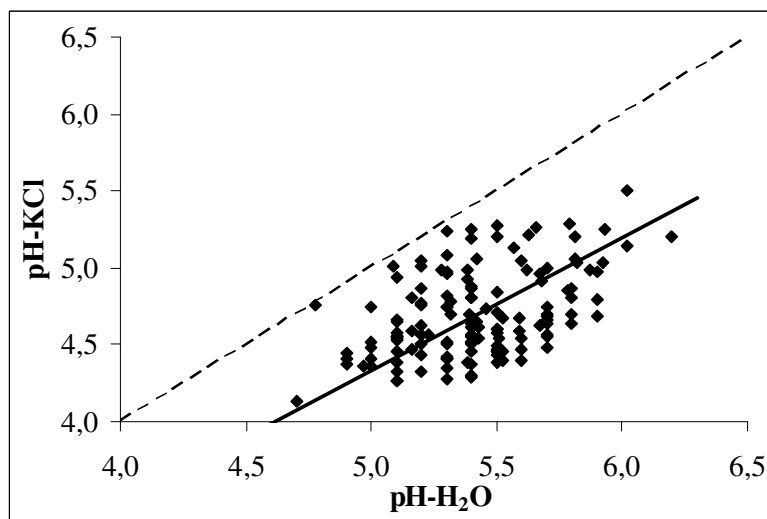


Figura 2. Relación entre pH-H₂O y pH-KCl en 139 muestras de suelos superficiales de la IX Región.

La línea punteada indica la relación 1:1, es decir, la relación que debería existir si no hubiera diferencia entre ambos métodos de determinación de pH.

Distribución de cationes y pH

Los cationes intercambiables que generalmente se encuentran en mayor concentración en los suelos pueden dividirse en:

- Cationes ácidos o acidez intercambiable: H⁺ y Al⁺³ (incluyendo formas hidroxiladas).
- Cationes no ácidos o bases de intercambio: Ca⁺², Mg⁺², K⁺ y Na⁺.

El catión Al⁺³ se denomina ácido porque en contacto con el agua se hidroliza liberando iones H⁺ a la solución suelo. Los cationes básicos no se hidrolizan formando bases; por lo tanto, la denominación de bases de intercambio no es químicamente correcta y su nombre probablemente proviene del hecho que, si aumenta su proporción en el complejo coloidal, disminuye la de cationes ácidos y, consecuentemente, el pH de la solución suelo será mayor, aunque varios factores pueden modificar esta relación. Para evitar esta ambigüedad, Brady y Weil (2002) proponen el nombre de “cationes no ácidos”.

Capacidad de intercambio de cationes efectiva y pH

La capacidad de intercambio de cationes efectiva (CICE) es la suma de los cationes intercambiables (ácidos y no ácidos o básicos) que posee un suelo en su condición de pH. El concepto de CICE solamente se utiliza en los suelos de pH ácido (pH-H₂O < 6,6) y que no posean cantidades importantes de sales solubles. Generalmente, los cationes ácidos, o acidez intercambiable, están constituidos principalmente por iones Al⁺³, siendo los iones H⁺ proporcionalmente mucho menor, por lo que la CICE puede estimarse según la ecuación:

$$CICE = Ca^{+2} + Mg^{+2} + K^{+} + Na^{+} + Al^{+3}$$

Donde la CICE y los cationes intercambiables se expresan en centimoles de carga positiva por kilogramo de suelo (cmol+ kg⁻¹).

Cuando el pH del suelo aumenta, se incrementa la CICE debido a la deprotonación (liberación de iones H⁺) de los sitios con carga dependiente del pH y a la carga negativa liberada por la hidrólisis de los polímeros de aluminio unidos a estos sitios.

El incremento de la CICE, debido al aumento de pH, es mucho más marcado en los suelos con predominio de carga negativa dependiente del pH; esto es, en los suelos derivados de cenizas volcánicas, en los suelos altamente meteorizados y en los suelos ricos en materia orgánica.

Saturación de cationes y pH

Tradicionalmente, la proporción de los cationes intercambiables no ácidos, Ca⁺², Mg⁺², K⁺ y Na⁺, en la CIC se denomina **saturación básica** y se expresa en porcentaje.

$$\text{Saturación básica (\%)} = \frac{Ca^{+2} + Mg^{+2} + K^{+} + Na^{+}}{CIC} \times 100$$

Similarmente, la **saturación ácida** indica la proporción de los cationes intercambiables ácidos, Al⁺³ e H⁺, en la CIC.

$$\text{Saturación ácida (\%)} = \frac{Al^{+3} + H^{+}}{CIC} \times 100$$

En ambos los casos, la CIC y los cationes intercambiables se expresan en cmol+ kg⁻¹.

Sin embargo, existe ambigüedad en el concepto de saturación de cationes debido a que el porcentaje obtenido depende de si se calcula sobre la CICE (capacidad de intercambio de cationes efectiva medida al pH del suelo) o sobre la CIC (capacidad de intercambio de cationes potencial medida a un pH específico, usualmente 7,0 u 8,2). La CICE generalmente es menor que la CIC-7 y que la CIC-8,2 (Soil Survey Staff, 1999).

Las saturaciones básicas calculadas usando la CIC medida a pH 7,0 (CIC-7) y a pH 8,2 (CIC-8,2) prácticamente se usan como criterio sólo con propósitos de clasificación en la Taxonomía de Suelos.

Para los propósitos de fertilidad de suelo, es más relevante usar la CICE para calcular la saturación de los cationes intercambiables, especialmente Ca⁺², Mg⁺² y K⁺; ya que la nutrición vegetal no sólo depende de la disponibilidad individual de estos nutrientes, sino también de la relación entre ellos. En los suelos ácidos, adquiere especial importancia la saturación de aluminio, ya que la toxicidad de este elemento para las plantas es el principal problema en

estos suelos y su relación con los otros cationes del complejo de intercambio, generalmente, es más determinante en su efecto sobre las plantas que la cantidad misma de aluminio intercambiable presente.

$$\text{Saturación de aluminio}(\%) = \frac{Al^{+3}}{CICE} \times 100$$

El efecto de la saturación de cationes sobre el pH se manifiesta generalmente en que un aumento de la saturación básica produce un incremento del pH de la solución suelo y, a la inversa, un aumento de la saturación ácida produce una disminución del pH de la solución suelo. Sin embargo, factores como el tipo de coloide y de cationes adsorbidos pueden modificar esta relación.

Los coloides tienen distinta habilidad para liberar iones H^+ a la solución suelo. Así, por ejemplo, las smectitas se deprotonan más fácilmente que los óxidos de hierro y aluminio. Consecuentemente, el pH de los suelos dominados por smectitas es apreciablemente menor que el de los suelos dominados por óxidos, a igual porcentaje de saturación ácida.

Los suelos con altos contenidos de sodio intercambiable, usualmente, tienen valores de pH mucho más altos que los suelos cuyo complejo de intercambio está dominado por calcio y magnesio.

Capacidad tampón de pH

La capacidad tampón de pH es la resistencia que presentan los suelos a un cambio en el pH de la solución suelo cuando se agrega un ácido o una base. Se expresa como la relación entre la cantidad de protones agregados o eliminados del suelo y la variación de pH (Porta *et al.*, 1999):

$$CT_{pH} = \frac{\Delta H^+}{\Delta pH}$$

Donde CT_{pH} es la capacidad tampón de pH; ΔH^+ corresponde a los protones agregados o eliminados en moles (+) por kg de suelo; y ΔpH es la variación del pH del suelo.

Sin embargo, desde el punto de vista práctico, la *capacidad tampón de pH se define como la cantidad de carbonato de calcio ($CaCO_3$), expresada en kg, necesaria para aumentar en 0,1 unidades el pH de 1 ha de suelo hasta una profundidad de 0,20 m.*

Los mecanismos involucrados en la capacidad tampón de pH son fundamentalmente:

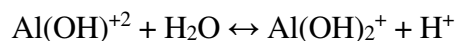
- Hidrólisis del aluminio.
- Reacciones de la materia orgánica.
- Carga dependiente del pH.

- Intercambio catiónico.
- Disolución y precipitación de carbonatos.

En los suelos de pH bajo predomina el mecanismo de hidrólisis de aluminio y en los de pH alto la disolución y precipitación de carbonato de calcio (y magnesio). En los suelos de pH intermedio (pH-H₂O 5,0 a 7,5) predominan los mecanismos relacionados con la protonación y deprotonación de los sitios de intercambio dependientes del pH de las arcillas y de la materia orgánica.

Hidrólisis del aluminio

En los suelos fuertemente ácidos (pH-H₂O < 5,5), las reacciones de hidrólisis, disolución y precipitación de minerales de aluminio y hierro constituyen los principales mecanismos tamponantes del pH del suelo. Por ejemplo, una reacción de hidrólisis del aluminio en la cual los iones aluminio liberados reaccionan con el agua:



La adición de un ácido al suelo provoca que se favorezca la reacción hacia la izquierda, con lo cual se acumulan relativamente pocos iones H⁺ en la solución suelo y el pH disminuye sólo en forma leve. De igual manera, si se agrega una base al suelo, los iones OH⁻ reaccionan con los iones H⁺ formando agua y la reacción es forzada hacia la derecha minimizando el aumento de pH.

Reacciones de la materia orgánica

La materia orgánica del suelo tiene una estructura compleja con muchos tipos de sitios capaces de unir iones H⁺ con distintas fuerzas. Si se agrega una base a un suelo ácido, la materia orgánica se deprotona, es decir, libera iones H⁺, de los sitios más ácidos para neutralizar la base y mantener el pH. Los sitios de los cuales se disocian los iones H⁺ adquieren carga negativa y, por consiguiente, aumentan la capacidad de intercambio de cationes efectiva (CICE) del suelo. Por otra parte, si se agrega un ácido al suelo, la materia orgánica se protona para regular el aumento en la concentración de iones H⁺ en la solución suelo y mantener el pH.

La materia orgánica forma complejos con los iones aluminio, los cuales también participan en la capacidad tampón de pH del suelo. Cuando se agrega una base al suelo, estos iones aluminio se liberan a la solución suelo para hidrolizarse y proporcionar iones H⁺ que neutralicen la base agregada.

Carga dependiente del pH de las arcillas

Los minerales de arcilla tienen en su superficie sitios con grupos hidroxilos y átomos de oxígeno que pueden disociar o asociar iones H⁺. La adición de una base a un suelo ácido aumenta la concentración de iones OH⁻ en la solución suelo, lo cual induce la disociación de

iones H^+ de estos sitios para neutralizar los iones OH^- y así tamponar el pH del suelo. Los sitios deprotonados adquieren carga negativa, con lo cual aumenta la CICE.

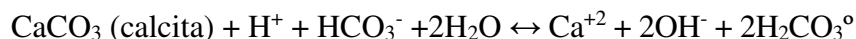
Intercambio catiónico

Los iones intercambiables de las arcillas y humus están en equilibrio con los iones en la solución suelo. Por lo tanto, si se agrega un ácido al suelo, una gran proporción de los iones H^+ agregados se intercambian con otros iones como Ca^{+2} , con lo cual la concentración de iones H^+ en la solución suelo no aumenta en forma importante. A la inversa, si se agrega una base al suelo, se liberan iones H^+ y iones aluminio del complejo de intercambio para neutralizar los iones OH^- agregados. Debido a la relativamente baja concentración de iones intercambiables presentes en los suelos, este mecanismo tamponante del pH contribuye significativamente sólo cuando la concentración de iones H^+ en la solución suelo es baja, es decir, cuando el pH es superior a 6,0 (Brady y Weil, 2002).

Disolución y precipitación de carbonatos

Cuando el carbonato de calcio está presente en los suelos tiene una influencia dominante sobre muchas propiedades del suelo. La mayoría de los suelos calcáreos tienen un pH en el rango de 7,3 a 8,5 y solamente en el caso de suelos sódicos el pH normalmente es superior a 8,5.

Las reacciones tamponantes del pH en los suelos calcáreos involucran carbonatos, bicarbonatos, ácido carbónico y agua:



Si se agrega un ácido al suelo, los iones H^+ reaccionan con los iones OH^- y la reacción se desplaza hacia la derecha disolviendo la calcita. Si se agrega una base, la reacción se desplaza hacia la izquierda precipitando calcita. En ambos casos, se produce una resistencia al cambio de pH.

Importancia de la capacidad tampón de pH

La capacidad tampón de pH constituye un mecanismo de protección frente a modificaciones bruscas del pH que pueden ser perjudiciales para las plantas, los microorganismos del suelo y los ecosistemas acuáticos. Un suelo con una alta capacidad tampón de pH puede resistir el efecto acidificante de ciertos fertilizantes o de una lluvia ácida. Además, puede actuar como un depurador natural adsorbiendo contaminantes y evitando que lixivien hacia las napas freáticas.

El conocimiento de la capacidad tampón de pH es esencial para estimar la cantidad de enmienda, tal como cal o azufre, que debe agregarse al suelo para llevarlo a un pH deseado.

Los suelos varían ampliamente en su capacidad tampón de pH, pero, en general, aumenta con el contenido de materia orgánica y de arcilla. Dentro de las arcillas, las de tipo 2:1 (smectita) tienen una capacidad tampón de pH mayor que las de tipo 1:1 (kanditas).

En el Cuadro 1 se resume la información disponible sobre la capacidad tampón de pH, expresada como la cantidad de CaCO_3 en kg ha^{-1} necesaria para aumentar el pH de 0,20 m suelo en 0,1 unidades, para algunos casos.

Cuadro 1. Capacidad tampón de pH de algunos suelos de Chile

Región	Suelos	Capacidad tampón de pH CaCO_3 (ton ha^{-1})	Referencias
VI	Graníticos	0,10 - 0,55	Aldunate, 2000; Rodríguez <i>et al.</i> , 2001.
	Terrazas marinas	0,15 - 0,40	Aldunate, 2000.
VIII	Trumaos	0,24 - 0,71	Mendoza, 2000.
	Rojos arcillosos	0,30 - 1,11	Mendoza, 2000.
IX	Trumaos	0,50 - 2,28	Campillo y Sadzawka, 1993; Rojas, 1999.
	Rojos arcillosos	0,33 - 1,48	Campillo y Sadzawka, 1993; Rojas, 1999.
	Transicionales	0,44 - 1,27	Campillo y Sadzawka, 1993; Rojas, 1999.
	Graníticos	0,15 - 0,45	Rojas, 1999.
IX y X	Trumaos	0,83 - 1,67	Paredes, 1997; Rodríguez, 1995.
X	Trumaos	0,71 - 1,50	Campillo, 1994; Campillo y Sadzawka, 1993; Dumont, 1994; Suárez, 1991.
	Rojos arcillosos	0,67 - 0,83	Suárez, 1991.
	Transicionales	0,83 - 1,00	Suárez, 1991.
	Ñadis	1,00 - 1,25	Suárez, 1991.

Efectos biológicos del pH del suelo

Aunque la cantidad de H^+ en la solución suelo normalmente es pequeña, la actividad de estos iones H^+ es muy importante. Las formas químicas de muchos elementos del suelo y los procesos microbianos que allí ocurren están tan ligados al pH que no existe otra medida del suelo que integre tanta información. Algunos elementos influidos por el pH son nutrientes esenciales para las plantas, de manera que el pH afecta la nutrición vegetal. Otros son tóxicos cuando están presentes en cantidades excesivas y el pH del suelo ayuda a determinar cuándo es probable que esto ocurra.

En el Cuadro 2 se indican los términos descriptivos y los efectos esperables en cada rango de pH- H_2O del suelo.

Cuadro 2. Términos descriptivos y los efectos esperables en cada rango de pH-H₂O del suelo (SSSA, 1987; Porta *et al.*, 1999; Brady y Weil, 2002; Schoeneberger *et al.*, 2002)

Término descriptivo	Rango de pH-H₂O	Efectos esperables
Ultra ácido	< 3,5	Condiciones muy desfavorables.
Extremadamente ácido	3,6 - 4,4	
Muy fuertemente ácido	4,5 - 5,0	Probable toxicidad de Al.
Fuertemente ácido	5,1 - 5,5	Exceso de Co, Fe, Mn y Zn. Deficiencia de B, Ca, Cu, K, N, Mg, Mo, P, S. Actividad bacteriana escasa.
Moderadamente ácido	5,6 - 6,0	Adecuado para la mayoría de los cultivos.
Débilmente ácido	6,1 - 6,5	Máxima disponibilidad de nutrientes.
Neutro	6,6 - 7,3	Mínimos efectos tóxicos. Bajo pH 7,0 no hay CaCO ₃ .
Débilmente alcalino	7,4 - 7,8	Suelos generalmente con CaCO ₃ .
Moderadamente alcalino	7,9 - 8,4	Disminuye la disponibilidad de P. Deficiencia creciente de Co, Cu, Fe, Mn, Zn. Clorosis férrica.
Fuertemente alcalino	8,5 - 9,0	En suelos no sódicos, puede haber MgCO ₃ . Mayores problemas de clorosis férrica. Toxicidad de B.
Muy fuertemente alcalino	> 9,0	Presencia de carbonato de sodio. Suelo sódico. Actividad microbiana escasa. Condiciones muy desfavorables.

Disponibilidad de los nutrientes

El pH del suelo afecta directamente la solubilidad de muchos de los nutrientes. De los 18 nutrientes esenciales, 15 son obtenidos del suelo por las plantas (Cuadro 3), pero antes de que ellas puedan usarlos, deben disolverse en la solución suelo.

Cuadro 3. Elementos esenciales para las plantas

Macronutrientes		Micronutrientes
del agua y aire	del suelo	del suelo
Carbono	Nitrógeno	Cloro
Hidrógeno	Potasio	Hierro
Oxígeno	Calcio	Manganeso
	Magnesio	Boro
	Fósforo	Cinc
	Azufre	Cobre
		Cobalto
		Molibdeno
		Níquel

El fósforo en el suelo generalmente es más disponible a valores de pH cercanos a 6,5 y muestra una disminución de su disponibilidad hacia valores de pH más bajos y más altos.

Los macronutrientes nitrógeno, potasio, calcio, magnesio y azufre y el micronutriente molibdeno, normalmente se encuentran ampliamente disponibles para las plantas en suelos de pH > 5,5. Los cationes potasio, calcio y magnesio se encuentran principalmente en forma intercambiables y si el suelo se acidifica se produce liberación de ellos a la solución suelo, facilitando su pérdida por lixiviación en zonas de alta pluviosidad.

Los micronutrientes hierro, manganeso y cinc son más disponibles en suelos ácidos y si el pH baja de 5,0 el manganeso puede llegar a ser tóxico para las plantas. Por otra parte, si el pH del suelo sube de 6,5, el manganeso puede llegar a niveles deficientes para las plantas. La disponibilidad de hierro, cobre y cinc también disminuye al aumentar el pH, siendo común la clorosis férrica, síntoma de deficiencia de hierro, en plantas cultivadas en suelos de pH alcalino.

Toxicidad de aluminio

La toxicidad de aluminio generalmente es el problema más común y severo de los suelos de pH menor de 5,0-5,5 porque no solamente afecta a las plantas sino también a muchos microorganismos del suelo. La toxicidad de aluminio a menudo es mayor, alrededor de pH 4,5 porque la especie $\text{Al}(\text{OH})^{+2}$, que es aún más tóxica que el Al^{+3} , es más soluble a ese pH (Brady y Weil, 2002). En los suelos orgánicos (sobre un 20% de materia orgánica) con valores de pH similares, la toxicidad de aluminio normalmente no es un problema importante debido a la formación de complejos Al-humus que no son fitotóxicos (Hue *et al.*, 1986). Los complejos inorgánicos Al-F y Al-SO₄ parecieran ser no tóxicos (Cameron *et al.*, 1986; Tanaka *et al.*, 1987), lo mismo ocurre con las especies polinucleares de hidroxil-Al debido a su alta afinidad con las superficies negativamente cargadas de las partículas del suelo (Wright, 1989).

El aluminio no es un elemento esencial para las plantas y se piensa que entra a las células de la raíz por un mecanismo de transporte pasivo. La mayor parte del aluminio absorbido permanece en la raíz en la mayoría de las plantas, excepto en la acumuladoras de aluminio, como el té que puede contener 5.000 mg kg^{-1} de aluminio en las hojas secas. Por lo tanto el análisis foliar generalmente no es un buen índice de diagnóstico de la toxicidad de aluminio.

El principal efecto de la toxicidad de aluminio es la restricción del desarrollo radical, por lo cual, las raíces reducen el volumen de suelo que pueden explorar y son ineficientes en la absorción de nutrientes y de agua. Además, un exceso de aluminio en la solución suelo interfiere en el transporte y utilización de los nutrientes esenciales (Ca, Mg, K, P y Fe) y puede inhibir los procesos microbianos que suministran nutrientes a las plantas. A nivel celular, la toxicidad de aluminio afecta la estructura y el funcionamiento de la membrana, la síntesis de DNA y la mitosis, la elongación de la célula y la nutrición mineral y el metabolismo (Wright, 1989). Estos efectos a menudo produce en la planta síntomas foliares semejantes a aquellos asociados con la deficiencia de fósforo, esto es, disminución del crecimiento, follaje de color verde oscuro y pigmentación púrpura en los tallos.

Las especies de plantas, y las variedades dentro de las especies, muestran grandes diferencias en la susceptibilidad a la toxicidad de aluminio. Las plantas tolerantes a altas concentraciones de aluminio en la solución suelo han desarrollado formas de excluir el aluminio de sus raíces. Algunas de ellas aumentan el pH de la rizósfera, con lo cual precipita el aluminio. Otras excretan compuestos orgánicos que complejan el aluminio formando compuestos no tóxicos o que no son absorbidos por la raíz.

Toxicidad de manganeso

La toxicidad de manganeso no es tan común como la de aluminio, pero puede ser un problema serio en suelos ácidos con altos contenidos de minerales de manganeso, especialmente en los horizontes superficiales altos en materia orgánica de ciertos suelos volcánicos como los Melanudands.

La toxicidad de manganeso es común en suelos de pH tan alto como 5,6 (alrededor de 0,5 unidades mayor que para el aluminio) (Brady y Weil, 2002), y se favorece por condiciones de bajo oxígeno, como en los suelos inundados, debido a la reducción de la forma oxidada (Mn(IV)) a la forma mucho más soluble de Mn(II).

Las especies de plantas y los genotipos varían ampliamente en la susceptibilidad a la toxicidad de manganeso y, a diferencia del aluminio, el contenido de manganeso en el tejido foliar usualmente correlaciona bien con los síntomas de toxicidad. Los niveles de toxicidad en las hojas se inician en alrededor de 200 mg kg^{-1} en las plantas sensibles y en más de 5.000 mg kg^{-1} en las especies tolerantes (Brady y Weil, 2002).

Toxicidad de ión hidrógeno

Los iones H^+ pueden ser tóxicos para algunas plantas, cuando los niveles de pH del suelo bajan de 4,0-4,5, principalmente por daños en la pared celular. Además, a esos niveles de pH y en ausencia de toxicidad de aluminio y manganeso, se reduce fuertemente la habilidad de las bacterias rizobios para suministrar nitrógeno a las leguminosas. Si el aluminio está presente, se afecta además la capacidad de nodulación; es decir, se impide la simbiosis.

Toxicidad de hierro

El hierro oxidado (Fe(III)) puede ser tóxico para las plantas a niveles de pH muy bajos (menores de 4,0), pero el hierro reducido (Fe(II)) debido a su mucha mayor solubilidad, puede manifestar toxicidad a niveles de pH más altos. Este es especialmente el caso de los suelos arroceros, aunque las plantas varían ampliamente en su susceptibilidad a la toxicidad.

Actividad microbiológica

En general, las bacterias y actinomicetes funcionan bien desde pH moderadamente ácido hasta pH fuertemente alcalino (pH 5,5 a 9,0). Los hongos parecen ser más versátiles y se desarrollan satisfactoriamente en un rango de pH más amplio. Por lo tanto, la actividad de los hongos tiende a predominar en los suelos ácidos. Sin embargo, en los suelos de pH sobre 5,5, las bacterias y actinomicetes son fuertemente competitivos y tienden a dominar la actividad microbiana.

Las leguminosas tienen una relación mutuamente beneficiosa con algunas bacterias específicas del suelo (rizobios). Estas bacterias viven en nódulos sobre las raíces y tienen la capacidad de convertir el nitrógeno de la atmósfera en formas utilizables por las plantas. A su vez, las bacterias reciben nutrientes y carbohidratos de las plantas en esta relación mutua denominada simbiosis.

El pH del suelo afecta directamente la actividad de estos microbios. Investigaciones conducidas en ausencia de toxicidad de aluminio, han mostrado que cuando el pH del suelo baja de 5,0, la habilidad de los microbios para convertir el nitrógeno se reduce fuertemente. Si el aluminio está presente, se afecta además la capacidad de nodulación.

Rangos óptimos de pH del suelo para las plantas

Existen numerosas tablas que listan los rangos óptimos de pH del suelo para cada especie, e incluso variedad de planta y que son útiles en un sentido general, de las cuales un ejemplo se muestra en la Figura 3. Sin embargo, deben usarse con precaución, porque las condiciones específicas de cada suelo pueden modificar el pH óptimo para una especie determinada.

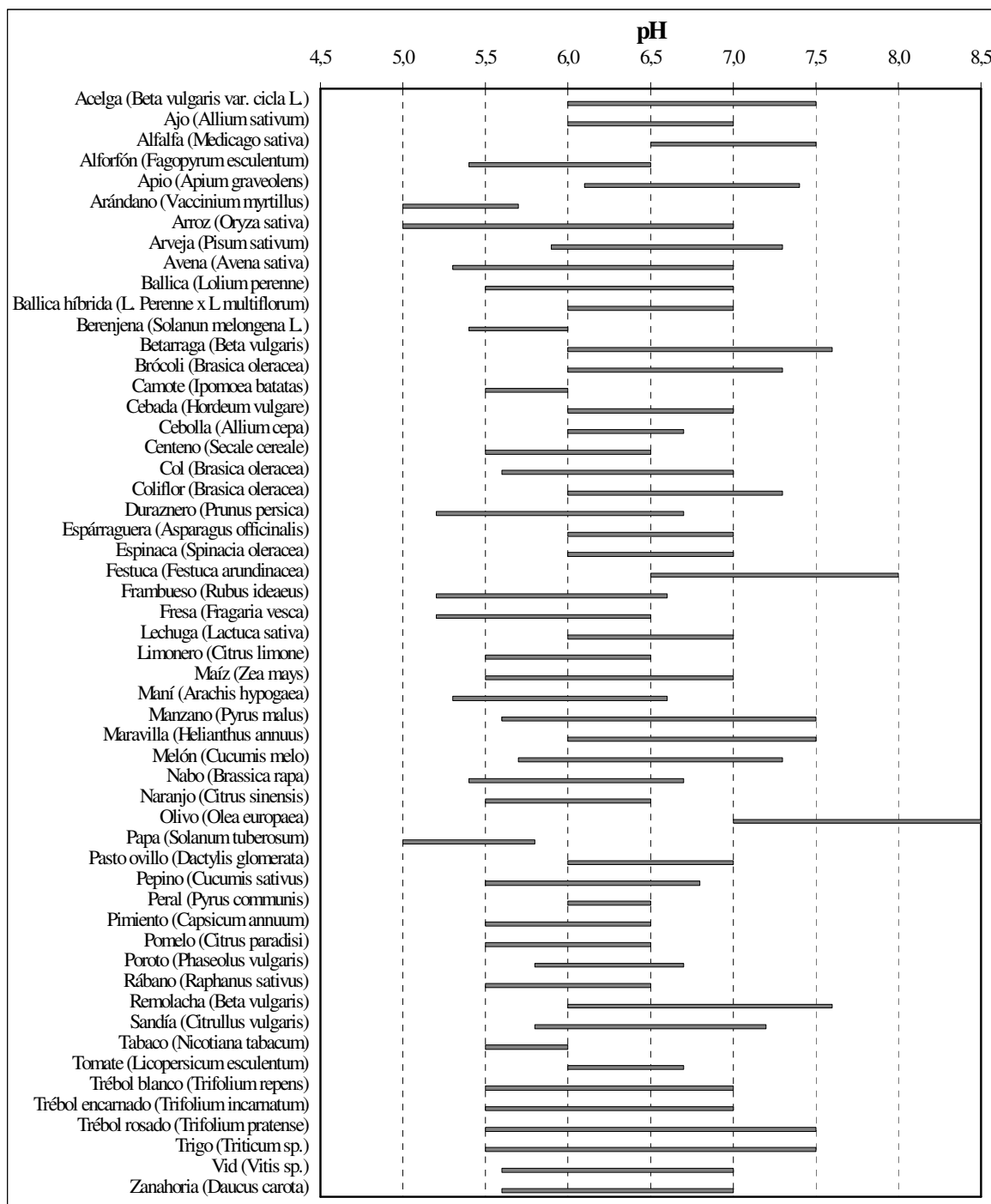


Figura 3. Rangos óptimos de pH para algunos cultivos (Adaptado de Junta de Extremadura, 1992; Porta *et al.*, 1999).

La mayoría de las plantas se desarrollan bien en un rango de pH del suelo amplio (5,5 a 7,5). Esto se debe a que muchas son capaces de modificar la rizósfera (capa de suelo que rodea las raíces), generando condiciones que minimizan las limitaciones nutricionales.

Existe un grupo de plantas que se denomina “hierro ineficientes”, porque requieren un pH bajo (4,5-5,5) en el suelo para poder absorber el hierro. Sin embargo, deben tomarse las precauciones para que el aluminio soluble se mantenga bajo los niveles de toxicidad en esos rangos de pH. Entre las plantas “hierro ineficientes” están los berries.

Herbicidas y el pH del suelo

La estructura molecular de algunos herbicidas iónicos incluye grupos amino ($-NH_2$) y carboxílicos ($-COO^-$), los cuales en contacto con exceso de iones H^+ , como ocurre en las soluciones suelo de pH menor de 5,5, se protonan generando grupos con carga positiva. Luego, la molécula positivamente cargada se adsorbe sobre los coloides con carga negativa del suelo, donde permanece hasta que pueda ser descompuesta por los organismos del suelo. Este proceso tiene la ventaja que evita la lixiviación de la molécula hacia las napas subterráneas, pero tiene la desventaja que reduce la efectividad del producto.

El pH de los suelos de Chile

En el Cuadro 4 se muestran los rangos de pH- H_2O , saturación de Al y presencia de $CaCO_3$ de los primeros 0,20 m de perfiles de suelos ubicados entre las Regiones V de Valparaíso y X de Los Lagos, publicados por el Centro de Información de Recursos Naturales (CIREN). Se separaron los suelos con pH- H_2O < 5,8 porque es el límite que fijó el SIRSD (Sistema de Incentivo para la recuperación de Suelos Degradados) del Ministerio de Agricultura para optar a bonificación por encalado. Los suelos con pH- H_2O > 7,8 tienen una probabilidad de deficiencias nutritivas alta (Cuadro 2).

Cuadro 4. Rangos de pH-H₂O, saturación de Al y presencia de CaCO₃ en los suelos superficiales ubicados entre las Regiones V y X (CIREN, 1996a, 1996b, 1997a, 1997b, 1999a, 1999b, 2003)

Orden	Suelos	Rango de pH-H ₂ O	Suelos con pH-H ₂ O:		Suelos con saturación de Al > 5%	Suelos con CaCO ₃
			< 5,8	> 7,8		
	Nº		Nº	Nº	Nº	Nº
Series y Asociaciones de la V Región de Valparaíso						
Todos	69	5,0 - 8,2	10	7	(1)	17
Mollisols	41	5,7 - 8,2	1	5		12
Inceptisols	17	5,4 - 8,0	4	1		3
Alfisols	7	5,0 - 6,9	4	0		0
Entisols	2	5,6 - 7,4	1	0		0
Histosols	2	7,5 - 7,8	0	1		2
Series y Asociaciones de la Región Metropolitana						
Todos	77	5,7 - 10,4	1	20		37
Mollisols	54	5,7 - 8,2	1	14		25
Inceptisols	11	5,9 - 8,2	0	2		3
Alfisols	4	6,6 - 8,1	0	1		1
Vertisols	5	7,4 - 8,4	0	2		4
Entisols	3	6,4 - 10,4	0	1		2
Series y Asociaciones de la VI Región del Libertador Bernardo O'Higgins						
Todos	90	4,7 - 8,3	33	2		5
Mollisols	31	5,3 - 8,3	4	2		4
Alfisols	26	4,7 - 6,9	16	0		
Inceptisols	22	4,7 - 7,4	13	0		1
Vertisols	8	6,0 - 7,4	0	0		0
Entisols	3	6,0 - 6,8	0	0		
Series y Asociaciones de la VII Región del Maule						
Todos	51	4,6 - 7,6	18	0		0
Inceptisols	21	4,6 - 7,1	9	0		0
Alfisols	14	5,4 - 6,4	7	0		
Mollisols	10	5,5 - 6,9	2	0		
Andisols	4	6,0 - 6,3	0	0		
Entisols	1	7,6	0	0		0
Vertisols	1	6,5	0	0		
Series y Asociaciones de la VIII Región del Bío-Bío						
Todos	79	4,6 - 7,6	29	0		0
Inceptisols	27	4,6 - 6,8	13	0		
Alfisols	15	5,4 - 6,4	4	0		

Mollisols	15	5,4 - 7,6	2	0		0
(continuación Cuadro 4.)						
Andisols	10	5,2 - 6,5	4			
Entisols	6	5,6 - 6,6	2	0		
Ultisols	4	5,2 - 5,5	4	0		
Vertisols	2	6,4 - 6,5	0	0		
Series y Asociaciones de la IX Región de la Araucanía						
Todos	63	5,1 - 6,8	34	0	25	
Andisols	32	5,1 - 6,3	17	0	11	
Inceptisols	16	5,3 - 6,3	11	0	11	
Mollisols	7	6,0 - 6,8	0	0	0	
Ultisols	4	5,2 - 5,7	4	0	2	
Alfisols	3	5,5 - 6,1	1	0	1	
Entisols	1	5,78	1	0	0	
Series y Asociaciones de la X Región de Los Lagos						
Todos	73	4,2 - 6,3	64	0	51	
Andisols	55	4,2 - 6,3	46	0	34	
Inceptisols	12	4,7 - 5,8	12	0	11	
Ultisols	5	4,7 - 5,2	5	0	5	
Alfisols	1	5,5	1	0	1	

⁽¹⁾ Espacio en blanco = no determinado

Suelos con $\text{pH-H}_2\text{O} < 5,8$ se encuentran en todas las Regiones consideradas. En cambio, suelos con $\text{pH-H}_2\text{O} > 7,8$ sólo se encuentran en las Regiones V, VI y Metropolitana, pero en mayor proporción en la Región Metropolitana. La presencia de carbonato de calcio también se detectó, solamente, en estas mismas Regiones. También existen suelos con $\text{pH} > 7,8$ entre las Regiones I y IV, de las cuales sólo se dispone de algunos datos aislados.

La distribución del $\text{pH-H}_2\text{O}$ en los suelos indica que el porcentaje de suelos cuyos primeros 0,20 m tienen $\text{pH-H}_2\text{O} < 5,8$, varía desde 1% en la Región Metropolitana a 88% en los suelos de la X Región (Cuadro 5). Los suelos de las Regiones VI, VII y VIII presentan porcentajes de suelos con $\text{pH-H}_2\text{O} < 5,8$ similares (35-37%).

Cuadro 5. Frecuencia de los suelos de las Regiones V a X con pH-H₂O < 5,8 en los primeros 0,20 m (CIREN, 1996a, 1996b, 1997a, 1997b, 1999a, 1999b, 2003)

Región	Suelos con pH-H ₂ O < 5,8 (%)
V	14
Metropolitana	1
VI	37
VII	35
VIII	37
IX	54
X	88

En la V Región de Valparaíso, el 14% de los suelos tiene pH-H₂O < 5,8 y pertenecen mayoritariamente a los Órdenes Alfisols e Inceptisols (Figura 4), mientras que en la Región Metropolitana solamente el Mollisols Challay, el cual también está presente en la V Región, tiene pH-H₂O < 5,8 (Figura 5).

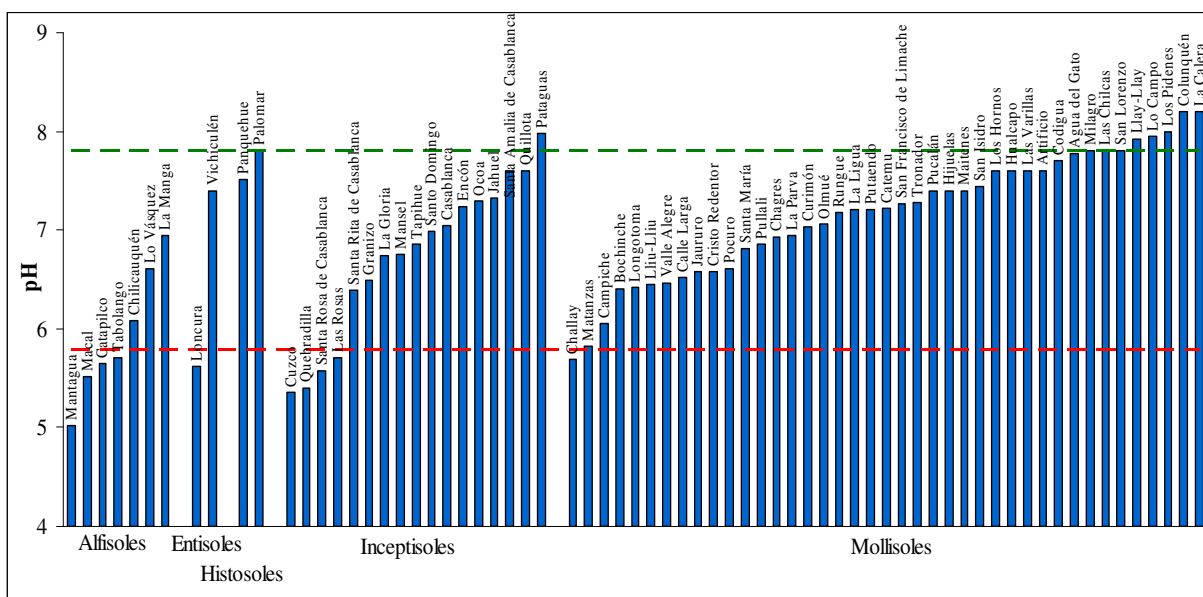


Figura 4. Valores de pH-H₂O de los primeros 0,20 m de las Series y Asociaciones de suelos de la V Región (CIREN, 1997a).

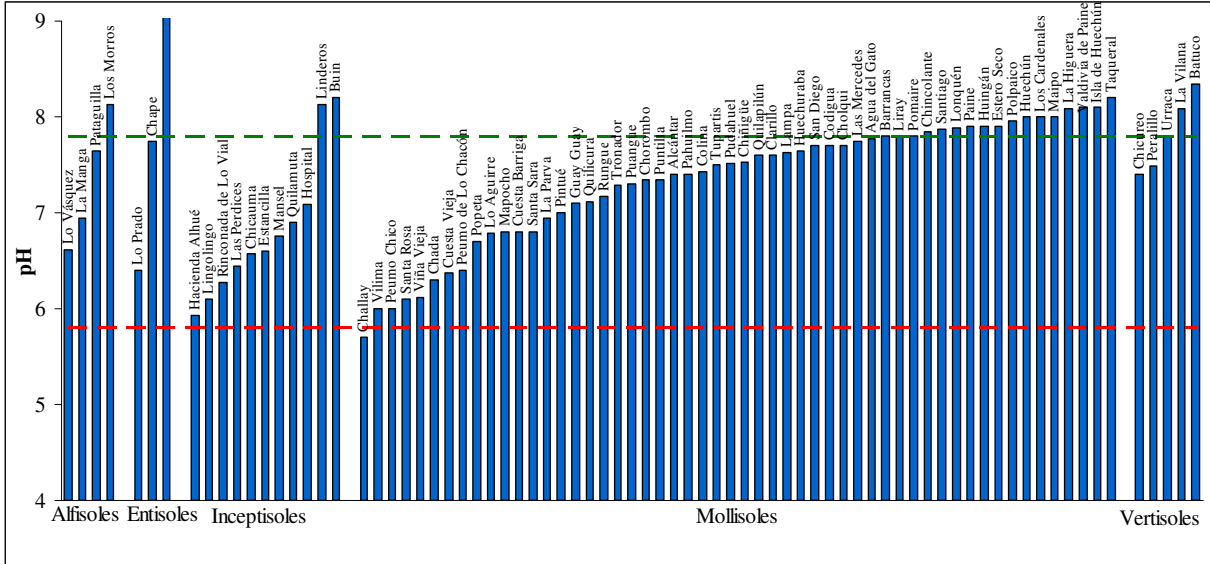


Figura 5. Valores de pH-H₂O de los primeros 0,20 m de las Series y Asociaciones de suelos de la Región Metropolitana (CIREN, 1996b).

En la VI Región, los suelos de pH-H₂O < 5,8 pertenecen mayoritariamente a los Órdenes Alfisols e Inceptisols (Figura 6). Por otra parte, los Entisoles y Vertisoles de la Región tienen pH-H₂O > 5,8, por lo tanto, no deberían presentar problemas de acidez.

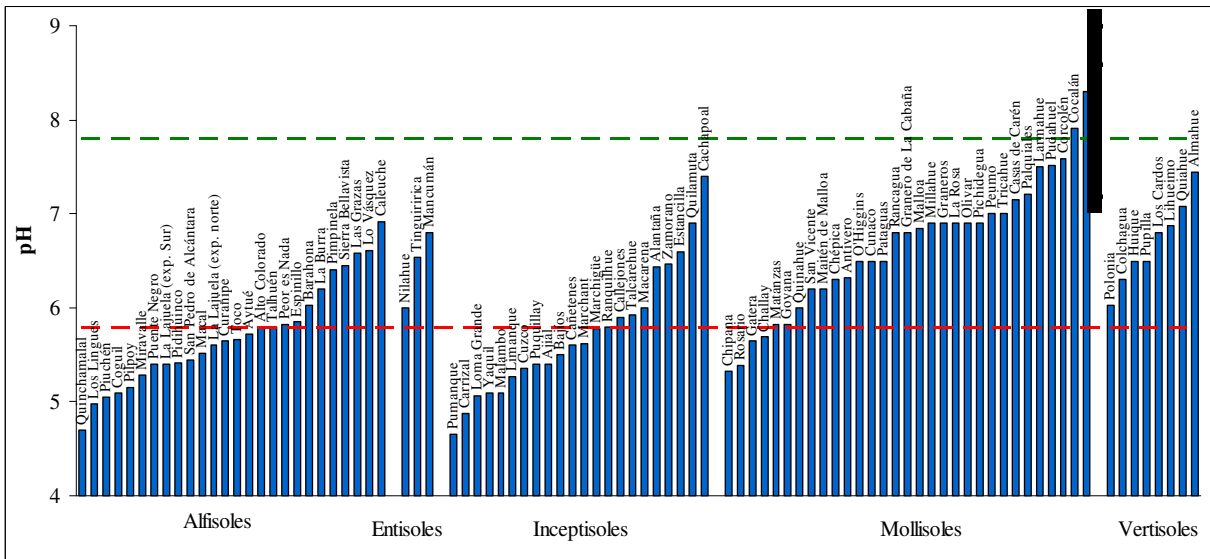


Figura 6. Valores de pH-H₂O de los primeros 0,20 m de las Series y Asociaciones de suelos de la VI Región (CIREN, 1996a).

En la VII Región del Maule, también se observa que los Alfisoles e Inceptisoles son los que presentan una mayor proporción de suelos con pH-H₂O < 5,8 (Figura 7). En esta Región se

encuentran los primeros Andisoles, cuya importancia se incrementa hacia el sur del país. Éstos, al igual que los Entisoles y Vertisoles, tienen $\text{pH-H}_2\text{O} > 5,8$, es decir, sin problemas de acidez.

En la VIII Región del Bío-Bío, al igual que en la Regiones VI del Libertador Bernardo O'Higgins y VII del Maule, alrededor de un tercio de los suelos tienen $\text{pH-H}_2\text{O} < 5,8$ (Cuadro 5), los cuales pertenecen al Orden Ultisols (Figura 8). Solamente los Vertisoles no tienen representantes de $\text{pH-H}_2\text{O} < 5,8$. Cabe destacar que los suelos más ácidos de la Región son los Ultisols ($\text{pH-H}_2\text{O}$ de 5,20 a 5,49) y el Inceptisols Carampangue ($\text{pH-H}_2\text{O}$ de 4,6).

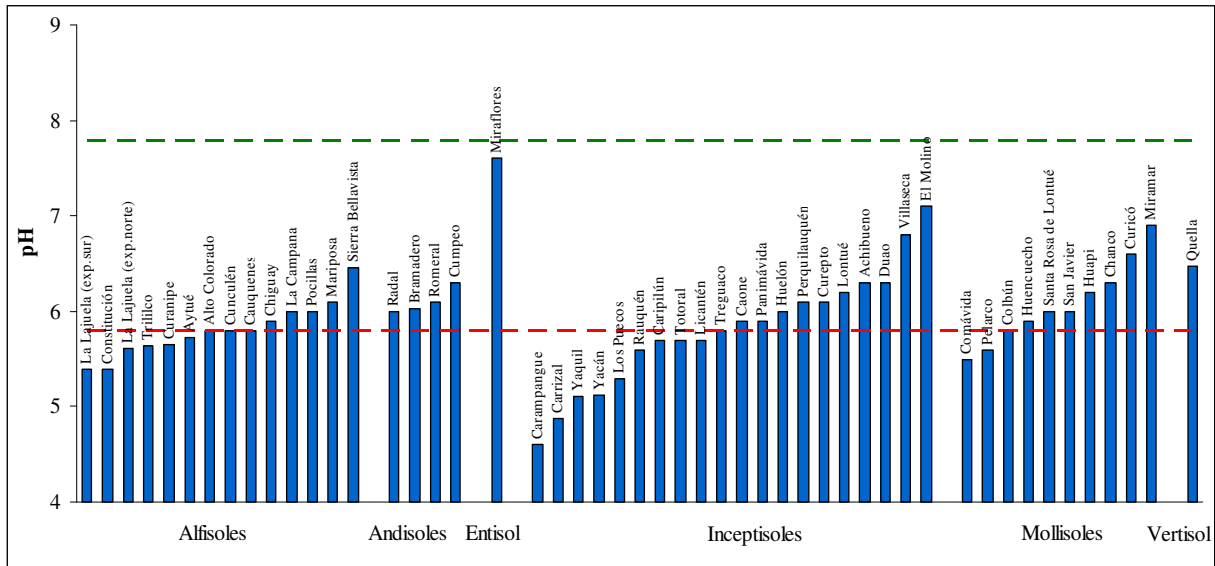


Figura 7. Valores de $\text{pH-H}_2\text{O}$ de los primeros 0,20 m de las Series y Asociaciones de suelos de la VII Región (CIREN, 1997b).

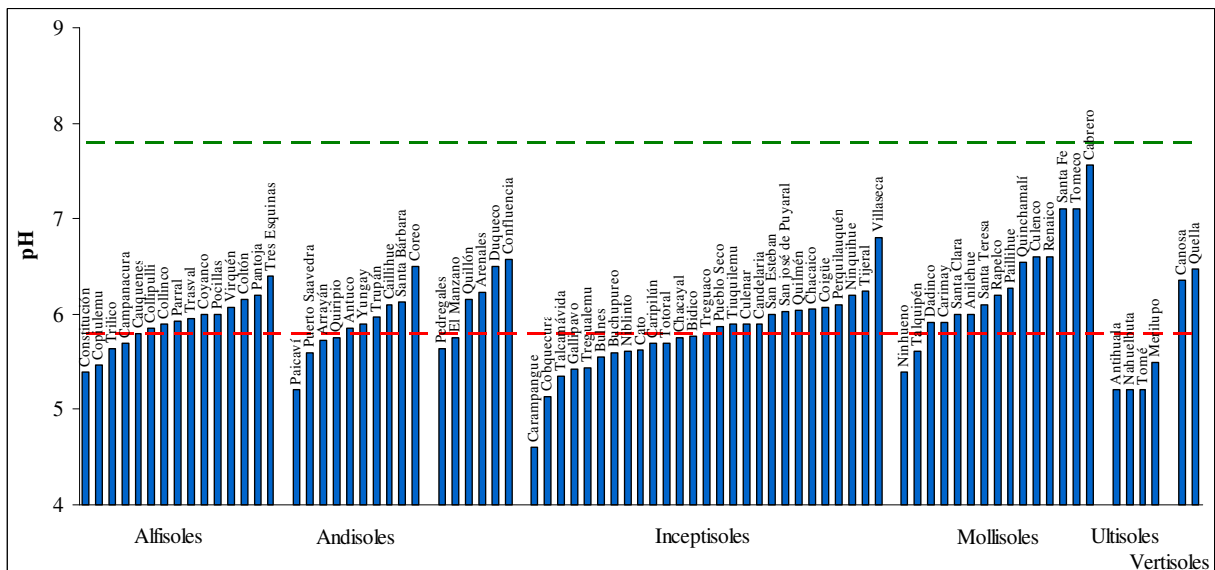


Figura 8. Valores de $\text{pH-H}_2\text{O}$ de los primeros 0,20 m de las Series y Asociaciones de suelos de la VIII Región (CIREN, 1999a).

En la IX Región de la Araucanía, el porcentaje de suelos con $\text{pH-H}_2\text{O} < 5,8$ sube a 54% (Cuadro 5) y nuevamente son los Ultisoles los que en su totalidad tienen valores de $\text{pH-H}_2\text{O} < 5,8$ (Figura 9). Los otros Órdenes presentes en la Región tienen proporciones variables de suelos de $\text{pH-H}_2\text{O} < 5,8$ y solamente los Mollisoles son todos de $\text{pH-H}_2\text{O}$ superior a 5,8.

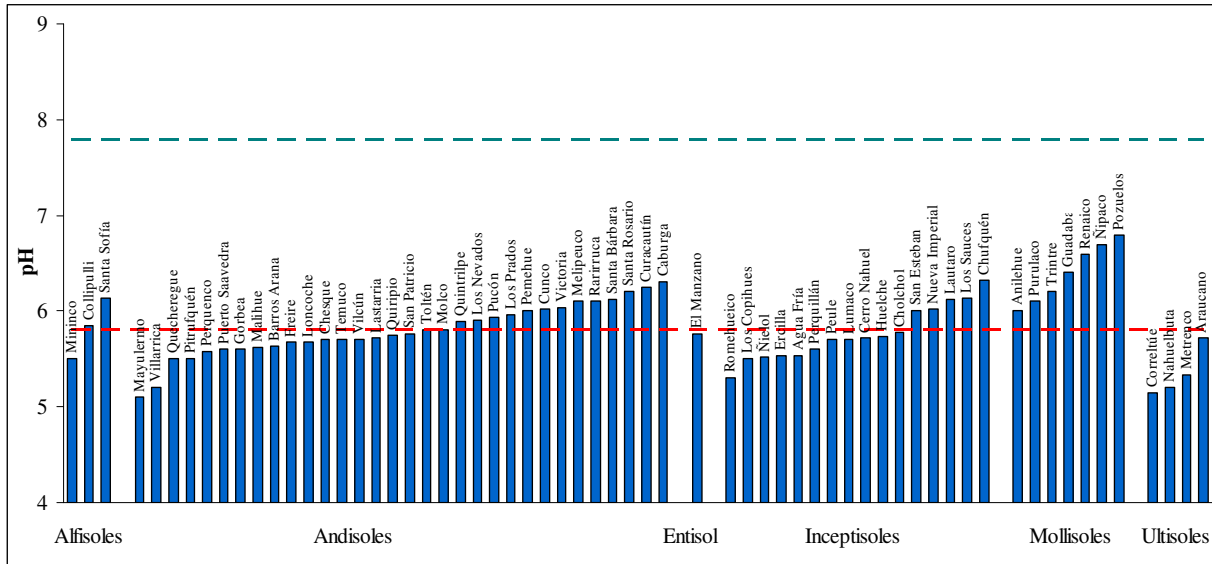


Figura 9. Valores de $\text{pH-H}_2\text{O}$ de los primeros 0,20 m de las Series y Asociaciones de suelos de la IX Región (CIREN, 1999b).

En la X Región de Los Lagos, el porcentaje de suelos con $\text{pH-H}_2\text{O} < 5,8$ aumenta a 88% (Cuadro 5). En esta Región solamente se encuentran suelos pertenecientes a los Órdenes Alfisols, Andisols, Inceptisols y Ultisols. Todos son de $\text{pH-H}_2\text{O} < 5,8$, con excepción de algunos representantes de los Andisols (Figura 10).

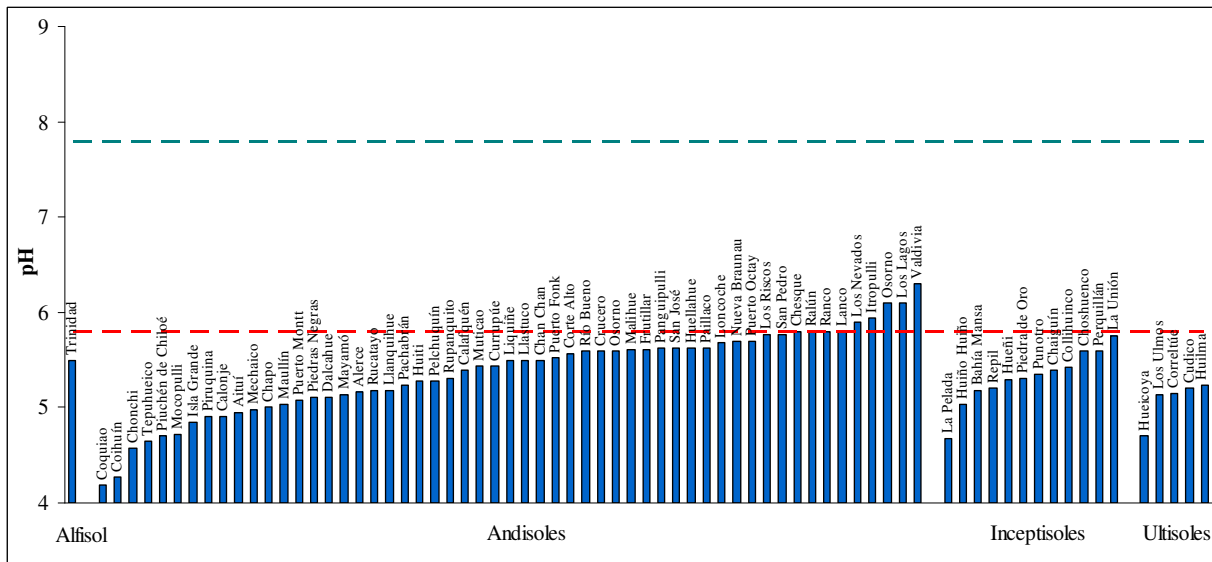


Figura 10. Valores de $\text{pH-H}_2\text{O}$ de los primeros 0,20 m de las Series y Asociaciones de suelos de la X Región (CIREN, 2003).

ACIDEZ DE LOS SUELOS

La acidificación de los suelos es un proceso natural que se inicia cuando la superficie de las rocas es colonizada por algas y líquenes durante las primeras etapas de formación de los suelos. En los ecosistemas naturales, cuando la pluviosidad excede la evapotranspiración, se produce un lavado o lixiviación del suelo. Esta lixiviación gradualmente mueve las sales solubles y las bases (principalmente calcio, magnesio, potasio y sodio) hacia las capas más profundas del perfil de suelo hasta que finalmente se pierden. Consecuentemente, el suelo se acidifica y pierde su fertilidad natural.

El proceso natural de acidificación se acelera cuando los suelos se someten a una agricultura intensiva, muy extractiva y sin reposición de bases. Además, algunas prácticas de manejo del suelo, especialmente el empleo de fertilizantes de reacción ácida, pueden acelerar aún más el proceso de acidificación.

Para entender los mecanismos de acidificación y poder establecer estrategias de prevención de los procesos de acidificación de los ecosistemas productivos agrícolas o de solución del problema de acidificación cuando ya se ha producido, es necesario conocer las fuentes de iones H^+ , los tipos de acidez de los suelos y los procesos provocados por el hombre que aceleran la acidificación.

Fuentes de iones hidrógeno

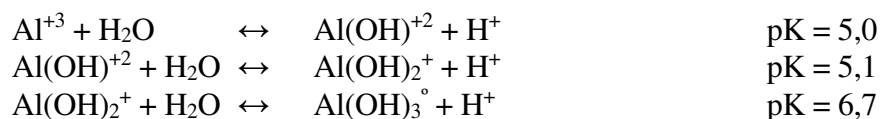
Las fuentes principales de iones H^+ son:

- Aluminio.
- Materia orgánica.
- Anhídrido carbónico.
- Oxidación del nitrógeno.
- Oxidación de azufre.
- Acidez fisiológica.
- Lluvia ácida.

Aluminio

Generalmente la fuente más importante de acidez en los suelos es el aluminio soluble. El aluminio es abundante en los suelos, comprende el 7,1% de la corteza terrestre (Lindsay, 1979) y está contenido en minerales primarios, en minerales secundarios y en óxidos e hidróxidos de aluminio. El aluminio contribuye a la acumulación y estabilización de la materia orgánica de los suelos volcánicos, debido a la formación de complejos estables humus-Al, los cuales no son vulnerables al ataque microbiano (Inoue, 1986).

El aluminio tiene alta carga iónica y pequeño radio cristalino (0,05 nm), por lo que es muy reactivo en solución. Cuando un material que contiene Al se disuelve, el Al^{+3} liberado coordina con 6 moléculas de H_2O y se hidroliza formando complejos mono y polinucleares de hidroxil-Al y también puede precipitar como gibsita cuando se sobrepasa el producto de solubilidad de este mineral (Bohn *et al.*, 1979). La hidrólisis de las formas monoméricas puede representarse por las ecuaciones sucesivas siguientes (para mayor claridad se han suprimido las moléculas coordinadas de agua). En cada una de ellas se libera H^+ a la solución produciendo una disminución del pH, a menos que exista una fuente de OH^- que neutralice el H^+ , o que este desaparezca de la solución por adsorción en superficies susceptibles de generar carga positiva (como son los componentes de carga variable).



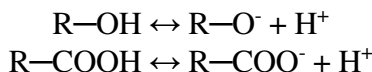
Estas reacciones de hidrólisis generalmente llegan a ser significativas a $\text{pH} > 4$ y a $\text{pH} 4,9$ más del 80% del aluminio soluble está hidrolizado (Ritchie, 1989). Los productos de la hidrólisis del Al pueden readsorberse en los componentes del suelo, formar complejos solubles con ligandos inorgánicos (F^- , SO_4^{2-}) y una amplia variedad de ligandos orgánicos (ácidos cítrico, tartárico, oxálico, fúlvico, húmico) y también pueden formar grandes polímeros por unión entre ellos, con iones hidroxilos solos o en conjunto con iones fosfatos y silicatos (Bohn *et al.*, 1979; Tisdale *et al.*, 1985; Ritchie, 1989; Wright, 1989; Brady y Weil, 2002). Estos polímeros poseen muchos sitios con carga positiva por lo que se unen fuertemente, en forma no intercambiable a los sitios con carga negativa de los coloides, enmascarando la capacidad de intercambio de cationes del suelo. Cuando aumenta el pH y una mayor proporción de los iones Al-hidroxilados precipita como $\text{Al}(\text{OH})_3^0$ sin carga, los sitios negativos de los coloides quedan disponibles para el intercambio catiónico. Esta es una de las razones del aumento de la CIC cuando el pH sube de 4,5 a 7,0 (sobre el cual prácticamente todos los cationes de Al han precipitado como $\text{Al}(\text{OH})_3^0$) (Brady y Weil, 2002).

La adición de materia orgánica al suelo puede aumentar o disminuir el nivel de aluminio soluble dependiendo de los cambios de pH que se produzcan (Ritchie, 1989). Si la materia orgánica adicionada acidifica el suelo, aumenta el aluminio soluble por un incremento de la disolución o liberación de aluminio. Por otra parte, el aluminio soluble puede disminuir por adsorción a la materia orgánica agregada.

El encalado disminuye el aluminio soluble por precipitación de los polímeros hidrolizados y por aumento de la cantidad de aluminio adsorbido en forma no intercambiable con respecto al aluminio intercambiable. El tipo de material encalante y el tiempo influyen en la velocidad de neutralización, la cual afecta el tipo de especies de aluminio que se forman. Así, por ejemplo, estudios realizados sin suelo muestran que la lenta liberación de OH^- de la dolomita produce especies monoméricas y poliméricas de aluminio que no precipitan en largo tiempo, en cambio, la rápida disolución de la calcita forma una fase sólida con características de gibsita que es estable en el tiempo (Turner, 1976).

Materia orgánica

La acumulación de materia orgánica tiende a acidificar el suelo debido a que el humus contiene grupos funcionales ácidos, como carboxílicos (–COOH) y fenólicos (–OH), que se comportan como ácidos débiles liberando iones H⁺, según la constante de disociación del ácido y las condiciones de pH.

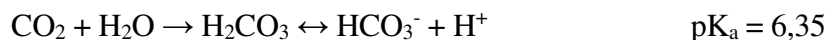


Si el pH aumenta, un mayor número de grupos funcionales ácidos disocia sus iones H⁺, provocando simultáneamente un aumento de la carga negativa de la molécula. Esta carga negativa dependiente del pH es la responsable de la alta capacidad de intercambio de cationes que tiene el humus.

El pH de los suelos con altos contenidos de materia orgánica también depende de la fuerza iónica de la solución suelo. Un aumento, debido, por ejemplo, a la adición de fertilizantes solubles o por sequía, generalmente produce una disminución del pH del suelo por la mayor disociación de los grupos funcionales ácidos.

Anhídrido carbónico

La presión parcial del CO₂ en el aire de suelos bien drenados varía entre 0,3 y más de 3,0% (Bohn *et al.*, 1979), lo cual equivale entre 10 y más de 100 veces la de la atmósfera (0,035%). La concentración de CO₂ en el aire del suelo depende de la actividad microbiana, de la respiración de las raíces y de la velocidad de difusión del CO₂ hacia la atmósfera. El CO₂ se disuelve en agua como CO₂ y rápidamente se establece un equilibrio con el agua formando ácido carbónico, H₂CO₃. El ácido carbónico es un ácido débil (tiene un pK_a relativamente alto) que se disocia en iones bicarbonato (HCO₃⁻) e hidrógeno:



Los iones hidrógeno pueden ser preferentemente adsorbidos por los componentes del suelo liberándose cationes a la solución suelo. Cuando el agua percola a través del suelo pueden lixivarse los cationes de la solución junto con los iones bicarbonato, con lo cual continúa la reacción de disociación del ácido carbónico, aumentando la acidificación del suelo. La reacción de disociación del ácido carbónico es importante sobre pH 4,5 y aumenta con la presión parcial de CO₂, lo cual favorece la pérdida de cationes por lixiviación (Heylar y Porter, 1989; Robarge y Johnson, 1992).

Oxidación del nitrógeno

Las reacciones de oxidación generalmente generan iones H⁺ como uno de sus productos disminuyendo el pH, mientras que las reacciones de reducción consumen iones H⁺ y aumentan el

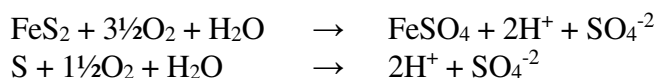
pH. El nitrógeno de la materia orgánica y el de los fertilizantes amoniacales o de los generadores de amonio, se libera a la solución suelo como ión amonio (NH_4^+), el cual cambia a NO_3^- por un proceso de oxidación llamado **nitrificación**. Esta oxidación generalmente se produce por la acción de bacterias específicas del suelo, aunque también puede ocurrir por reacciones puramente químicas.



Como resultado de la nitrificación se liberan dos iones H^+ por cada ión NH_4^+ oxidado. Debido a que el NO_3^- producido es el anión de un ácido fuerte (ácido nítrico, HNO_3), no tiende a recombinarse con el ión H^+ para hacer que las reacciones se desplacen hacia la izquierda.

Oxidación de azufre

La descomposición de residuos vegetales y la oxidación de azufre reducido presente en minerales del suelo (pirita) o de azufre elemental agregado como fertilizante o enmienda, generan ácido sulfúrico. Este es un ácido fuerte que se disocia liberando iones H^+ .



Acidez fisiológica

Las plantas deben mantener un balance entre las cargas positivas y negativas de los iones que absorben de la solución suelo. Por cada carga positiva absorbida en un catión, la raíz debe mantener el balance de cargas, ya sea, absorbiendo una carga negativa en un anión o exudando una carga positiva en un catión diferente. Cuando la planta absorbe más cationes (K^+ , NH_4^+ , Mg^{+2} , Ca^{+2}) que aniones (NO_3^- , SO_4^{-2}), como ocurre especialmente en las leguminosas que fijan el nitrógeno simbióticamente, la raíz exuda iones H^+ para mantener el balance eléctrico, aumentando la acidez de la solución suelo. Sin embargo, cuando la planta absorbe más iones NO_3^- que cationes, la raíz exuda iones HCO_3^- para mantener el balance iónico y ocurre un efecto alcalinizante sobre la solución suelo (Figura 11).

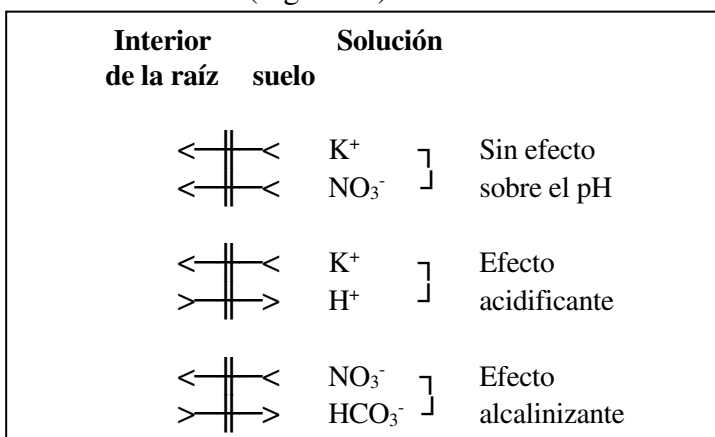
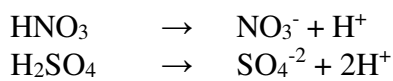


Figura 11. Efecto de la absorción de nutrientes por la raíz sobre el pH de la solución suelo.

Lluvia ácida

La lluvia contiene una variedad de ácidos que contribuyen con iones H^+ al suelo que la recibe. Cuando las gotas de lluvia pasan a través de aire no contaminado, disuelven CO_2 y forman ácido carbónico en suficiente cantidad como para bajar el pH 7,0 del agua pura hasta alrededor de 5,5. Por otra parte, las descargas eléctricas, erupciones volcánicas, incendios forestales, quemas de residuos vegetales y el uso de combustibles fósiles producen variables cantidades de gases nitrogenados y sulfurados que, en contacto con el agua forman ácidos nítrico y sulfúrico en la lluvia. A diferencia del ácido carbónico, estos son ácidos fuertes que se disocian completamente produciendo aniones sulfato o nitrato e iones H^+ que pueden acidificar significativamente el agua de lluvia, generando lo que se denomina **lluvia ácida**. El pH de una lluvia ácida generalmente se encuentra entre 4,0 y 4,5, pero puede alcanzar valores tan bajos como pH 2,0 (Brady y Weil, 2002).



Tipos de acidez del suelo

La acidez del suelo está determinada principalmente por la composición del suelo y por las reacciones de intercambio e hidrólisis asociadas a los diferentes componentes del suelo. Es así, entonces, que existen diversos tipos de acidez del suelo, los cuales han recibido varios nombres, algunos de los cuales son sinónimos:

- Acidez activa.
- Acidez intercambiable o acidez reemplazable por sales.
- Acidez residual o acidez no intercambiable.
- Acidez extraíble o acidez titulable o acidez potencial.
- Acidez total.

Acidez activa

La acidez activa está definida por la actividad de los iones H^+ en la solución suelo. Una fracción importante de estos iones H^+ puede provenir de la hidrólisis del aluminio soluble, especialmente en los suelos fuertemente ácidos.

La acidez activa es muy pequeña, comparada con la acidez intercambiable y con la acidez residual, pero es extremadamente importante ya que determina la solubilidad de muchas sustancias y proporciona el medio al cual están expuestas las raíces de la plantas.

Acidez intercambiable o acidez reemplazable por sales

La acidez intercambiable se define como la fracción de acidez del suelo que puede ser reemplazada del complejo de intercambio con una solución de una sal neutra, no tamponada,

como KCl 1 mol L⁻¹. Por ello, también recibe el nombre de **acidez reemplazable por sales** (SSSA, 1987).

Está asociada principalmente con los iones aluminio monomérico que se encuentran en el complejo de intercambio y generalmente es baja en suelos de pH-H₂O > 5,5 (Soil Survey Staff, 1995).

La acidez intercambiable es mucho mayor que la acidez activa. Aun en suelos moderadamente ácidos, la cantidad de cal necesaria para neutralizar este tipo de acidez es superior a 100 veces la requerida para neutralizar la acidez activa (Brady y Weil, 2002).

Acidez residual o acidez no intercambiable

La acidez residual se define como la acidez del suelo que se neutraliza por cal u otros materiales alcalinos, pero que no puede ser reemplazada con una solución salina no tamponada (SSSA, 1987). Está asociada con iones hidrógeno y aluminio, incluyendo las formas hidroxiladas, que están unidas en forma no intercambiable con la materia orgánica y las arcillas de los suelos. Cuando el pH aumenta, se disocia el hidrógeno y se libera el aluminio que luego precipita como Al(OH)₃, con lo cual aumenta la carga negativa y, por consiguiente, la capacidad de intercambio de cationes.

Acidez extraíble o acidez titulable o acidez potencial

La acidez extraíble es la cantidad de ácido neutralizado a un pH seleccionado, generalmente 8,2, y no distingue entre componentes intercambiables y virtualmente no intercambiables. Normalmente, esta acidez se libera del suelo con una solución de cloruro de bario-trietanolamina tamponada a pH 8,2 y solamente es una medida de la acidez presente entre los niveles inicial y final de pH. Incluye a toda la acidez generada por reemplazo de los iones hidrógeno y aluminio (y las formas hidroxiladas) de los sitios de intercambio tanto permanentes como dependientes del pH. La acidez extraíble incluye a la acidez reemplazable por sales y tiene su principal utilidad en la clasificación de suelos según la Taxonomía de Suelos (Soil Survey Staff, 1995).

Normalmente, la proporción de los distintos tipos de acidez es:

Acidez activa << acidez intercambiable << acidez residual < acidez potencial

Acidez total

La acidez total incluye toda la acidez que debe ser neutralizada para aumentar el pH del suelo a un valor deseado y puede definirse como:

Acidez total = acidez activa + acidez intercambiable + acidez residual

Se puede estimar de la capacidad de intercambio de cationes (CIC) y las bases intercambiables (SSSA, 1987):

$$\text{Acidez total} = \text{CIC} - \text{suma de bases intercambiables}$$

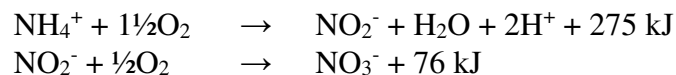
Procesos antropogénicos en la acidificación del suelo

Los procesos antropogénicos, es decir, provocados por el hombre, pueden acelerar considerablemente la velocidad de acidificación de los suelos e incluyen: cambio de uso del suelo, agricultura altamente extractiva sin reposición de bases, laboreo intensivo del suelo. Pero, los más importantes son el uso de fertilizantes acidificantes y residuos orgánicos formadores de ácidos, como lodos y estiércoles.

Fertilizantes acidificantes

Los fertilizantes acidificantes más usados son los amoniacales, que afectan tanto el pH del suelo como la pérdida de cationes no ácidos o básicos. Los fertilizantes fosfatados, como el superfosfato triple, pueden acidificar temporalmente la zona de aplicación hasta valores de pH tan bajos como 1,5, pero esta acidez es rápidamente neutralizada por los componentes del suelo.

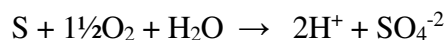
Los fertilizantes amoniacales (nitrato de amonio, fosfatos de amonio) y los generadores de amonio (urea) liberan iones NH_4^+ a la solución suelo, el cual desplaza a los cationes de intercambio favoreciendo su posterior lavado del suelo. Luego, mientras una pequeña fracción de los iones NH_4^+ es absorbida por las plantas, la mayor parte cambia a ión NO_3^- por una oxidación enzimática realizada por ciertas bacterias del suelo, denominadas autótrofas porque obtienen su energía del mismo proceso de oxidación. El proceso de oxidación se denomina **nitrificación** y consiste en dos etapas, en las cuales el ión amonio es convertido primero en ión nitrito por un grupo de bacterias autótrofas específicas (*Nitrosomonas*) y luego en ión nitrato por otro grupo de bacterias autótrofas específicas (*Nitrobacter*).



Cuando las condiciones son favorables para ambas reacciones, la segunda ocurre inmediatamente después de la primera para evitar la acumulación temporal de ión nitrito, el cual es muy tóxico para la mayoría de las plantas y animales.

Como resultado de la nitrificación se liberan iones H^+ que acidifican el suelo. Sin embargo, parte de los iones H^+ son neutralizados por los iones HCO_3^- exudados por la raíz en la absorción de aniones, de manera que la acidificación del suelo se produce solamente por la porción de nitrógeno agregado que no es usado por las plantas.

Otro fertilizante acidificante que está aumentando su uso en Chile es el azufre elemental. El azufre en el suelo se oxida por acción bacteriana (principalmente *Thiobacillus*), a ácido sulfúrico. Este es un ácido fuerte que se disocia liberando iones H^+ :



Materiales orgánicos formadores de ácidos

La adición a los suelos de materiales orgánicos como lodos o estiércoles puede provocar disminución del pH del suelo, tanto por la liberación de ácidos orgánicos e inorgánicos formados durante la descomposición como por la oxidación del nitrógeno liberado. Sin embargo, normalmente los lodos se tratan con grandes cantidades de carbonato de calcio antes de permitir su adición al suelo, por lo que no son acidificantes sino, por el contrario, pueden subir el pH del suelo.

Acidez de los suelos de Chile en algunas Regiones

La acidez activa está definida por la actividad de los iones H^+ en la solución suelo, esto es, por el pH del suelo. En los cuadros 4 y 5 y en las figuras 4 a la 10, se muestran los valores de pH de los suelos de las Regiones V de Valparaíso a X de Los Lagos.

La acidez intercambiable está asociada con iones aluminio en la solución suelo y su importancia está relacionada con la toxicidad del aluminio alta para las plantas. El nivel crítico de toxicidad de aluminio en los suelos es de $0,1 \text{ cmol}^+ \text{ kg}^{-1}$ de aluminio intercambiable en especies de plantas sensibles (Van Lierop, 1990). Sin embargo, el mejor índice para diagnosticar toxicidad de aluminio es la saturación de aluminio de la CICE y, en Chile, el SIRSD (Sistema de Incentivos para la Recuperación de Suelos Degradados) del Ministerio de Agricultura, ha fijado para las Regiones IX y X un límite de 5%, sobre el cual hay una alta probabilidad de respuesta al encalado. Según la información entregada por CIREN, entre el 40 y 70% de los suelos tienen una saturación de aluminio superior al 5% en las Regiones IX y X, respectivamente (Cuadro 6).

Cuadro 6. Frecuencia de los suelos de las Regiones IX y X con saturación de Al > 5% en los primeros 0,20 m (CIREN 1999b, 2003)

Región	Suelos con saturación de Al > 5% (%)
IX	40
X	70

En la IX Región de la Araucanía, el 54% de los suelos tienen $\text{pH-H}_2\text{O} < 5,8$ en los primeros 0,20 m (Cuadro 5) y el 40% una saturación de Al > 5% (Cuadro 6). Todos los suelos con $\text{pH-H}_2\text{O} > 5,8$ tienen una saturación de Al < 5% (Figura 12), con excepción de la Asociación Los Nevados (Andisols), debido a que posee una concentración muy baja de Ca intercambiable ($0,65 \text{ cmol}^+ \text{ kg}^{-1}$) y un alto contenido de carbono orgánico (9,3%), lo que permite que el Al intercambiable se manifieste en forma importante en la CICE, sin que se vea reflejado en el pH por el efecto tamponante de la materia orgánica.

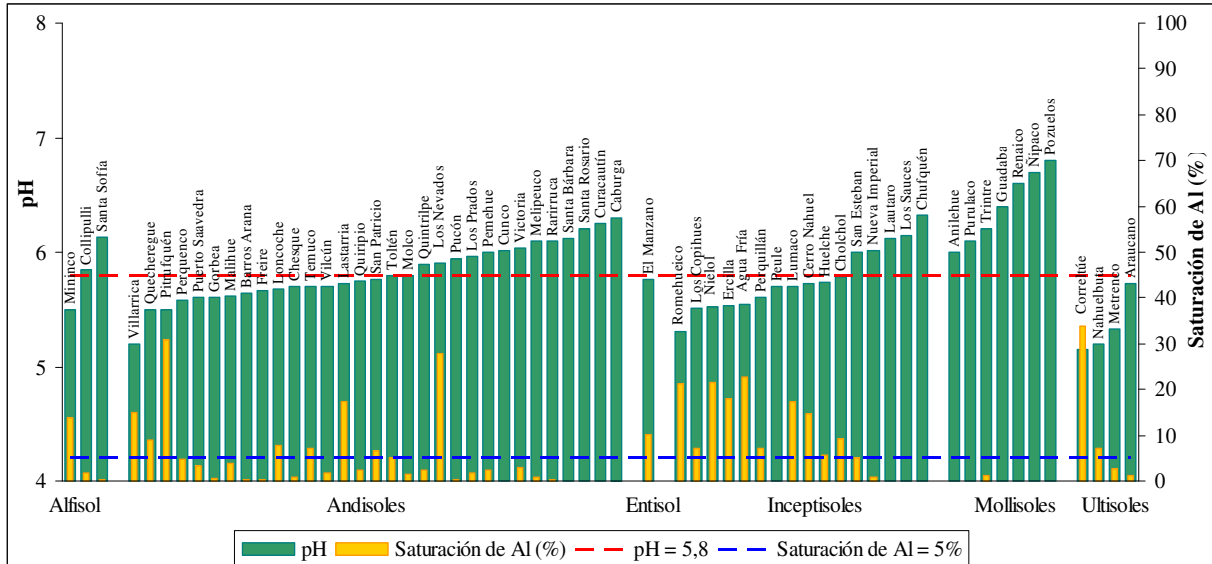


Figura 12. Valores de pH-H₂O y saturación de Al de los primeros 0,20 m de las Series y Asociaciones de suelos de la IX Región (CIREN, 1999b).

En la X Región de Los Lagos, el 88% de los suelos tienen pH-H₂O < 5,8 en los primeros 0,20 m (Cuadro 5) y el 70% una saturación de Al > 5% (Cuadro 6). Todos los suelos con pH-H₂O > 5,8 tienen una saturación de Al < 5% (Figura 13), y nuevamente con la excepción de la Asociación Los Nevados (Andisols) que continúa de la IX Región.

El total de los Ultisoles de la Región y el 92% de los Inceptisoles tienen valores de saturación de Al superiores al 5%, llegando a niveles tan altos como 92% en el Inceptisols La Pelada.

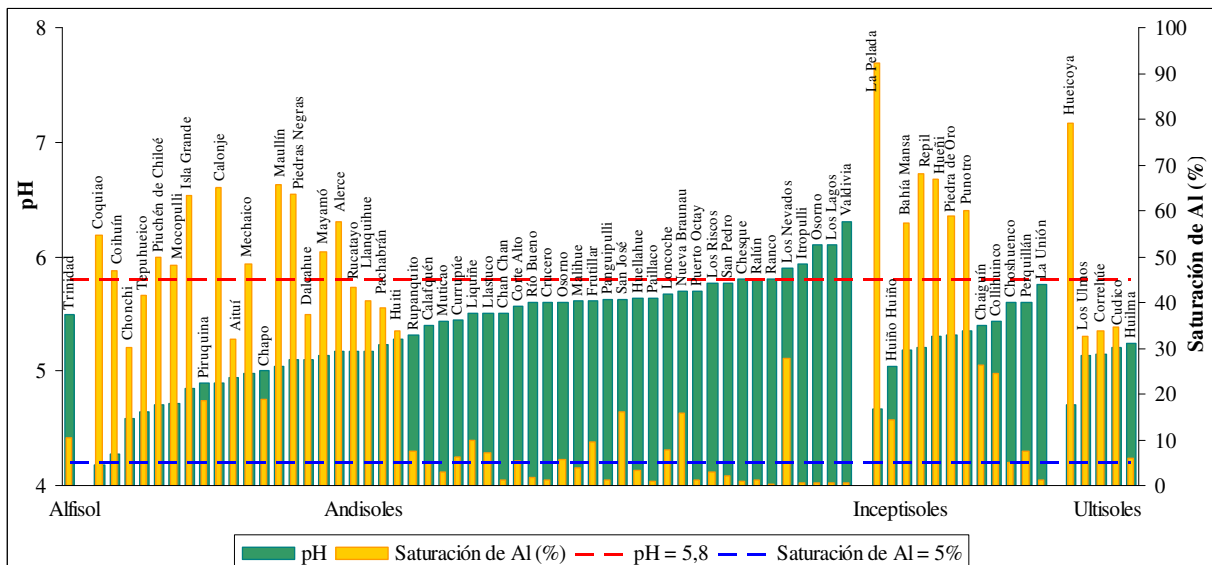


Figura 13. Valores de pH-H₂O y saturación de Al de los primeros 0,20 m de las Series y Asociaciones de suelos de la X Región (CIREN, 2003).

Disminución de la acidez del suelo

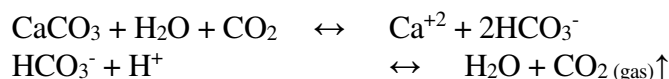
Para disminuir la acidez del suelo (aumentar el pH), la práctica más usada es encalar con materiales alcalinos. Otras formas de combatir los efectos negativos de la acidez del suelo, aplicables especialmente en casos de acidez del subsuelo o cuando no se dispone de materiales encalantes, son el uso de yeso, de materia orgánica y de especies o genotipos de plantas tolerantes a la acidez.

Encalado

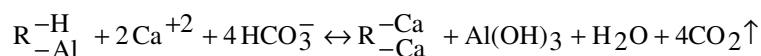
Los materiales alcalinos más usados para aumentar el pH del suelo son carbonatos, óxidos e hidróxidos de metales alcalinotérreos (calcio y magnesio), y se conocen como **materiales encalantes**. El proceso de adición de estos materiales encalantes al suelo se denomina **encalado**, aunque, en forma estricta, el término cal se refiere exclusivamente al óxido de calcio (CaO).

A diferencia de los fertilizantes, que se usan para proporcionar nutrientes para las plantas en relativamente pequeñas cantidades, los materiales encalantes necesitan agregarse en grandes cantidades porque deben reaccionar químicamente con un gran volumen de suelo. Por lo tanto, la elección del material encalante generalmente se basa en su costo. Sin embargo, debe considerarse también el nivel de magnesio del suelo a encalar. Si el nivel es bajo, debe preferirse el uso de dolomita (carbonato de calcio y magnesio); por el contrario, en suelos con niveles suficientes de magnesio, es recomendable usar carbonato de calcio para evitar que el exceso de magnesio contrarreste los efectos positivos del encalado sobre las propiedades físicas del suelo (Brady y Weil, 2002).

La mayoría de los materiales encalantes, cuando se agregan a un suelo ácido, reaccionan con el anhídrido carbónico y agua para producir iones bicarbonato que son capaces de neutralizar tanto la acidez activa como la acidez intercambiabile y residual del suelo. La presión parcial de CO₂ en el suelo puede ser más de 100 veces superior a la de la atmósfera, lo cual es suficiente para desplazar la reacción hacia la derecha.



El mecanismo de neutralización de la acidez intercambiabile y residual del suelo consiste en un reemplazo de los iones H⁺ y Al⁺³ (incluyendo las formas hidroxiladas), adsorbidas sobre el complejo coloidal del suelo, por los iones Ca⁺² (y Mg⁺²) del material encalante y posterior neutralización de los iones H⁺, precipitación de los iones Al⁺³ como Al(OH)₃ y liberación de CO₂.



Donde R representa una porción de un coloide orgánico o inorgánico.

La precipitación de $\text{Al}(\text{OH})_3$ y la liberación de CO_2 a la atmósfera favorecen que la reacción se produzca hacia la derecha, y la adsorción de calcio (y magnesio) disminuya la saturación de ácido del complejo coloidal, con lo cual aumenta el pH de la solución suelo.

Requerimiento de encalado

El requerimiento de encalado es una medida cuantitativa de la acidez agrícolamente importante de un suelo y se expresa como la cantidad de carbonato de calcio (CaCO_3) requerida para subir el pH de un suelo ácido hasta un valor de pH deseado.

Históricamente, el pH deseado se ha definido como el valor de pH asociado con el desarrollo óptimo de la planta, por lo tanto, varía con la especie. Así, por ejemplo, un suelo de pH 6,0 se considera óptimo para maíz; en cambio, la alfalfa puede desarrollarse mejor en suelos de pH 6,5-7,0 y la papa en suelos de menor pH (5,0-5,5). En los suelos derivados de cenizas volcánicas se recomienda no encalar por encima de pH 5,8 para evitar efectos depresivos del sobreencalado por desequilibrios químicos (Porta *et al.*, 1999).

Otros aspectos importantes a considerar en la definición del pH a alcanzar con el encalado, están relacionados con las condiciones económicas y con los propósitos del encalado. Los suelos altos en materia orgánica normalmente no se encalan más allá de pH 5,5 debido a que es poco usual que ocurra una respuesta económica sobre ese pH. Por otra parte, el propósito de encalar puede ser aumentar la biodegradación de contaminantes orgánicos por los microorganismos del suelo o disminuir la solubilidad de elementos trazas potencialmente tóxicos. En estos casos, el pH a alcanzar puede ser muy diferente al óptimo para el desarrollo del cultivo.

El encalado adecuado de un suelo está asociado con varias condiciones favorables, como la neutralización de elementos potencialmente tóxicos (Al, Fe, Mn), una apropiada saturación de cationes no ácidos de la capacidad de intercambio de cationes, la reducción de elementos fitotóxicos (Cd, Cr, Cu, Ni, Pb, Zn), especialmente en suelos adicionados con lodos, y un aumento de la actividad microbiana.

Existen numerosos métodos para estimar los requerimientos de encalado, los cuales pueden clasificarse en (Sims, 1996):

- Ensayos de campo.
- Incubaciones del suelo con CaCO_3 .
- Titulaciones del suelo con bases.
- Equilibraciones del suelo con soluciones tampones de pH.
- Estimaciones basadas en el Al intercambiable del suelo.
- Estimaciones basadas en el pH y alguna propiedad fácilmente medible o estimable que esté correlacionada significativamente con la capacidad tampón de pH del suelo.

Ensayos de campo

Los ensayos de campo constituyen el medio más exacto para estimar los requerimientos de encalado. Consisten en la adición al suelo de cantidades crecientes del material encalante usando equipos comerciales de aplicación. Se deja reaccionar por un período apropiado de tiempo bajo las condiciones ambientales representativas del área de interés y luego se mide el cambio de pH que experimenta el suelo con cada dosis de encalante. Con los datos obtenidos se dibuja la curva de respuesta al encalado y, por interpolación, se estima directamente el requerimiento de encalado para alcanzar el pH deseado.

En Chile, los ensayos de campo para estimar los requerimientos de encalado son relativamente escasos y se han realizado fundamentalmente en algunos Andisoles y Ultisoles de las Regiones IX y X (Bernier, 1984, 1991; Campillo, 1994; Campillo y Sadzawka, 1992; Cussen *et al.*, 1992; Mora, 1994; Sierra, 1991; Suárez y Márquez, 1992).

Los requerimientos de los ensayos de campo, ocupan mucho tiempo y tienen alto costo, por lo que no son adecuados en programas rutinarios. Sin embargo, deberían realizarse siempre que sea posible, especialmente cuando ocurren cambios significativos en el manejo del suelo, como conversión de labranza tradicional a cero o mínima labranza.

Incubaciones del suelo con CaCO_3

Las incubaciones, ya sean en invernadero o en el laboratorio, del suelo con CaCO_3 permiten una evaluación razonablemente rápida de los requerimientos de encalado y es el método más usado para verificar la exactitud de los métodos rápidos de estimación. La metodología es similar a la de los ensayos de campo pero en menor escala. Consiste en mezclar cantidades crecientes del material encalante con una masa o volumen fijo de suelo, dejar reaccionar la mezcla en estado húmedo por algunas semanas o meses en el laboratorio o en invernadero, medir el pH y dibujar la curva de respuesta en base a los cambios de pH resultantes.

En el diseño de los experimentos de incubación se deben considerar varios factores importantes como tipo y granulometría del material encalante, temperatura, alternancia de humedad y sequía, duración y actividad microbiológica, que normalmente se estimula por incubación produciendo sales que alteran el pH.

Barrow y Cox (1990) proponen realizar la incubación a 60°C en presencia de un biocida. De esta manera, en pocos días se obtienen resultados similares a los producidos con varios meses de incubación a 25°C y se evita el efecto de la actividad de los microorganismos.

Titulaciones del suelo con bases

Las titulaciones del suelo con bases, tales como $\text{Ca}(\text{OH})_2$, KOH o NaOH, proporcionan una medida de la acidez activa y potencial del suelo que correlaciona con el requerimiento de encalado. La metodología más común consiste en mezclar el suelo con una solución salina concentrada ($\text{KCl } 1 \text{ mol L}^{-1}$) que contiene cantidades crecientes de base, dejar reaccionar por algunos días y medir el pH.

Mora y Barrow (1996) estudiaron los cambios en la carga y en el pH de Ultisoles y Andisoles de la IX Región de la Araucanía y concluyeron que la incubación del suelo con un ácido o una base a 60°C por un día, entrega resultados similares a la incubación a 25°C por 30 días, lo cual proporciona una herramienta analítica útil. Actualmente se están realizando estudios para recomendar este método como rutinario (Paredes, 1997; Rojas, 1999; Aldunate, 2000; Sadzawka *et al.*, 2001).

Equilibraciones del suelo con soluciones tampones de pH

Este método es ampliamente usado en el ámbito internacional y consiste en agregar una solución tampón de pH al suelo, dejar equilibrar por un período de tiempo relativamente corto (15-30 minutos) y medir el pH de la mezcla.

Una solución tampón de pH contiene una mezcla de un ácido débil y una base conjugada (sal del mismo ácido débil), de manera que puede neutralizar tanto ácidos como bases, lo que le da la tendencia de resistirse a cambios marcados de pH cuando se mezcla con el suelo. Cuando una solución tampón de pH se mezcla con un suelo ácido se produce una disminución del pH proporcional a la cantidad de acidez que debe ser neutralizada por el encalado para alcanzar el pH deseado. Las soluciones tampones de pH más comunes son SMP simple y doble, Adams-Evans, Mehlich, Woodruff que han sido diseñadas para distintos tipos de suelo. El método requiere de estudios previos de calibración que indiquen la relación entre la variación del pH del tampón y los valores de pH que alcanzan los suelos cuando son encalados en condiciones de campo o invernadero.

Si bien este método es atractivo por su rapidez y simplicidad, los estudios realizados en Chile señalan que no entregan resultados confiables debido a que las ecuaciones de calibración son muy variables según los suelos y a que los estudios de comparación interlaboratorios indican altos coeficientes de variación (Paredes, 1997; Rojas, 1999; Aldunate, 2000; Sadzawka *et al.*, 2000a).

Estimaciones basadas en el aluminio intercambiable del suelo

Las estimaciones basadas en el aluminio intercambiable del suelo considera sólo la cantidad de cal suficiente para eliminar el aluminio tóxico para las plantas y generalmente los pH alcanzados en los suelos son menores que los obtenidos con otros métodos de estimación del requerimiento de encalado. No es un método muy usado internacionalmente debido a que los valores obtenidos de necesidades de cal son insuficientes en muchos suelos y a que la toxicidad de aluminio generalmente reaparece. Su principal aplicación ha sido en áreas de suelos altamente meteorizados, donde la disponibilidad de materiales encalantes es limitada (Sims, 1996).

En Chile, este método basado en el aluminio intercambiable, o más exactamente en la saturación de aluminio de la CICE, es el que recomienda el Ministerio de Agricultura para estimar los requerimientos de encalado en los suelos con valores de saturación de aluminio sobre 5%. Sin embargo, existen relativamente pocos estudios publicados que relacionen los requerimientos de

encalado con la saturación de aluminio y la información que se usa se basa fundamentalmente en la experiencia de los investigadores de las Universidades y del INIA.

Estimaciones basadas en el pH y alguna propiedad fácilmente medible o estimable que esté correlacionada significativamente con la capacidad tampón de pH del suelo

Este método es muy usado internacionalmente y entre las propiedades consideradas están: materia orgánica, textura, CIC, saturación de Ca+Mg de la CIC, acidez extraíble a pH 8,2, Al extraíble con acetato de amonio. En Chile, Suárez y Márquez (1992) recomiendan usar el pH-CaCl₂ para estimar los requerimientos de encalado, pero este método requiere conocer la capacidad tampón de pH del suelo y el pH-CaCl₂ más adecuado para el cultivo.

Selección del material encalante

La calidad de los materiales encalantes depende principalmente de los siguientes factores:

- Finura.
- Equivalente de CaCO₃.
- Aporte de otros nutrientes.
- Costo.

Finura

La velocidad de la reacción del material encalante en el suelo depende de la superficie del producto en contacto con el suelo. Mientras más fino es el material, tiene más superficie de contacto y reacciona más rápido. Las partículas mayores de 2 mm se consideran totalmente inefectivas, entre 0,25 y 2 mm se clasifican como 50% efectivas y las menores de 0,25 mm como 100% efectivas. Estos rangos de efectividad pueden no representar la solubilidad real del material, pero permiten una evaluación práctica de los diferentes materiales. Las enmiendas calcáreas más finas tienden a ser más eficientes, pero son de mayor costo y de difícil aplicación en terreno. En general, los materiales con al menos un 50% de las partículas con diámetro menor a 0,25 mm son adecuadas para la mayoría de los procesos de encalado.

Equivalente de CaCO₃

El Equivalente de CaCO₃ o Valor Neutralizante, es la capacidad para neutralizar ácidos que tiene un producto encalante comparado con el del carbonato de calcio puro, considerado como 100%.

El Equivalente de CaCO₃ de algunos materiales encalantes se presenta en el Cuadro 7. Se observa que mientras la calcita tiene un valor neutralizante de 100%, la cal viva tiene un valor de 179%, es decir, para provocar el mismo aumento de pH se requiere aplicar al suelo mayor cantidad de calcita que de cal viva.

Cuadro 7. Equivalente de CaCO_3 de algunos de materiales encalantes

Nombre común	Fórmula química del producto puro	Equivalente de CaCO_3 (%)
Calcita	CaCO_3	100
Dolomita	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	95 - 108
Cal viva	CaO	179
Cal apagada	$\text{Ca}(\text{OH})_2$	136

Aporte de otros elementos

Es importante considerar que en suelos con bajos contenidos de bases la aplicación de grandes cantidades de enmiendas calcáreas puede provocar un desequilibrio entre el calcio y el magnesio, induciendo así una deficiencia de magnesio. Por lo tanto, el contenido de magnesio (y de otros nutrientes) debe ser considerado en la selección de un material encalante.

Costo

En el costo del material encalante no sólo deben considerarse el de producción, sino también los de distribución y de aplicación. Si el material tiene un alto contenido de humedad, además de bajar el equivalente de CaCO_3 , aumenta el costo de transporte y de aplicación.

Aplicación de materiales encalantes

En la aplicación de materiales encalantes a un suelo ácido deben considerarse aspectos tales como:

- Época.
- Frecuencia.
- Profundidad.
- Sobreencalado.

Época

Los materiales encalantes reaccionan lentamente con la acidez del suelo, por lo que alcanzar los efectos deseados puede requerir desde varias semanas hasta un año, dependiendo de las condiciones de suelo y ambientales. Cuando se trata de praderas sembradas y cultivos perennes, la incorporación solamente se puede hacer al inicio del cultivo. Una vez que el cultivo está establecido o en caso de praderas permanentes, solo se puede aplicar cal en la superficie, lo cual genera un efecto parcial del encalado (Campillo y Sadzawka, 1993).

Frecuencia

Normalmente los procesos naturales de acidificación son lentos, por lo que una vez alcanzado el pH deseado por la aplicación de un material encalante, no es necesario repetir el proceso en

varios años. Sin embargo, en regiones húmedas donde las pérdidas de iones calcio y magnesio por lixiviación son importantes, puede requerirse una nueva aplicación de encalado cada 3 a 5 años.

Profundidad

En general, los materiales encalantes no se mueven fácilmente en el perfil, por lo que deben incorporarse lo más profundamente posible en el suelo. Sin embargo, en la mayoría de los casos, no es física ni económicamente posible mezclar el material encalante con más de 0,15-0,20 m de suelo. Una forma que ha resultado efectiva en mover el material encalante más profundamente en el perfil de suelo es mediante la incorporación de ciertas especies de lombrices (Brady y Weil, 2002).

Sobreencalado

En los suelos con baja capacidad tampón de pH, como son los suelos de textura gruesa con bajos contenidos de materia orgánica, se debe tener especial cuidado de evitar el sobreencalado. Los efectos detrimentales del exceso de encalado pueden incluir deficiencias de hierro, manganeso, cinc y cobre; reducción en la disponibilidad de fósforo y en la absorción de boro (Brady y Weil, 2002).

Aplicaciones de yeso

El yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) puede ser más efectivo en reducir el aluminio intercambiable en el subsuelo que el carbonato de calcio, a pesar de que no aumenta el pH del suelo superficial (Farina y Channon, 1988). Esto se explica porque el yeso, al ser más soluble, desciende más rápidamente en el perfil, luego los iones Ca^{+2} reemplazan a los iones Al^{+3} del complejo de intercambio, los cuales reaccionan con los iones SO_4^{-2} formando iones AlSO_4^+ que no son fitotóxicos (Tanaka *et al.*, 1987).

Además, el ión SO_4^{-2} puede reemplazar iones OH^- asociados con óxidos e hidróxidos de Fe y Al liberándolos a la solución suelo donde pueden reaccionar con los iones Al^{+3} formando $\text{Al}(\text{OH})_3$ insoluble (Brady y Weil, 2002). De esta manera, se reduce la concentración de Al^{+3} mientras aumenta la de Ca^{+2} en la solución suelo.

Aplicaciones de materia orgánica

La aplicación de desechos orgánicos, lodos o residuos de cosecha al suelo pueden aminorar los efectos de la acidez debido a que la materia orgánica humificada puede reaccionar con el aluminio soluble formando complejos estables que no son tóxicos para las plantas ni para los microorganismos del suelo (Hue *et al.*, 1986). Además, muchas enmiendas orgánicas contienen cantidades importantes de calcio que contribuye a combatir la toxicidad de aluminio y a elevar el pH del suelo.

Selección y adaptación de especies tolerantes

A veces es más conveniente resolver el problema de la acidez del suelo seleccionando especies tolerantes a la toxicidad de aluminio que tratando de cambiar el pH del suelo, especialmente en áreas donde aún modestas aplicaciones de encalado son económicamente impracticables.

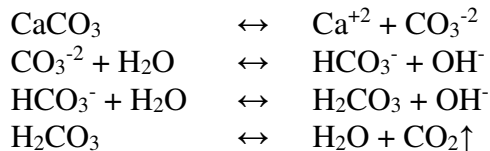
Por ingeniería genética se han desarrollado genotipos tolerantes a la acidez, en base al aumento de la citrato sintasa, una enzima que aumenta la producción de ácido cítrico, el cual al ser exudado por la raíz forma quelatos con los iones aluminio, impidiendo su absorción.

ALCALINIDAD DE LOS SUELOS

En las regiones donde la pluviosidad no es suficiente para compensar la evaporación de una cubierta vegetal, las sales se acumulan en el suelo. Estas sales provienen de la meteorización mineral y de la evaporación de aguas de riego y aguas subterráneas que ascienden por movimiento capilar. El pH de los suelos, en estas regiones, generalmente se encuentra en el rango alcalino; esto es, $\text{pH} > 7$, lo cual significa que en la solución suelo predominan los iones hidroxilos (OH^-) sobre los iones hidrógeno (H^+).

Fuentes de iones hidroxilos

Los cationes no ácidos más importantes presentes en la solución suelo y en el complejo de intercambio son Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^+ y Na^+ . Estos cationes en contacto con el agua no se hidrolizan; por lo tanto, no producen iones H^+ ni iones OH^- , de manera que su efecto es neutro y los suelos dominados por estos cationes tienen un pH menor de 7,0 a menos que aniones básicos se encuentren en la solución suelo. Los aniones básicos o generadores de iones OH^- son principalmente carbonato (CO_3^{-2}) y bicarbonato (HCO_3^-) que se originan de la disociación o disolución de carbonatos alcalinos o alcalinotérreos. Así, por ejemplo, la disolución de la calcita (CaCO_3) puede representarse por la siguiente serie de reacciones:



Esta serie de reacciones de equilibrio están relacionadas, cuyo efecto resulta en un aumento excesivo del pH, por la producción de iones OH^- . Esta última está controlada por la disolución o precipitación de la calcita en un extremo y por la producción o liberación hacia la atmósfera de anhídrido carbónico en el otro extremo. Así, cuando la concentración de iones Ca^{+2} aumenta en la solución suelo, tiende a precipitar carbonato de calcio y las reacciones se desplazan hacia la izquierda, disminuyendo los iones OH^- , con lo que se limita el alza de pH.

La actividad microbiana aumenta la concentración de CO_2 en la solución suelo, lo que también favorece que las reacciones se desplacen hacia la izquierda, disminuyendo el pH.

El carbonato de calcio tiene una solubilidad limitada y tiende a precipitar en los suelos cuando se supera el producto de solubilidad. Pero esta precipitación ocurre solamente entre pH 7,0 y alrededor de 8,0, dependiendo de la concentración de CO_2 producido por la actividad biológica. Por lo tanto los suelos de $\text{pH} < 7,0$ no pueden contener carbonato de calcio como partículas discretas. Normalmente los suelos que tienen calcita tienen niveles de pH en el rango 7,0 a 8,4.

Los suelos que contienen carbonatos más solubles, como los carbonatos alcalinos, especialmente Na_2CO_3 , no poseen el mecanismo de regulación de pH por precipitación de carbonato y las reacciones favorecen la producción de iones OH^- , con lo cual el pH puede llegar a ser tan alto como 10, generándose condiciones muy desfavorables para el desarrollo vegetal y microbiano.

La presencia en la solución suelo de altos niveles de sales neutras, como CaSO_4 , Na_2SO_4 , NaCl y CaCl_2 , tienden a moderar el aumento de pH por efecto del ión común. Esto significa que la adición de un catión de una sal distinta al carbonato, hace que la reacción se desplace hacia la precipitación de carbonato, con lo cual se forma una menor cantidad de iones CO_3^{2-} y HCO_3^- , y se aminora el aumento de pH.

Características de los suelos alcalinos

Los suelos alcalinos, que no tienen niveles excesivos de sales o de sodio, tienen algunas características generales, como:

- Deficiencias de nutrientes.
- Toxicidad de nutrientes.
- Acumulación de carbonato de calcio.
- Alta capacidad de intercambio de cationes.

Deficiencias de nutrientes

Los micronutrientes cinc, cobre, hierro y manganeso son muy poco solubles en suelos alcalinos. Por lo tanto, es común en estos suelos observar deficiencias, especialmente de cinc y de hierro. La adición de fertilizantes inorgánicos de estos elementos generalmente no constituye una solución, porque en contacto con el suelo alcalino rápidamente forman compuestos insolubles no disponibles para las plantas. La adición en forma de complejos orgánicos, quelatos, puede ayudar a satisfacer los requerimientos nutricionales de las plantas cultivadas en estos suelos. Sin embargo, a menudo es más eficiente asperjar los micronutrientes directamente en el follaje para evitar su interacción con suelos de pH alto.

El boro es un micronutriente cuyo intervalo de concentraciones entre los límites de carencia y de toxicidad es muy reducido. Generalmente, las carencias de boro se presentan en suelos con alta pluviosidad y pH ácidos, mientras que las toxicidades van asociadas a suelos de climas semiáridos y áridos. El boro puede ser inmovilizado en el suelo por: adsorción sobre las arcillas y los hidróxidos de aluminio y hierro, formación de complejos con la materia orgánica, disolución-precipitación con el sodio y el calcio de la solución suelo (Porta *et al.*, 1999). La adsorción de boro depende fuertemente del pH del suelo, siendo máxima entre valores de 8,5 a 9,0. Estos antecedentes indican que, en suelos alcalinos de textura fina y bajos en boro, puede producirse deficiencia de boro debido a la fuerte adsorción en las arcillas. También puede producirse deficiencia de boro en los suelos alcalinos, arenosos y bien drenados debido a la pérdida de boro por lixiviación.

El fósforo comúnmente es deficiente en los suelos alcalinos debido a la formación de minerales insolubles de fosfato de calcio y magnesio. Sin embargo, estos compuestos son fácilmente disueltos por ácidos orgánicos exudados por microorganismos y raíces de ciertas plantas.

Toxicidad de nutrientes

La disponibilidad de molibdeno aumenta con el incremento de pH, de manera que en suelos alcalinos puede presentarse toxicidad de molibdeno tanto en las plantas como en los animales que se alimentan de ellas.

Aunque en suelos alcalinos pueden presentarse deficiencias de boro, bajo condiciones áridas y semiáridas es más común el exceso de boro, especialmente en cultivos muy sensibles como los cítricos, que pueden presentar síntomas de toxicidad con concentraciones bajas de boro, del orden de 0,5 mg L⁻¹ en el extracto de saturación.

Acumulación de carbonato de calcio

En suelos alcalinos de áreas de baja pluviosidad es común la acumulación de carbonato de calcio en alguna profundidad del perfil de suelo, formando horizontes cálcicos que pueden inhibir el desarrollo radical de algunas plantas. Además, pueden producirse serias deficiencias de fósforo y de algunos micronutrientes en plantas que no están adaptadas a condiciones calcáreas.

Capacidad de intercambio de cationes

La capacidad de intercambio de cationes de los suelos alcalinos comúnmente es mayor que la de los suelos ácidos de textura similar. Esto se debe a que generalmente los coloides inorgánicos presentes en los suelos alcalinos tienen mayor carga negativa permanente y a que se favorece el desarrollo de la carga negativa dependiente del pH.

Disminución del pH del suelo

En algunas situaciones puede ser deseable acidificar un suelo; esto es, disminuir su pH, especialmente para el cultivo de las plantas “hierro ineficientes”. Esto se puede lograr agregando ácidos inorgánicos o materiales inorgánicos u orgánicos formadores de ácidos, como materia orgánica ácida, sulfato ferroso y azufre.

Adición de ácidos inorgánicos

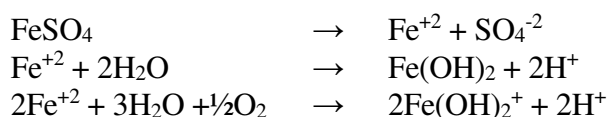
Los ácidos inorgánicos más usados son ácido sulfúrico, ácido nítrico y ácido fosfórico. La principal aplicación es a través del riego tecnificado y su objetivo es disminuir el pH del agua de riego, tanto para evitar obstrucciones de los equipos de riego como para regular el pH del suelo en el bulbo de mojamiento.

Adición de materia orgánica ácida

La descomposición de residuos orgánicos produce ácidos orgánicos e inorgánicos que, si el residuo es bajo en calcio y otros cationes no ácidos, pueden reducir el pH del suelo. Los residuos de coníferas y las turbas ácidas cumplen esta condición, pero generalmente sólo son adecuados para agregarlos alrededor de plantas ornamentales. Los residuos orgánicos animales no son convenientes porque generalmente son alcalinos y provocan un alza de pH cuando se agregan al suelo.

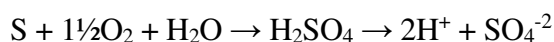
Adición de materiales inorgánicos formadores de ácidos

El sulfato ferroso (FeSO_4) libera iones Fe^{+2} , los cuales en contacto con el agua se hidrolizan liberando iones H^+ que aumentan la acidez del suelo. Posteriormente, el hierro ferroso (Fe(II)) se oxida a hierro férrico (Fe(III)) produciendo más iones H^+ .



El sulfato ferroso tiene la ventaja, especialmente para las plantas denominadas “hierro ineficientes”, de que, además de disminuir el pH del suelo, suministra directamente hierro disponible.

El azufre elemental es un material formador de ácido porque en el suelo sufre una oxidación microbológica que lo transforma en ácido sulfúrico.



La velocidad a la cual ocurre la oxidación aumenta con la temperatura del suelo. A 21°C la velocidad es aproximadamente tres veces superior que a 10°C, y a 5°C es extremadamente lenta.

BIBLIOGRAFÍA

- ALDUNATE, M.A. 2000. Evaluación de métodos para determinar requerimiento de encalado en suelos de la Cordillera de la Costa, VI Región de Chile. Tesis Ing. Agr., Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Agronómicas. 70 p.
- BARROW, N.J. and COX, V.C. 1990. A quick and simple method for determining the titration curve and estimating the lime requirement of soil. *Australian Journal of Soil Research*, 28: 685-694.
- BERNIER, V.R. 1984. Efectos de la aplicación de cal en el suelo. Instituto de Investigaciones Agropecuarias, Estación Experimental Remehue, Boletín Técnico N° 79, Osorno, Chile. 15 p.
- BERNIER, V.R. 1991. Respuesta de las praderas al encalado. Instituto de Investigaciones Agropecuarias, Serie Remehue N° 15, Osorno, Chile. pp. 113-135.
- BOHN, H.L., MCNEAL, B.L. and O'CONNOR, G.A. 1979. *Soil chemistry*. John Wiley & Sons, New York, USA. 329 p.
- BRADY, N.C. and WEIL, R.R. 2002. *The nature and properties of soils*. Thirteenth Edition. Prentice Hall, New Jersey, USA. 960 p.
- CAMERON, R.S., RITCHIE, G.S.P. and ROBSON, A.D. 1986. Relative toxicities of inorganic aluminum complexes to barley. *Soil Science Society of America Journal*, 50: 1.231-1.236.
- CAMPILLO, R.R. 1994. Fertilización y uso de enmiendas en alfalfa. Instituto de Investigaciones Agropecuarias. Osorno, Chile. Serie Remehue 53: 103-124
- CAMPILLO, R.R. y SADZAWKA, R.A. 1992. Influencia del carbonato de calcio y dosis de fósforo sobre una pradera permanente. Evolución de parámetros productivos y químicos del suelo. *Agricultura Técnica (Chile)*, 52(4): 381-387.
- CAMPILLO, R.R. y SADZAWKA, R.A. 1993. La acidez de los suelos de la IX Región. II. Manejo del encalado y sus implicancias. Instituto de Investigaciones Agropecuarias. Temuco, Chile. Serie Carillanca 38: 9-17.
- CIREN. 1996a. Estudio agrológico, VI Región. Tomos 1 y 2. Centro de Información de Recursos Naturales. Publicación 114. 476 p.
- CIREN. 1996b. Estudio agrológico, Región Metropolitana. Tomos 1 y 2. Centro de Información de Recursos Naturales, Chile. Publicación 115. 464 p.
- CIREN. 1997a. Estudio agrológico, V Región. Tomos 1 y 2. Centro de Información de Recursos Naturales, Chile. Publicación 116. 398 p.
- CIREN. 1997b. Estudio agrológico, VII Región. Tomos 1 y 2. Centro de Información de Recursos Naturales, Chile. Publicación 117. 660 p.
- CIREN. 1999a. Estudio agrológico, VIII Región. Tomos 1 y 2. Centro de Información de Recursos Naturales, Chile. Publicación 121. 586 p.
- CIREN. 1999b. Estudio agrológico, IX Región. Centro de Información de Recursos Naturales, Chile. Publicación 122. 326 p.
- CIREN. 2003. Estudio agrológico, X Región. Centro de Información de Recursos Naturales, Chile. Publicación 123. 412 p.
- CUSSEN, R., PICHARD, G. y SÁNCHEZ, F. 1992. Efecto de la encaladura sobre el rendimiento, composición química y digestibilidad de ballica inglesa (*Lolium perenne* L.). *Ciencia e Investigación Agraria (Chile)* 19(1-2): 31-38.
- DUMONT, J.C. 1994. Fertilización y uso de enmiendas en el establecimiento de praderas. Instituto de Investigaciones Agropecuarias. Osorno, Chile. Serie Remehue 53: 41-55
- FARINA, M.P.W. and CHANNON, P. 1988 Acid-subsoil amelioration: II. Gypsum effects on growth and subsoil chemical properties. *Soil Science Society of America Journal*, 52: 175-180.
- HEYLAR, K.R. and PORTER, W.M. 1989. Soil acidification, its measurement and the processes involved. pp: 61-102. *In*: Robson, A.D. (ed.). *Soil acidity and plant growth*. Academic Press, Australia.
- HUE, N.V., CRADDOCK, G.R. and ADAMS, F. 1986. Effect of organic acids on aluminum toxicity in subsoils. *Soil Science Society of America Journal*, 50: 28-34.
- INOUE, K. 1986. Chemical properties. pp: 69-98. *In*: Wada, K. (ed.). *Ando soils in Japan*. Kyushu University Press. Tokyo, Japan.
- JUNTA DE EXTREMADURA. 1992. Interpretación de análisis de suelos, foliar y agua de riego. Consejo de abonado (Normas básicas). Consejería de Agricultura y Comercio (ed.). Ediciones Mundi-Prensa, Madrid, España. 280 p.
- LINDSAY, W.L. 1979. *Chemical equilibria in soils*. John Wiley & Sons. New York, USA. 449 p.

- MENDOZA, L.E. 2000. Evaluación de enmiendas calcáreas en suelos con exceso de aluminio. Tesis Ing. Agr. Chillán, Chile, Universidad de Concepción, Facultad de Agronomía. 26 p.
- MORA, M.L. 1994. Efecto del uso de enmiendas sobre las propiedades químicas del suelo. Universidad de la Frontera, Temuco, Chile. Boletín FONDEF 2-88 N° 1: 6-22.
- MORA, M.L. and BARROW, N.J. 1996. The effects of time of incubation on the relation between charge and pH of soil. *European Journal of Soil Science*, 47: 131-136.
- PAREDES, B.C. 1997. Evaluación de métodos de laboratorio para estimar la necesidad de encalado de suelos ácidos del sur de Chile. Tesis Magister, Santiago, Pontificia Universidad Católica de Chile, Facultad de Agronomía. 80 p.
- PORTA, J.; LÓPEZ-ACEVEDO, M. y ROQUERO, C. 1999. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. 2ª Edición. Ediciones Mundi-Prensa, Madrid, España. 849 p.
- RITCHIE, G.S.P. 1989. The chemical behaviour of aluminium, hydrogen and manganese in acid soils. pp: 1-60. *In*: Robson, A.D. (ed.). *Soil acidity and plant growth*. Academic Press, Australia.
- ROBARGE, W.P. and D.W. JOHNSON. 1992. The effects of acidic deposition on forested soils. *Advances in Agronomy*, 47: 1-83.
- RODRÍGUEZ S., J. 1995. Manual de fertilización. Colección en Agricultura, Facultad de Agronomía, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile. 362 p.
- RODRÍGUEZ S., J., D. PINOCHET T. y F. MATUS B. 2001. Fertilización de los cultivos. LOM Ediciones, Santiago, Chile. 117 p.
- ROJAS, C. 1999. (ed.) Evaluación y seguimiento del impacto de PRSD, Novena Región. MINAGRI, Santiago, Chile. 105 p.
- SADZAWKA, A. 1989. El pH de la rizósfera del trigo y del lupino. *Agricultura Técnica (Chile)*, 49(1): 71-73.
- SADZAWKA, A. y CARRASCO A. 1985. El pH del suelo. pp: 337-348. *In*: Tosso T., J. (ed.). *Suelos volcánicos de Chile*. Talleres Gráficos INIA, Santiago, Chile.
- SADZAWKA, A.; FLORES, H.; MOLINA R y PORTE L.. 2001. Comparación de métodos de titulación para estimar los requerimientos de encalado en suelos volcánicos chilenos. XV Congreso Latinoamericano de la Ciencia del Suelo, Varadero, Cuba.
- SADZAWKA, A.; GREZ R.; CARRASCO A.; SAAVEDRA N.; MORA M.L.; FLORES H. y ROJAS C, 2000a. Programa de normalización de técnicas para el análisis de suelos ácidos. Ronda normal 2000-3. Comisión de Normalización y Acreditación, Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo, Santiago, Chile. 11 p.
- SADZAWKA, A.; MONTENEGRO A.; CAMPILLO R. y ROJAS C. 2000b. Relación entre pH-H₂O, pH-KCl, pH-CaCl₂ y otras características químicas en suelos de la IX Región. 51 Congreso Agronómico de Chile, 1^{er} Congreso de la Sociedad Chilena de Fruticultura. Universidad de Talca, Talca, Chile, 7-10 noviembre 2000. 54 p.
- SCHOENEBERGER, P.J.; D.A. WYSOCKI; E.C. BENGHAM and W.D. BRODERSON (eds.). 2002. *Field book for describing and sampling soils*. Version 2.0. Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center, Lincoln, Nebraska, USA.
- SIERRA, C. 1991. Respuesta de los cultivos al encalado. Instituto de Investigaciones Agropecuarias. Osorno, Chile. Serie Remehue 15: 139-150.
- SIMS, J.T. 1996. Lime requirement. pp: 491-515. *In*: Sparks, D.L. (ed.) *Methods of soil analysis*. Part 3, Chemical methods. SSSA Book Series N° 5, SSSA, ASA, Madison, USA.
- SOIL SURVEY STAFF. 1995. *Soil survey laboratory information manual*. United States Department of Agriculture, National Resources Conservation Service, National Soil Survey Center. Soil Survey Investigations Report N° 45. Version 1.0. Lincoln, Nebraska, USA. 305 p.
- SOIL SURVEY STAFF. 1999. *Soil Taxonomy*. 2nd Edition. United States Department of Agriculture, National Resources Conservation Service, Agricultural Handbook N° 436. U.S Gov. Printing Office, Washington, D.C., USA. 869 p.
- SSSA. 1987. *Glossary of soil science terms*. Soil Science Society of America. Madison, USA. 44 p.
- SUÁREZ, D. 1991. Diagnóstico de las necesidades de encalado. Instituto de Investigaciones Agropecuarias. Osorno, Chile. Serie Remehue 53: 77-94
- SUÁREZ, D. y MÁRQUEZ M. 1992. Necesidades de encalado. *Agricultura Técnica (Chile)*, 52(4): 388-393.
- TANAKA, A.; T. TADANO; K. YAMAMOTO and N. KAMAMURA. 1987. Comparison of toxicity to plants among Al³⁺, AlSO₄⁺, and Al-F complex ions. *Soil Science and Plant Nutrition*, 33(1): 43-55.

TISDALE, S.L.; W.L. NELSON and J.D. BEATON. 1985. Soil fertility and fertilizers. 4th Edition. Macmillan, New York, USA.

TURNER, R.C. 1976. Effect of ageing on properties of polynuclear hydroxyaluminium cations. *Canadian Journal of Chemistry*, 54: 1.528-1.534.

VAN LIEROP, W. 1990. Soil pH and lime requirement determination. pp: 73-126. *In*: Westerman, R.L. (ed.). Soil testing and plant analysis. 3rd Edition. N° 3 in the Soil Science Society of America Book Series. Soil Science Society of America, Inc., Madison, Wisconsin, USA.

WRIGHT, R.J. 1989. Soil aluminum toxicity and plant growth. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 20: 1.479-1.497.

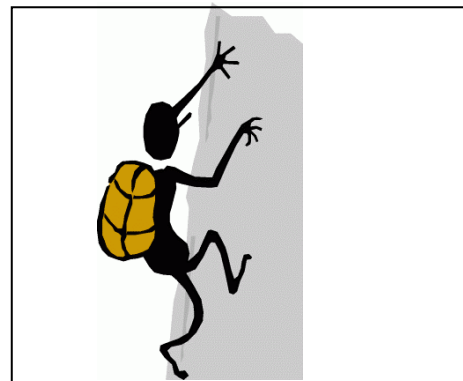
4

PROPIEDADES FÍSICO-QUÍMICAS DE LOS SUELOS II: ADSORCIÓN E INTERCAMBIO IÓNICO

Angélica Sadzawka R.

**Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA)
CRI (Centros Regionales de Investigación) La Platina**

SADZAWKA, A. 2006. Propiedades físico-químicas de los suelos II: Adsorción e Intercambio iónico. pp: 134-168. *In: Avances en el conocimiento de los suelos de Chile. (Re-edición, 2020). Luzio, W. y Casanova, M. (Eds.). Santiago, Chile.*



EL SUELO COMO UN CONJUNTO DE FASES E INTERFASES

El suelo es un sistema abierto, dinámico, constituido por tres fases: **sólida, líquida y gaseosa**. La proporción relativa de estos componentes tiene gran influencia en la conducta y productividad de los suelos. En la capa arable de un suelo de clase textural franca, el volumen de la fase sólida es de alrededor de 50% y las fases líquida y gaseosa ocupan un volumen similar de 20-30% dependiendo del grado de humedad (Figura 1). El impacto de una fase sobre las propiedades del suelo raramente se expresa en forma independiente de las otras, sino más bien, las fases interactúan unas con otras para determinar la naturaleza del suelo. En los procesos de adsorción e intercambio iónico tienen especial relevancia las interacciones entre las fases sólida y líquida, por lo que es conveniente destacar la **interfase sólido-líquido**.

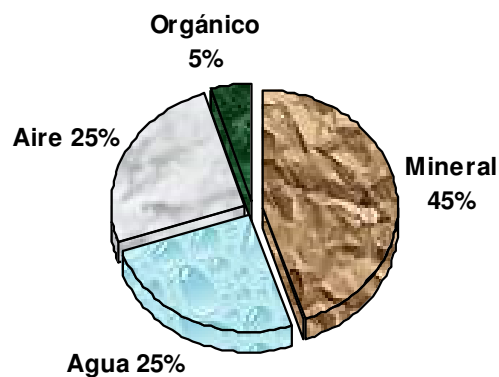


Figura 1. Composición volumétrica de la capa arable de un suelo de clase textural franca.

Fase sólida

La fase sólida está formada por materiales inorgánicos y orgánicos.

Constituyentes inorgánicos

La fracción inorgánica de los sólidos del suelo está compuesta de minerales primarios y secundarios con diferentes tamaños de partículas (Cuadro 1). La proporción en que se encuentran las partículas en los diferentes rangos de tamaño se denomina **granulometría del suelo** y la proporción de las partículas menores de 2 mm se denomina **textura del suelo** (Soil Survey Staff, 1999). La textura tiene una marcada influencia en muchas de las propiedades del suelo y afecta su capacidad de uso.

Cuadro 1. Términos descriptivos de partículas según el tamaño (FAO, 1977)

Término descriptivo	Tamaño de partículas (mm)
Arcilla	< 0,002
Limo	0,002 - 0,05
Arena	0,05 - 2
Grava	2 - 75
Piedras	75 - 250
Pedregones	> 250

A medida que las partículas disminuyen de diámetro aumenta el área superficial de una masa dada de material. Así, las partículas de arcilla por su pequeño tamaño y su forma generalmente laminada tienen un área superficial miles de veces mayor que la de la misma masa de arena. Esta característica le confiere a la arcilla una enorme capacidad para adsorber agua y otras sustancias, aunque hay que considerar que existen diferencias entre los distintos tipos de arcilla. Por lo tanto, algunas propiedades de los suelos como plasticidad, humectación, retención de agua, adsorción química, entre otras, dependen no sólo de la cantidad sino también de la calidad de las arcillas. En el Cuadro 2 se indica en forma muy general la influencia que tienen las partículas según el tamaño sobre algunas propiedades y conductas de los suelos.

Así, las partículas sólidas de diámetro inferior a 1 μm (0,001 mm) tienen propiedades coloidales, esto es, que se dispersan en un medio líquido. Algunos especialistas en suelos consideran 2 μm como límite superior del tamaño de las partículas coloidales para coincidir con la definición de arcilla (Brady y Weil, 2002).

Cuadro 2. Influencia general de las clases de partículas sobre algunas propiedades y conductas de los suelos (Brady y Weil, 2002)

Propiedad/Conducta	Arena	Limo	Arcilla
Minerales dominantes	Primarios	Primarios y secundarios	Secundarios
Capacidad de retención de agua	Baja	Media a alta	Alta
Aireación	Buena	Media	Pobre
Drenaje	Excesivo a bueno	Moderado a imperfecto	Pobre a muy pobre
Nivel de materia orgánica	Bajo	Medio a alto	Alto a medio
Descomposición de materia orgánica	Rápida	Media	Lenta
Lixiviación potencial de contaminantes	Alta	Media	Baja
Habilidad para almacenar nutrientes	Pobre	Media a alta	Alta
Resistencia al cambio de pH	Baja	Media	Alta
Atracción entre partículas	Baja	Media	Alta
Plasticidad	Baja	Media	Alta
Susceptibilidad a la erosión eólica	Moderada a alta	Alta	Baja
Susceptibilidad a la erosión hídrica	Baja a media	Alta	Baja a alta ¹
Potencial para hincharse y contraerse	Muy bajo	Bajo	Moderado a muy alto
Sellamiento superficial	Bajo	Bajo	Alto
Facilidad de labranza después de una lluvia	Buena	Media	Pobre

¹) 'Baja' si las partículas están agregadas, 'alta' si no lo están.

Constituyentes orgánicos

La materia orgánica consiste en organismos vivos (denominada la **biomasa del suelo**) y en residuos de plantas y de animales en todas las etapas de descomposición. La materia orgánica en el suelo está en continuos procesos de destrucción y síntesis de nuevas sustancias. Con el tiempo, la materia orgánica se pierde como anhídrido carbónico (CO₂) producido por la respiración de los microorganismos, por lo que son necesarias nuevas adiciones de residuos de plantas y/o animales para mantener la materia orgánica del suelo. Bajo condiciones favorables, grandes cantidades de CO₂ atmosférico usado por las plantas en la fotosíntesis son secuestradas en los tejidos de las plantas y eventualmente llegan a formar parte de la materia orgánica del suelo. El balance entre la acumulación y la pérdida de materia orgánica del suelo tiene gran relevancia, ya que todo parece indicar que el CO₂ es el principal causante del efecto invernadero que está sufriendo el planeta. De hecho, más carbono se encuentra almacenado en los suelos del mundo que en las plantas y la atmósfera combinadas.

La fracción más estable de la materia orgánica se denomina **humus** y consiste en un conjunto de compuestos orgánicos muy complejos que se acumulan en el suelo debido a que son relativamente resistentes a la degradación. El humus generalmente se encuentra en mayores

cantidades en la parte superficial del suelo y constituye la fracción coloidal de la materia orgánica.

A pesar del carácter inorgánico de la arcilla y orgánico del humus, ambas fracciones tienen características comunes:

- Son agentes que tienden a unir a las partículas en los agregados.
- Participan en la retención de agua del suelo.
- Poseen una débil carga eléctrica en su superficie.

Fase líquida

La fase líquida constituye la denominada **agua del suelo** o **solución suelo**, que puede contener cientos de sustancias orgánicas e inorgánicas disueltas y partículas sólidas en suspensión (material coloidal). Una función importante de la solución suelo es servir como una solución diluida de nutrientes, en constante reposición, que lleva los elementos nutrientes disueltos hacia las raíces de las plantas.

El agua tiene la propiedad de disolver las sales, que se disocian produciendo soluciones iónicas, donde cada ión queda rodeado de moléculas de agua en forma de iones hidratados o solvatados (Figura 2). El agua, debido a su capacidad para formar puentes de hidrógeno, también puede disolver otras sustancias que presentan grupos polares, como alcoholes, azúcares, aminoácidos y proteínas, lo que da lugar a disoluciones moleculares (Figura 3).

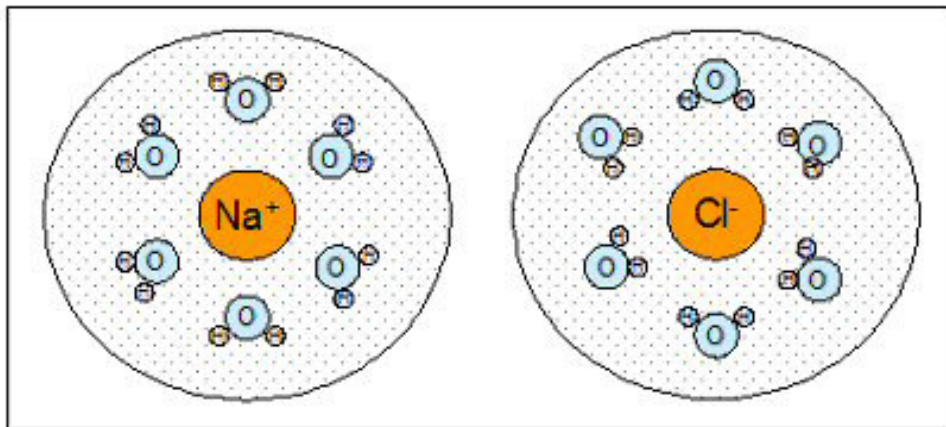


Figura 2. Iones Na^+ y Cl^- hidratados o solvatados.

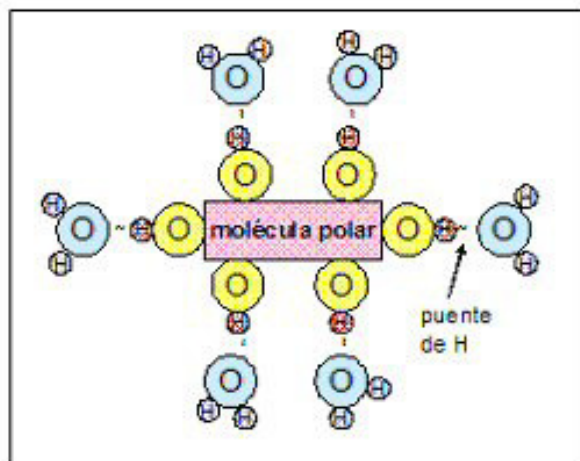


Figura 3. Molécula polar con grupos OH.

El radio del ión hidratado es considerablemente mayor que el del ión (Cuadro 3), lo cual tiene efectos importantes sobre las reacciones de superficie del ión, ya que el centro del ión hidratado está más alejado de la superficie y el grado de unión será menor.

Cuadro 3. Radios iónicos (Lindsay, 1979; Porta *et al.*, 1999; Brady y Weil, 2002; Nelson, 2002; Iowa State University, 2003)

IÓN	Número de coordinación	Radio iónico (nm)	
		Deshidratado	Hidratado
Al ³⁺	4 - 6	0,04 - 0,05	0,90
Ca ²⁺	6 - 12	0,10 - 0,13	0,40 - 0,60
Cl ⁻	6	0,18	0,30
Cu ²⁺	4 - 6	0,06 - 0,07	0,60
Fe ²⁺	4 - 8	0,06 - 0,09	0,60
Fe ³⁺	4 - 8	0,05 - 0,08	0,90
H ⁺	1 - 2	0,02 - 0,04	0,90
K ⁺	4 - 12	0,14 - 0,16	0,30 - 0,50
Li ⁺	6 - 12	0,07 - 0,09	1,00
Mg ²⁺	4 - 8	0,06 - 0,09	0,50 - 0,80
Mn ²⁺	4 - 8	0,07 - 0,10	0,60
Na ⁺	4 - 12	0,10 - 0,14	0,40 - 0,80
NH ₄ ⁺	6	0,15	0,25
O ²⁻	2 - 8	0,14	
OH ⁻	2 - 6	0,12	0,35
Si ⁴⁺	4 - 6	0,03 - 0,04	
Zn ²⁺	4 - 8	0,06 - 0,09	0,60

Los elementos de la fase líquida presentan una elevada movilidad, pudiendo ser transportados dentro del suelo (translocados) o bien fuera de el (perdidos por lixiviación).

Fase gaseosa

Aproximadamente la mitad del volumen del suelo consiste en espacios porosos de variados tamaños que están llenos con agua o con aire. Cuando el agua entra al suelo desplaza el aire de algunos de los poros, por lo tanto el contenido de aire es inversamente proporcional al contenido de agua. El aire ocupa los poros que no están llenos con agua. Cuando el suelo drena después de un riego o una lluvia abundante, los poros grandes son los primeros que se llenan con aire, luego los medianos y finalmente los más pequeños cuando el agua se evapora o es usada por las plantas. Esto explica la tendencia de los suelos con una gran proporción de poros pequeños a ser pobremente aireados.

El aire del suelo, comparado con el aire atmosférico, generalmente tiene una concentración mayor de CO₂, una concentración menor de O₂ y una humedad relativa mayor. La concentración de CO₂ en la atmósfera es de alrededor de 0,035% y la del aire del suelo puede llegar a ser varios cientos de veces más concentrada debido a la respiración de las raíces y los organismos presentes en el suelo. La concentración de O₂ en el aire atmosférico es cercana a 20% y en el aire del suelo puede ser, en casos extremos, de 5-10% o aún menor. La humedad relativa del aire del suelo se aproxima a 100%, a menos que el suelo esté muy seco.

Interfase sólido-líquido

Las plantas absorben los nutrientes esenciales, junto con el agua, directamente de la solución suelo. Sin embargo, la cantidad de nutrientes esenciales presente en la solución suelo en un momento dado es muy inferior a la necesaria para producir una planta adulta. Por lo tanto, los niveles de nutrientes en la solución suelo deben ser constantemente repuestos de la fase sólida del suelo y de los fertilizantes agregados en el caso de los suelos agrícolas. Esta reposición está condicionada a las características de la **interfase sólido-líquido**, que abarca la superficie de la partícula y su área de influencia en el líquido que la rodea, y en ella ocurren reacciones de superficie con uniones de distinto tipo entre los elementos y la superficie.

TIPOS DE COLOIDES DEL SUELO

Los suelos contienen una gran variedad de coloides, cada uno con su particular composición, estructura y propiedades. Sin embargo, los coloides más importantes del suelo pueden agruparse en cuatro tipos principales:

- Arcillas de alúminosilicatos cristalinos.
- Arcillas de alúminosilicatos no cristalinos.
- Coloides de óxidos de hierro y aluminio.
- Coloides orgánicos (humus).

Arcillas de alúminosilicatos cristalinos

Las arcillas de alúminosilicatos cristalinos más comunes en los suelos tienen estructura cristalina en capas semejante a las hojas de un libro, por lo que también reciben el nombre de **filosilicatos**. Las capas están compuestas de dos clases de hojas horizontales: tetraédricas y octaédricas. La hoja tetraédrica consiste en dos planos de oxígeno con silicio en los espacios. La unidad básica está formada por un átomo de silicio rodeado de cuatro átomos de oxígeno dispuestos en los vértices de una forma geométrica semejante a una pirámide de tres lados y una base (Figura 4). La hoja octaédrica consiste en átomos de aluminio o magnesio rodeados de seis átomos de oxígeno dispuestos en los vértices de un octaedro (Figura 5).

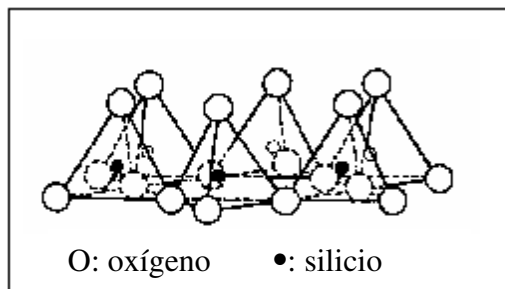


Figura 4. Capa tetraédrica o de silicio.

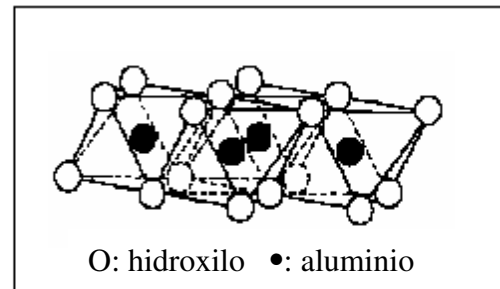


Figura 5. Capa octaédrica o de aluminio.

Según el número y el ordenamiento de las capas tetraédricas y octaédricas contenidas en la unidad del cristal, las arcillas cristalinas pueden clasificarse en dos grupos principales: arcillas 1:1, en las cuales cada capa contiene una hoja tetraédrica y una hoja octaédrica (caolinita, halosita), y arcillas 2:1, en las cuales cada capa contiene una hoja octaédrica entre 2 hojas tetraédricas (smectita, vermiculita, illita, clorita).

Todas las arcillas cristalinas tienen un predominio de carga negativa, aunque difieren en la forma de sus partículas, intensidad de carga, plasticidad, adhesividad e hinchamiento.

Arcillas de alúminosilicatos no cristalinos

Las arcillas de alúminosilicatos no cristalinos también consisten en átomos de silicio aluminio y oxígeno firmemente unidos pero con un orden de rango corto, de manera que la difracción de rayos X no tiene suficiente resolución para el grado de ordenamiento que presentan. Los representantes más importantes de este grupo son la alófana y la imogolita, generalmente formadas a partir de materiales volcánicos y son características de los Andisoles.

La alófana y la imogolita son de superficie específica elevada, densidad aparente muy baja, tienen cargas negativas y positivas altas y una gran capacidad de retención de agua, pero al secarse el proceso es poco reversible. Son plásticas en húmedo pero tienen un muy bajo grado de adhesividad y bajo presión sufren licuefacción (**tixotropía**). Tienen una capacidad para adsorber fosfatos, ácidos húmicos y ácidos fúlvicos extremadamente alta.

Coloides de óxidos de hierro y aluminio

Aunque por simplicidad este grupo de coloides se denomina **óxidos de Fe y Al**, incluye óxidos anhidros, hidróxidos y oxihidróxidos, tanto cristalinos como amorfos. Estos coloides se encuentran en muchos suelos, pero son especialmente importantes en los suelos altamente meteorizados bajo condiciones tropicales húmedas, en los que se produce un enriquecimiento relativo de hierro y aluminio por pérdida de silicio (Ultisols y Oxisols).

Los coloides de óxidos pueden presentarse asociados a las arcillas, formar agregados cementados como concreciones y llegar a constituir capas cementadas (horizonte plácico, conocido en Chile como **fierrillo**). Son relativamente bajos en plasticidad y adherencia, tienen una carga neta desde débilmente negativa a moderadamente positiva.

Coloides orgánicos (humus)

El término **humus** utilizado en sentido estricto sólo incluye las **sustancias húmicas**, esto es, los componentes orgánicos de estructura no específica que han adquirido una forma relativamente estable frente a la biodegradación. El humus es importante en la mayoría de los suelos y especialmente en la parte superficial del perfil de suelo. Las partículas coloidales de humus tienen una capacidad muy alta para adsorber agua, pero no son plásticas ni adhesivas. Tienen una alta densidad de carga variable negativa y positiva, pero la carga neta siempre es negativa.

PROPIEDADES DE LOS COLOIDES DEL SUELO

Los coloides del suelo no son sólo fragmentaciones de rocas y materia orgánica hasta un tamaño inferior a 2 μm , sino que son materiales altamente reactivos con superficies cargadas eléctricamente que pueden adsorber iones. La fuerza de unión de estos iones con la superficie de los coloides es de una magnitud tal que reduce fuertemente su pérdida por lixiviación, pero al mismo tiempo permite que las plantas tengan acceso a ellos. Los coloides del suelo no solamente retienen los iones nutrientes para las plantas, sino también se unen con moléculas de agua, biomoléculas, virus, metales tóxicos, pesticidas y otras sustancias minerales y orgánicas. Por lo tanto, los coloides tienen gran influencia sobre prácticamente todos los ecosistemas del suelo y el conocimiento de las propiedades de los diferentes tipos de coloides proporciona herramientas que ayudan a tomar decisiones apropiadas en el uso del recurso suelo.

Área superficial

Debido a su tamaño pequeño los coloides del suelo tienen una gran área superficial o superficie específica, la cual puede variar desde alrededor de 10 $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$ en las arcillas con sólo superficies externas, hasta más de 800 $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$ en las arcillas con superficies internas extensas.

Carga superficial

Las superficies internas y externas de los coloides poseen cargas eléctricas negativas y/o positivas. En la mayoría de los coloides del suelo predomina la carga eléctrica negativa, aunque en algunos coloides minerales de suelos muy ácidos puede predominar la carga eléctrica positiva. La cantidad y el origen de la carga superficial varían entre los diferentes tipos de coloides presentes en el suelo. Sin embargo, según el origen, puede clasificarse en **carga permanente** y **carga variable o dependiente del pH**.

Carga permanente

La mayoría de las partículas de arcilla de los suelos están principalmente constituidas por los elementos: silicio, aluminio, oxígeno e hidrógeno; razón por la cual se les denomina **alúminosilicatos**. Estos elementos, en las arcillas cristalinas, se encuentran ordenados en capas planas superpuestas de silicio-oxígeno y de aluminio-hidroxilo; por lo que se habla de **filosilicatos** (Figura 6).

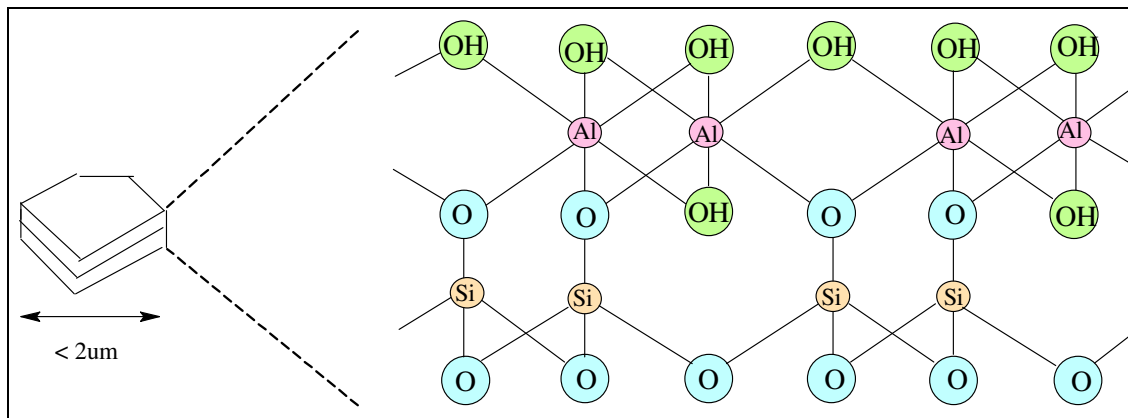


Figura 6. Distribución de capas e iones en un alúminosilicato de dos capas.

Las arcillas no cristalinas a los rayos X, imogolita y alófana, son de mucho menor tamaño y las capas están curvadas tomando la forma de hebras y esférulas, respectivamente (Figura 7).

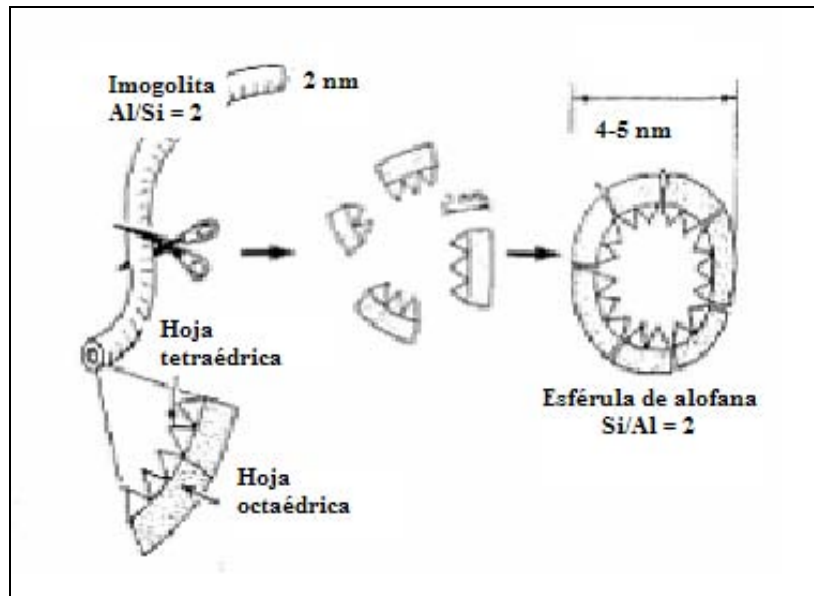


Figura 7. Diagrama esquemático de dos materiales volcánicos con estructuras atómicas similares pero diferente morfología: imogolita y alófana.

Cuando las arcillas están constituidas sólo por los elementos mencionados, todas las cargas positivas y negativas están balanceadas y neutralizadas. Pero, si en el proceso de formación del cristal de arcilla, un ión aluminio (Al^{+3}) sustituye a un ión silicio (Si^{+4}) en la capa de silicio-oxígeno, o si un ión magnesio (Mg^{+2}) sustituye a un ión aluminio (Al^{+3}) en la capa de aluminio-oxígeno-hidrógeno, se produce una deficiencia de cargas positivas, lo cual resulta en un exceso de carga negativa en la superficie del cristal. Este proceso se denomina **sustitución isomórfica** (igual forma), porque no se produce ningún cambio en la forma del cristal de arcilla (Figura 8).

La carga generada por sustitución isomórfica se denomina **carga permanente**, porque no depende de las condiciones del medio (pH, concentración y composición de la solución suelo).

Las cargas permanentes generalmente son negativas, si bien en algunos casos pueden ser positivas cuando un catión de carga mayor sustituye a uno de carga menor, como ocurre en las cloritas donde iones Al^{+3} pueden sustituir iones Mg^{+2} (Porta *et al.*, 1999; Brady y Weil, 2002). Sin embargo, la carga neta generalmente es negativa porque las sustituciones que generan carga negativa comúnmente son mucho más numerosas que las que generan carga positiva.

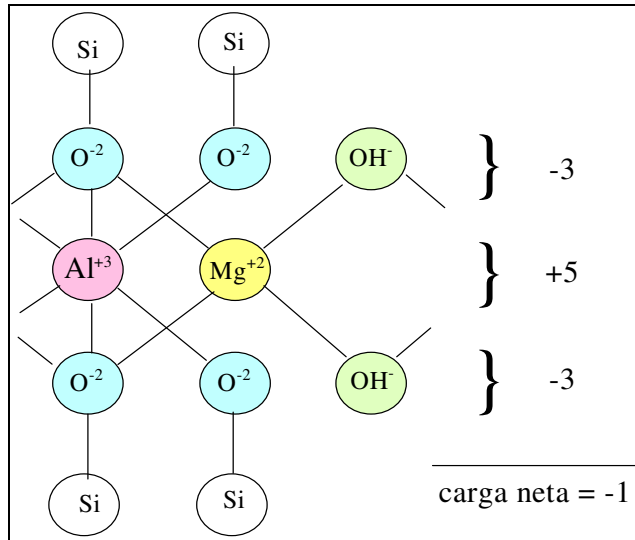


Figura 8. Efecto de la sustitución isomórfica de Al^{+3} por Mg^{+2} en la capa octaédrica, sobre la carga neta.

En cada átomo de oxígeno, una de las cargas está balanceada por una carga positiva de los átomos de silicio de las capas tetraédricas adyacentes.

Carga variable

El segundo origen de carga eléctrica de las partículas coloidales depende del pH (y en menor grado de la concentración y composición) de la solución suelo y se denomina **carga variable** o **carga dependiente del pH**.

Una fuente de carga variable negativa se desarrolla en los bordes de ruptura de las arcillas cristalinas y proviene de los iones OH^- y O^{-2} que tienen sólo parte de sus cargas balanceadas por los iones Al^{+3} y Si^{+4} de las capas octaédricas y tetraédricas, respectivamente (Figura 9).

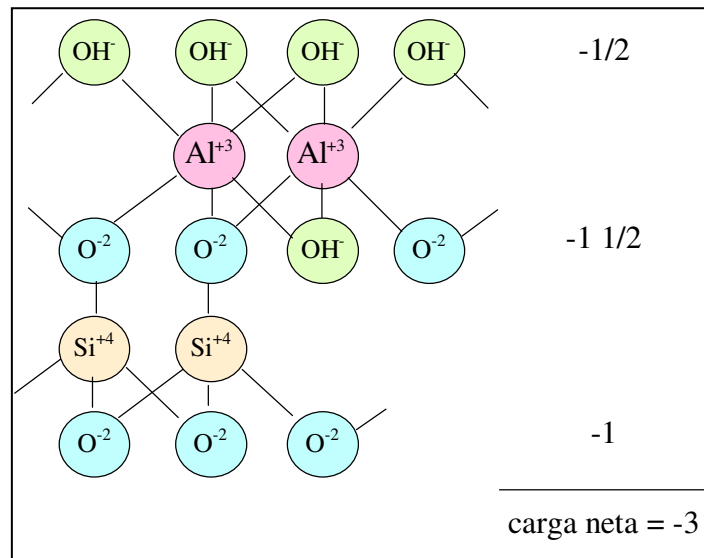
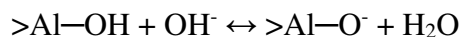


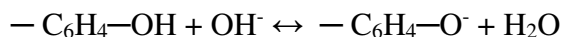
Figura 9. Esquema del desarrollo de carga variable en los borde de una arcilla cristalina.

- En el plano de hidroxilos de la capa octaédrica se encuentra un grupo OH^- con sólo $\frac{1}{2}$ carga balanceada por el Al^{+3} , dejando un exceso de carga de $-\frac{1}{2}$. Este grupo OH^- puede perder el H^+ en un medio alcalino aumentando la carga negativa del grupo a $-1\frac{1}{2}$, o puede neutralizarse con un ión H^+ en un medio ácido formando el grupo OH_2 , que adquiere carga positiva de $+\frac{1}{2}$.
- En el plano de hidroxilos y oxígenos, un ión O^{2-} tiene $\frac{1}{2}$ carga balanceada por el Al^{+3} , por lo que queda un exceso de $-1\frac{1}{2}$ carga. En el plano basal de oxígenos de la capa tetraédrica, un ión O^{2-} tiene una carga neutralizada por el ión Si^{+4} , dejando un exceso de carga de -1 . Estos iones O^{2-} , en un medio ácido, pueden unirse a iones H^+ , con lo que la carga cambia a $-\frac{1}{2}$ y 0 , respectivamente.

Otra fuente de carga negativa variable está asociada con los grupos hidroxilos ubicados en la superficie de coloides inorgánicos y orgánicos. En las arcillas no cristalinas a los rayos X, alófana e imogolita, la capa externa de aluminio-oxígeno-hidrógeno tiene grupos OH^- combinados con el ión aluminio. Cuando el pH aumenta, estos grupos hidroxilos pueden liberar los iones hidrógeno a la solución suelo generando cargas negativas en las superficies de las arcillas. Además, dentro de la fracción coloidal inorgánica de los suelos pueden existir óxidos hidratados, principalmente de hierro y aluminio. Estos óxidos hidratados poseen en su superficie grupos hidroxilos que son capaces de liberar iones hidrógeno, generando carga negativa, según la siguiente reacción:



A su vez, las partículas coloidales de humus pueden desarrollar cargas negativas por disociación de los grupos funcionales hidroxilo ($-\text{OH}$), carboxilo ($-\text{COOH}$) y fenólico ($-\text{C}_6\text{H}_4\text{OH}$), según:

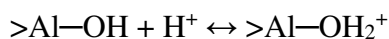


Como indican las flechas, las reacciones son reversibles. Si el pH aumenta las reacciones tienden a ocurrir hacia la derecha y la carga negativa de las partículas aumenta. Si el pH disminuye, se reduce la concentración de iones OH^- en la solución suelo, las reacciones tienden a ocurrir hacia la izquierda y la carga negativa de los coloides disminuye.

Otra fuente de aumento de la carga negativa cuando el pH de la solución suelo aumenta, es la liberación de complejos de hidroxialuminio de carga positiva (ej. $\text{Al}(\text{OH})_2^+$). A niveles bajos de pH, estos iones bloquean sitios negativos de la superficie de las arcillas (como vermiculita) dejándolos no disponibles para las reacciones de intercambio de cationes. Cuando el pH aumenta, los iones $\text{Al}(\text{OH})_2^+$ reaccionan con los iones OH^- de la solución suelo formando $\text{Al}(\text{OH})_3$ insoluble y liberando así los sitios de carga negativa:



Pero la carga variable no solamente es negativa. Algunas arcillas y óxidos de Fe y Al, bajo condiciones de acidez moderada a extrema, pueden presentar una carga neta positiva, la cual también está asociada a los grupos OH^- . En este caso, cuando el suelo se acidifica, ocurre una **protonación**, esto es, la unión de iones H^+ con los grupos OH^- superficiales:



Así, en algunos casos un mismo sitio en un coloide inorgánico puede tener carga negativa, no tener carga o tener carga positiva, si el pH de la solución suelo es alto, intermedio o muy bajo, respectivamente.

En el Cuadro 4 se indican las características de la carga de algunos coloides seleccionados y que son comunes en los suelos. Algunas arcillas del tipo 2:1 tienen predominio de carga permanente; en cambio, el humus, la caolinita, la alófana y los óxidos de hierro y aluminio tienen principalmente carga negativa variable.

A pH ácido pueden existir cargas positivas y negativas. El pH al cual se igualan las cargas positivas y negativas del coloide se denomina **punto de carga cero** (PCC o ZPC por su sigla en inglés) o **punto isoeléctrico**. En este punto la carga neta de la partícula es cero (Figura 10).

Es común referirse a los suelos derivados de cenizas volcánicas como **suelos de carga variable**. Según lo expuesto, esto significa que son suelos en los cuales una proporción significativa de la carga de la superficie de las partículas es dependiente del pH (y de la concentración y composición de la solución que está en contacto con esas superficies).

Cuadro 4. Característica de la carga de coloides representativos (Brady y Weil, 2002; Porta *et al.*, 1999)

Tipo de coloide	Carga negativa			Carga positiva (cmol _c kg ⁻¹)
	Total a pH 7,0 (cmol _c kg ⁻¹)	Permanente (%)	Variable (%)	
Orgánico	100 - 300 (200) ¹	10	90	0
Vermiculita	120 - 150 (150)	95	5	0
Smectita	80 - 150 (100)	95	5	0
Alófana	10 - 150 (30)	10	90	15
Haloisita·4H ₂ O	40 - 50 (40)			
Clorita	10 - 40 (30)	80	20	0
Illita	10 - 40 (30)	80	20	0
Haloisita·2H ₂ O	5 - 10 (10)			
Caolinita	1 - 10 (8)	5	95	2
Gibsita	4	0	100	5
Goetita	4	0	100	5
Mica	0			

¹) Valor entre paréntesis se considera el más común.

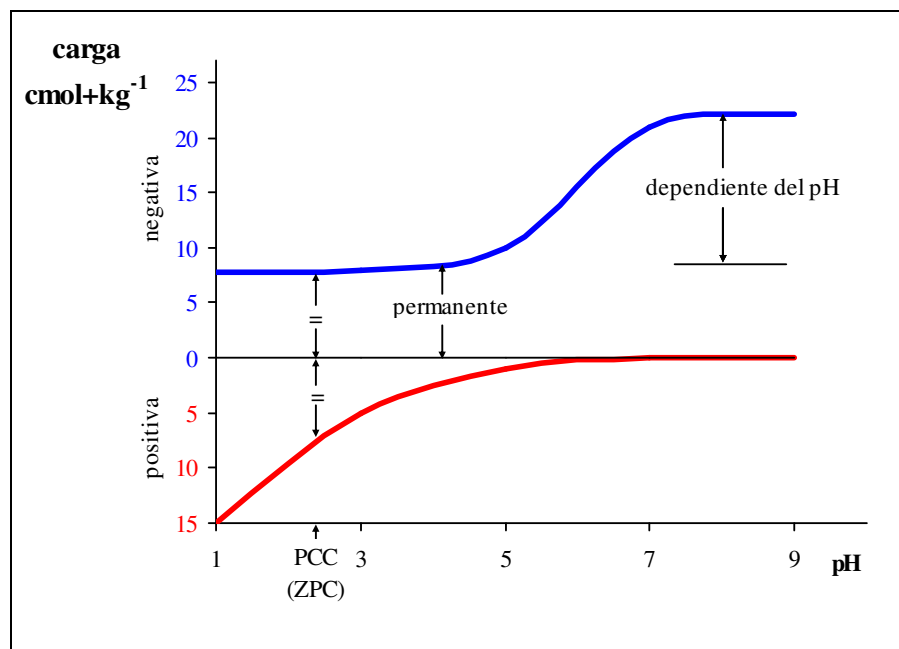


Figura 10. Esquema de la relación entre pH, cargas positivas y negativas de los coloides de un suelo.

La carga negativa aumenta y la carga positiva disminuye con el aumento del pH del suelo. El pH al cual ambas cargas son iguales, es decir, de carga neta 0 (PCC o ZPC), en este esquema, es de alrededor de 2.

Adsorción

La adsorción es la asociación de la materia, ya sean átomos, moléculas o iones, con las superficies de los sólidos. Ocurre en la interfase sólido-líquido y hace que las concentraciones de las sustancias disueltas en las proximidades de las partículas sean diferentes a las de la fase líquida.

En los fenómenos de adsorción pueden participar distintos tipos de fuerzas:

1. Fuerzas de enlaces entre moléculas sin carga

Fuerzas de van der Waals. Son las más débiles y de rango corto, pero probablemente las más universales. Se deben a la asimetría en el reparto instantáneo de cargas de moléculas no polares que provocan la formación de dipolos inducidos en las moléculas vecinas dando lugar a atracciones instantáneas entre ellas.

Fuerzas de enlace por puentes de hidrógeno. Son fuerzas de interacciones polares y de atracción débil, pero mayor que las de van der Waals.

2. Fuerzas de enlaces entre átomos

Enlace iónico. En este enlace uno de los átomos toma un electrón de la capa de valencia del otro, quedando el primero con carga negativa por el electrón adicional y el segundo con carga positiva al perderlo. Este tipo de enlace se forma cuando la diferencia de electronegatividad (afinidad por los electrones) entre los 2 átomos es muy grande, es decir, se encuentran en extremos opuestos de la tabla periódica. Se debe a fuerzas electrostáticas y se rompe con facilidad obteniéndose los iones que lo forman, generalmente basta disolver la sustancia. Las sustancias con enlaces iónicos son solubles en solventes polares.

Enlace covalente. Se produce entre átomos de similar electronegatividad, compartiendo pares de electrones (aportando al par un electrón cada átomo), en número necesario para que cada átomo disponga después de establecido el enlace de 8 electrones en la última capa (máxima estabilidad posible para un átomo). Este enlace es muy fuerte y se rompe con dificultad. En términos relativos, si se da valor 1 a la fuerza de unión van der Waals, la fuerza de enlace por puentes de hidrógeno es 10 y la del enlace covalente es 100.

Adsorción de cationes y aniones

Las cargas negativas y positivas superficiales de los coloides atraen y retienen un conjunto de cationes y aniones con una fuerza suficiente para evitar que se pierdan fácilmente con el agua que se mueve a través del suelo. Esta acción es muy importante para la vida vegetal debido a que mantiene a muchos nutrientes en la zona radical de los cultivos. Un mismo coloide generalmente atrae tanto cationes como aniones. Sin embargo, los suelos de regiones templadas adsorben muchos más cationes que aniones porque sus coloides tienen predominio de cargas negativas. En los suelos tropicales y los derivados de cenizas volcánicas la carga negativa no es tan alta y la carga positiva es más abundante. Por lo tanto, la adsorción de aniones es mayor en estos suelos.

Los cationes mayoritariamente adsorbidos son Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^{+} , H^{+} y Na^{+} . En los suelos ácidos, es común el ión aluminio (Al^{+3}) que puede estar combinado con uno o dos grupos hidroxilos ($\text{Al}(\text{OH})^{+2}$, $\text{Al}(\text{OH})_2^{+}$). Puede haber otros cationes atraídos en pequeñas cantidades por las superficies cargadas y algunos de ellos son micronutrientes de gran importancia en el desarrollo de las plantas. Los cationes en los suelos húmedos se encuentran hidratados (rodeados de moléculas de agua) y están en constante vibración en una especie de enjambre cerca de la superficie de carga negativa del coloide, donde son atraídos por fuerzas electrostáticas. Frecuentemente, un catión individual se separa del enjambre y se mueve hacia la solución suelo. Cuando esto ocurre, otro catión de igual carga se mueve desde la solución y toma su lugar. Debido a este proceso, los iones adsorbidos se denominan también **iones intercambiables**.

Adsorción no específica o por formación de complejos de esfera externa

Cuando la adsorción sobre la superficie de una partícula ocurre como la descrita, con un ión hidratado o solvatado, se forman los denominados **complejos de esfera externa** y se dice que la adsorción es **no específica**. A veces, varias moléculas de agua están involucradas, de manera que el ión mismo nunca está lo suficientemente cerca de la superficie del coloide como para

formar un enlace con un sitio cargado específico. En vez de ello, el ión está débilmente unido sólo por fuerzas de atracción electrostáticas y puede ser fácilmente reemplazado por otro ión de carga similar (Figura 11).

Adsorción específica o por formación de complejos de esfera interna

Cuando la adsorción sobre la superficie de una partícula ocurre con un ión no solvatado, es decir, cuando no participa el agua en el proceso, se produce lo que se denomina **complejo de superficie de esfera interna** y la adsorción es de tipo **específico**. Estos complejos son muy estables porque se deben a enlaces iónicos, covalentes o a la combinación de ambos. Un ejemplo es la adsorción de K^+ por uniones covalentes con los átomos de oxígeno negativamente cargados de los tetraedros de silicio en un cristal de mica o de una vermiculita. Otro importante ejemplo ocurre cuando el ión fosfato, $H_2PO_4^-$, se une directamente compartiendo electrones con el aluminio en la capa octaédrica del coloide (Figura 11). Otros iones no pueden reemplazar fácilmente a un ión que está formando un complejo de esfera interna debido a la relativa fortaleza de los enlaces, los cuales dependen de la compatibilidad de los iones específicos con los sitios específicos del coloide.

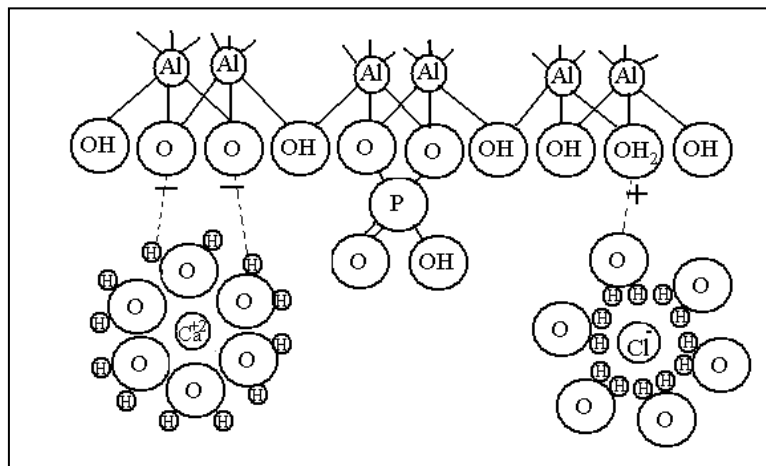


Figura 11. Esquema de la adsorción de iones sobre un coloide por formación de complejos de esfera externa e interna (adaptada de Brady y Weil, 2002).

Los iones Ca^{+2} y Cl^- hidratados, dados como ejemplo en este esquema, forman complejos de esfera externa con el coloide a través de las cargas negativas y positivas generadas en la superficie hidroxilada de la capa octaédrica del coloide. En el caso de un complejo de esfera interna, como se muestra con el anión $H_2PO_4^-$ adsorbido, no intervienen moléculas de agua y el anión se une directamente con el aluminio de la estructura del coloide.

Doble capa difusa

La atracción de cationes y aniones hacia un coloide con cargas negativas y positivas, forma una doble capa de cargas, en la cual, la capa interna es el coloide cargado y la capa difusa externa está formada por los cationes y aniones de la solución suelo que son atraídos hacia la superficie del coloide en proporción a las cargas disponibles. Los iones están sometidos a dos fuerzas

contrarias, una de atracción por el campo eléctrico creado en la superficie cargada y otra de difusión hacia la solución al existir una gradiente de concentración. Generalmente, la adsorción de cationes es muy superior a la de aniones, aunque esta última puede ser un mecanismo importante de retención de constituyentes de carga negativa en suelos ácidos subsuperficiales. A una cierta distancia de la superficie del coloide se igualan las concentraciones de cationes y aniones, lo que permite delimitar la zona de la doble capa difusa de la zona de la solución externa.

Este modelo con una capa eléctrica rígida en la superficie de la partícula y una capa difusa de iones en equilibrio dinámico con la solución se conoce como **modelo de la doble capa difusa (DCD)**, **doble capa iónica** o **doble capa de Gouy-Chapman** (Figura 12).

Debido a que los cationes de la solución suelo están en constante movimiento e intercambiándose con los cationes adsorbidos, la composición iónica de la solución suelo refleja la de los iones adsorbidos. Así, si los iones Ca^{+2} y Mg^{+2} predominan entre los cationes intercambiables, ellos también estarían predominando en la solución suelo.

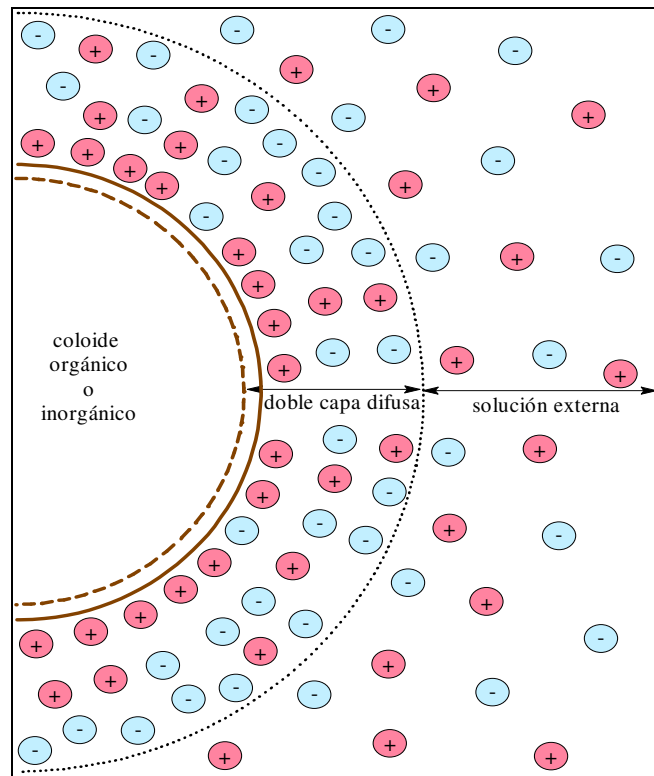


Figura 12. Representación de la superficie de un coloide orgánico o inorgánico cargado negativamente y los iones que lo rodean.

La superficie atrae los iones con carga de signo contrario y repele los con carga del mismo signo. Por lo tanto, la concentración de cationes disminuye con la distancia a la superficie y la de aniones aumenta. La distancia de la superficie en la cual se igualan las concentraciones de cationes y aniones fija el límite de la doble capa difusa.

La concentración de cationes es mayor en la superficie y disminuye exponencialmente con la distancia. El espesor de la DCD es menor mientras mayor sea la valencia de los iones de signo contrario, debido a que será mayor la fuerza electrostática de atracción hacia la superficie de la partícula cargada. Así, para una misma concentración de equilibrio en la solución externa, el espesor de la DCD decrece en el orden: monovalente > divalentes > trivalentes (Figura 13).

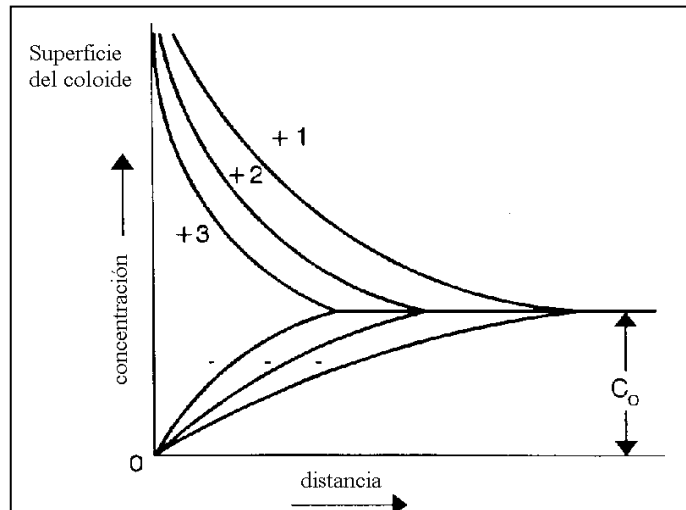


Figura 13. Variación del espesor de la DCD de un coloide con carga negativa con la valencia de los cationes. Para una misma concentración de la solución externa, el espesor de la DCD disminuye según los cationes sean mono, di o trivalentes.

El espesor de la DCD también depende de la concentración de la solución externa, ya que mientras mayor es esta concentración menor será la difusión térmica de los cationes hacia la solución externa (Figura 14).

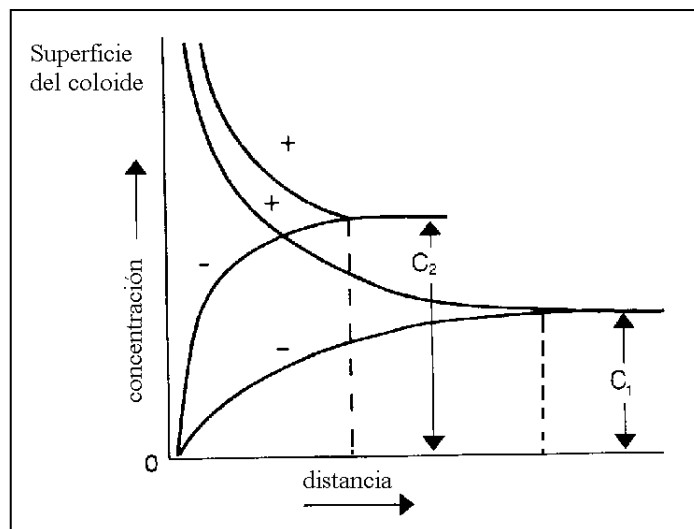


Figura 14. Variación del espesor de la DCD de un coloide con carga negativa con la concentración de la solución externa. A medida que aumenta la concentración de la solución externa disminuye el espesor de la DCD.

Proceso de floculación-dispersión

Un comportamiento importante del suelo, que depende de la configuración de la DCD, es el proceso de floculación-dispersión.

Las partículas en suspensión están sometidas a una atracción por fuerzas de van der Waals y una repulsión por fuerzas electrostáticas originadas al traslaparse e interactuar sus capas difusas. El potencial neto de interacción en cada punto es el resultante de las energías de atracción y repulsión (Figura 15). A medida que las partículas se aproximan, aparece un estado secundario de mínima energía a partir del cual se interpone una barrera de energía de repulsión que es función de las características del electrolito y de la distancia entre las partículas. Una vez que las partículas, gracias a su energía cinética, superan la barrera de energía de repulsión, se produce una disminución del potencial de interacción hasta un mínimo (mínimo de energía primaria), lo que permite que predominen las fuerzas de van der Waals y se produzca floculación. Finalmente, a distancias más cortas la energía mutua de interacción vuelve a aumentar rápidamente debido a las fuerzas de repulsión de corto rango originadas por la resistencia, tanto a la interpenetración física de las superficies en contacto (repulsión de Born) como a la desolvatación de los cationes adsorbidos cuando dos coloides se aproximan a distancias menores que sus esferas de hidratación (Amésketa y Aragüés, 1989).

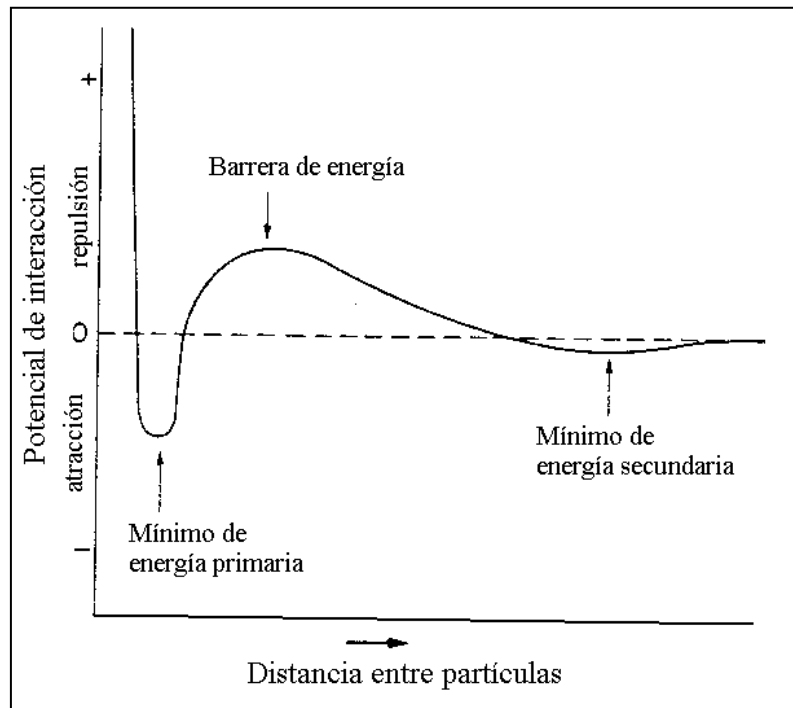


Figura 15. Curva de potencial neto de interacción entre partículas (adaptada de Amésketa y Aragüés, 1989).

La barrera de energía disminuye a medida que aumenta la concentración del electrolito, de manera que con elevadas concentraciones de electrolito se produce la floculación espontánea, mientras que con bajas concentraciones el sistema permanece en estado disperso.

El potencial de interacción entre dos superficies de coloides varía considerablemente según la valencia y el radio iónico hidratado de los iones que neutralizan las superficies cargadas. Si el ión dominante es el Na^+ , las partículas tienen DCD de gran espesor, con un elevado traslapado, lo que aumenta la barrera de energía de repulsión y el suelo se dispersa fácilmente cuando disminuye la concentración de electrolito de la solución externa, como ocurre, por ejemplo, al regar con agua de bajo contenido salino o al recibir agua de lluvia. Por el contrario, si el ión dominante es el Ca^{+2} , las partículas tienen DCD pequeña, con escaso traslapado, la barrera de energía de repulsión disminuye y predominan las fuerzas de atracción de van der Waals. Esto se traduce en la floculación de las partículas.

Adsorción de agua

Además de adsorber cationes y aniones, las cargas superficiales internas y externas de los coloides del suelo atraen y retienen una gran cantidad de moléculas de agua por el extremo de carga opuesta de la molécula polar del agua. El agua adsorbida entre las capas de los cristales de ciertas arcillas puede provocar que las capas se separen haciendo que la arcilla se hinche y aumente su plasticidad y volumen. Los suelos que poseen este tipo de arcillas pueden ser inadecuados para la construcción de inmuebles.

INTERCAMBIO DE CATIONES

En un complejo de esfera externa entre un coloide de superficie negativamente cargada y un catión hidratado, este ión está débilmente unido sólo por fuerzas de atracción electrostáticas y está en constante movimiento cerca de la superficie del coloide. Otro catión hidratado de la solución suelo, también en constante movimiento, puede difundir a una posición más cercana al sitio negativo de la superficie del coloide y reemplazar al primero, el cual difunde hacia la solución suelo. Este proceso se denomina **intercambio de cationes**. Similarmente, si un anión hidratado reemplaza a otro anión hidratado de un complejo de esfera externa unido a un sitio positivo del coloide, el proceso se denomina **intercambio de aniones**. Los cationes y aniones hidratados unidos a los coloides por formación de complejos de esfera externa se denominan **cationes y aniones intercambiables**. El conjunto de todos los coloides orgánicos e inorgánicos del suelo que son capaces de mantener cationes y aniones intercambiables se denomina **complejo de intercambio**.

El intercambio de cationes es el sistema natural mediante el cual las raíces de las plantas obtienen los elementos nutrientes como el calcio, el cual se encuentra atraído por las superficies negativamente cargadas de los coloides del suelo. El mecanismo consiste en la liberación de iones hidrógeno a la solución suelo por parte de las raíces, estos iones hidrógeno se intercambian, por ejemplo, con iones calcio presentes en la doble capa que rodea a los coloides del suelo, con lo cual quedan los iones calcio en la solución suelo de donde pueden ser absorbidos por las raíces.

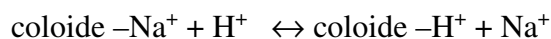
Características de las reacciones de intercambio de cationes

Rapidez

En el laboratorio, las reacciones de intercambio de cationes son prácticamente instantáneas. En la naturaleza pueden verse frenadas por la velocidad de difusión de los iones desde la solución suelo hacia los coloides y viceversa.

Reversibilidad

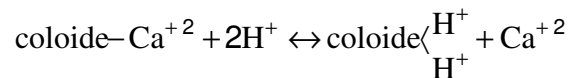
Las reacciones de intercambio de cationes son reversibles:



La reacción se desplazará a la derecha si aumenta la concentración de iones H^+ o disminuye la de iones Na^+ en la solución suelo. Se desplazará hacia la izquierda si ocurre lo contrario.

Estequiometría

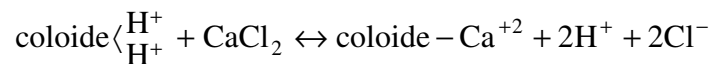
Las reacciones de intercambio son químicamente equivalentes, es decir, son **estequiométricas**. Esto significa que en el proceso ocurre un intercambio de carga por carga. Por lo tanto, si un ión monovalente se intercambia con un ión monovalente, se requieren dos iones monovalentes para reemplazar o intercambiarse con un ión divalente:



De igual forma, se requerirán tres iones Na^+ para reemplazar un ión Al^{+3} .

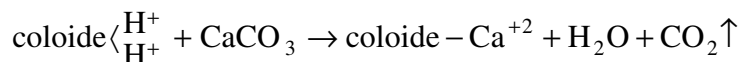
Ley de acción de masas

Las reacciones de intercambio de cationes cumplen la **ley de acción de masas**, esto es, la dirección de la reacción depende de las concentraciones relativas. Para ilustrar este concepto, se puede considerar el desplazamiento de iones H^+ de un coloide ácido por la adición de iones Ca^{+2} como CaCl_2 a la solución suelo:



En esta reacción, relativamente poco calcio se unirá al coloide debido a que los iones H^+ permanecen en la solución y pueden revertir la reacción hasta alcanzar el equilibrio.

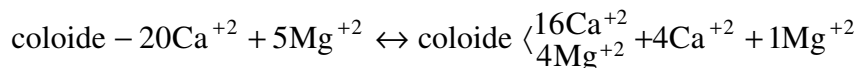
Si en lugar de CaCl_2 , se agrega CaCO_3 a la solución suelo, los iones H^+ se combinan con el CaCO_3 para formar agua y anhídrido carbónico, el cual es un gas que puede volatilizarse y abandonar el sistema:



En este caso, la eliminación de los productos hace que la reacción tienda a desplazarse hacia la derecha y mucho más calcio sea adsorbido por los coloides que cuando se agrega CaCl_2 a un suelo ácido. Este principio explica por qué el CaCO_3 es efectivo en neutralizar la acidez de un suelo ácido y el CaCl_2 no.

Ley de las relaciones

La cantidad de cationes adsorbidos en el complejo de intercambio es considerablemente mayor que la de los cationes que se encuentran en solución. En los suelos no salinos, puede ser de un 99% o más. Sin embargo, la relación entre ellos es similar en ambos estados. Esto se denomina **ley de las relaciones** y se refiere a que si en una reacción de intercambio entre dos cationes similares, por ejemplo Ca^{+2} y Mg^{+2} , hay un gran número de iones Ca^{+2} adsorbidos en un coloide y se agregan iones Mg^{+2} a la solución, se produce un intercambio hasta alcanzar un punto de equilibrio, en el cual la relación entre los iones Ca^{+2} y Mg^{+2} unidos al coloide es la misma que en la solución suelo:



Relación 4Ca:1Mg

Si el intercambio se produce entre iones de distinta carga, por ejemplo K^+ y Mg^{+2} , la reacción es algo más compleja. Sin embargo, debe tenerse presente que para reemplazar completamente un ión con otro ión en una reacción de intercambio, debe agregarse una cantidad muy superior del segundo ión. Este aspecto es de especial relevancia cuando se desea medir por desplazamiento la cantidad de sitios de intercambio o los cationes de intercambio.

Selectividad de los cationes

Los cationes varían en la fuerza con que son adsorbidos por los coloides del suelo, de manera que la facilidad de intercambio no es igual para todos ellos. En general, mientras mayor es la carga y menor el radio hidratado del catión, mayor es la fuerza de unión con el coloide. Aunque no existe un orden de la fuerza de adsorción para los cationes más comunes que tenga validez general, como ejemplo, puede citarse:



La fuerza de adsorción relativa puede alterarse en ciertos coloides con propiedades que favorecen la adsorción de ciertos cationes. Un ejemplo importante es la alta afinidad por los iones K^+ (y otros de tamaño similar como NH_4^+ y Cs^+) que tienen la vermiculita y la illita para

formar complejos de esfera interna. Por otra parte, ciertos metales como cobre, mercurio y plomo tienen alta afinidad selectiva por sitios de coloide orgánicos y de óxidos de hierro, lo cual permite que la mayoría de los suelos sean eficientes removedores de estos potenciales contaminantes en aguas.

Cationes complementarios

En los suelos, los coloides siempre están rodeados de diferentes especies de cationes adsorbidos. La facilidad con que un catión adsorbido dado sea reemplazado del coloide, está influenciada por la fuerza de adsorción de los cationes vecinos, llamados **cationes complementarios**. Mientras mayor sea esta fuerza, mayor será la facilidad de reemplazo del catión dado. Por ejemplo: un ión H^+ liberado por una raíz reemplazará más fácilmente un ión K^+ adsorbido sobre un coloide cuando los cationes complementarios son iones Al^{+3} (como en los suelos ácidos) que cuando los cationes complementarios son iones Na^+ (como en los suelos alcalinos), debido a que la fuerza de adsorción del ión Al^{+3} es mayor y la del ión Na^+ menor que la del ión K^+ . Esto explica que, a un nivel dado de saturación de K^+ del complejo de intercambio, el K^+ es más fácilmente disponible para las plantas y para pérdidas por lixiviación en suelos ácidos, que en suelos neutros y alcalinos.

Capacidad de intercambio de cationes

La capacidad de intercambio de cationes (CIC) es una propiedad química importante del suelo que se usa para clasificar suelos en la Taxonomía de Suelos y como indicación de la fertilidad y conducta medioambiental de los suelos. La CIC es una medida de la cantidad de cationes que un peso determinado de suelo puede mantener en forma intercambiable, a un pH dado; en otras palabras, la CIC es una medida de la carga negativa que es capaz de desarrollar un suelo a ese pH.

Forma de expresión

En unidades SI, la CIC se expresa en centimoles de carga positiva por kilogramo de suelo ($cmol^+ kg^{-1}$ o $cmol_c kg^{-1}$). Algunas publicaciones todavía usan la unidad antigua de miliequivalentes por 100 g de suelo ($meq/100g$), la cual equivale al mismo valor en $cmol_c kg^{-1}$ ($1 meq/100g = 1 cmol_c kg^{-1}$). La expresión $cmol_c kg^{-1}$ enfatiza que las reacciones de intercambio ocurren en base a carga por carga (y no ión por ión).

Métodos de determinación de la capacidad de intercambio de cationes

Existen diferentes métodos para determinar la CIC de un suelo. En forma general, se usa una solución concentrada de un catión particular (ej. NH_4^+ , Na^+ , Ba^{+2} , Sr^{+2}), con la cual se lixivia el suelo. Esto proporciona un gran número de cationes que puede reemplazar completamente todos los cationes intercambiables que están presentes originalmente en el suelo. Luego, se puede determinar la CIC midiendo ya sea la cantidad de catión agregado que se adsorbió o las cantidades de cada uno de los cationes liberados del complejo de intercambio (usualmente: Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^+ , Na^+ y Al^{+3}).

Debido a que la carga variable del suelo depende del pH de la solución suelo, los valores de CIC están fuertemente influenciados por el pH al cual se realiza la determinación. Los valores más usados son pH 7,0 (CIC-7), pH 8,2 (CIC-8,2) y el pH del suelo (CIC efectiva = CICE). Estos métodos pueden dar valores significativamente diferentes, por lo que es importante conocer el método usado cuando se comparan los suelos en base a la CIC.

Capacidad de intercambio de cationes a pH 7,0

La determinación de la CIC a pH 7,0 (CIC-7) consiste en saturar el suelo con una solución de acetato de amonio o de sodio concentrada (1 mol L⁻¹) a pH 7,0, lavar el exceso de solución con etanol y liberar el amonio o el sodio adsorbido con solución de acetato de sodio o de amonio a pH 7,0, respectivamente. Posteriormente en el extracto se determina la cantidad liberada de amonio o de sodio.

Capacidad de intercambio de cationes a pH 8,2

La determinación de la CIC a pH 8,2 (CIC-8,2) consiste en determinar, por una parte, los cationes no ácidos o bases intercambiables (Ca⁺², Mg⁺², K⁺ y Na⁺) y, por otra parte, la acidez extraíble a pH 8,2. Luego se suman las bases y la acidez:

$$CIC-8,2 = Ca^{+2} + Mg^{+2} + K^{+} + Na^{+} + \text{acidez extraíble}$$

Capacidad de intercambio de cationes efectiva

La CICE es la capacidad de intercambio de cationes que tiene un suelo a su pH. Es decir, es una estimación de la carga negativa al pH del suelo y corresponde a la suma de los cationes intercambiables. Generalmente, los cationes ácidos o acidez intercambiable, están constituidos principalmente por aluminio intercambiable, siendo el hidrógeno intercambiable proporcionalmente mucho menor (excepto en los suelos orgánicos donde el hidrógeno intercambiable es importante) por lo que la CICE puede estimarse según la ecuación:

$$CICE = Ca^{+2} + Mg^{+2} + K^{+} + Na^{+} + Al^{+3}$$

Significado de la CIC-7, CIC-8,2 y CICE

La CIC-7 es aplicable a todos los suelos y es la más usada para comparar suelos en base a la CIC.

La CIC-8,2 no se determina en suelos que contienen carbonatos libres debido a que parte de los cationes de los carbonatos son extraídos junto con los cationes intercambiables. La principal aplicación de la CIC-8,2 es en la clasificación de suelos en la Taxonomía de Suelos. La CIC-8,2 generalmente es mayor que la CIC-7, debido a que la CIC aumenta con el incremento del pH.

La CICE es de mayor utilidad en las interpretaciones agronómicas, pero se aplica solamente a los suelos ácidos y no se informa en suelos que contienen sales solubles. En los suelos de pH < 7,0, generalmente se cumple la relación:

$$\text{CIC-8,2} > \text{CIC-7} > \text{CICE}$$

La diferencia entre los valores obtenidos con los diferentes métodos de determinación de la CIC es una indicación de la carga dependiente del pH del suelo generada con el cambio de pH.

Capacidad de intercambio de cationes de los suelos

La CIC de un suelo dado está determinada por las cantidades relativas de los diferentes coloides presentes en el suelo y por la CIC de cada uno de los coloides. Los suelos arenosos generalmente son bajos en todos los materiales coloidales, por lo tanto, normalmente tienen valores bajos de CIC. Los coloides orgánicos tienen muy alta carga negativa (Cuadro 4), por lo que la CIC es alta comparada con la de los coloides inorgánicos, especialmente caolinita y óxidos de Fe y Al. Generalmente, la CIC proveniente del humus juega un rol predominante en las reacciones de intercambio de los suelos. Estudios realizados en Chile indican que la contribución del carbono orgánico en la CIC es altamente significativa (Carrasco y Sadzawka, 1985; Sadzawka *et al.*, 1995; Luzio *et al.*, 2001, 2003).

En el Cuadro 5 se muestran los rangos de CICE y CIC de los primeros 0,20 m de perfiles pertenecientes a ocho diferentes Órdenes de suelos ubicados entre la V Región de Valparaíso y la X Región de Los Lagos, publicados por el Centro de Información de Recursos Naturales (CIREN).

Cuadro 5. CICE y CIC-7 de los primeros 0,20 m de suelos ubicados entre la Regiones V y X de Chile. (CIREN, 1996a, 1996b, 1997a, 1997b, 1999a, 1999b, 2003)

Orden Soil Taxonomy	CICE		CIC-7	
	Rango	Promedio	Rango	Promedio
	(cmol+ kg ⁻¹)			
Ultisols	2 - 9	5	17 - 60	23
Andisols	1 - 18	6	7 - 76	37
Entisols	2 - 13	7	4 - 36	11
Inceptisols	1 - 35	7	4 - 87	16
Alfisols	2 - 26	10	4 - 49	19
Mollisols	4 - 56	17	5 - 64	22
Vertisols	15 - 67	33	17 - 75	41
Histosols			71 - 72	72

Los Ultisols son suelos ácidos que presentan los valores más bajos de CICE, debido a que sus arcillas están dominadas por caolinita y óxidos de hierro y aluminio que tienen carga negativa baja (Cuadro 4). Sin embargo, debido a la presencia de materia orgánica, a pH 7 se desarrolla una gran cantidad de carga negativa variable que se ve reflejada en la CIC-7. Lo mismo ocurre en los

Andisols, cuyos principales coloides inorgánicos son alófana e imogolita, de baja carga negativa al pH ácido normal de estos suelos, pero que pueden desarrollar gran carga variable al aumentar el pH, lo cual sumado al contenido variable de carbono orgánico (2 a 16%), explican el rango amplio de los valores de CIC-7. Los Entisols, Inceptisols, Alfisols y Mollisols poseen diferentes tipos y concentraciones de coloides inorgánicos, pero, en general, tienen valores de pH más altos y contenidos de materia orgánica más bajos que los suelos de los Órdenes anteriores, por lo que el incremento de la carga negativa a pH 7 es mucho menor. Los Vertisols son altos en arcillas expandibles, principalmente montmorrillonita, que tienen una carga negativa alta lo cual explica los valores más altos de CICE y de CIC-7 que presentan, entre los suelos minerales. Los Histosols, aunque están representados por sólo dos Series de Suelos, reflejan la alta CIC-7 de los coloides orgánicos.

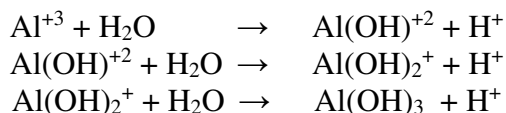
Cationes intercambiables

Los cationes intercambiables que generalmente se encuentran en mayor concentración en los suelos pueden dividirse en:

- Cationes no ácidos o bases de intercambio: Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^{+} y Na^{+} .
- Cationes ácidos o acidez intercambiable: H^{+} y Al^{+3} (incluyendo formas hidroxiladas).

Los cationes Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^{+} y Na^{+} no se hidrolizan formando bases; por lo tanto, la denominación de bases de intercambio no es químicamente correcta y su nombre probablemente proviene del hecho que, si aumenta su proporción en el complejo coloidal, disminuye la de cationes ácidos y, consecuentemente, el pH de la solución suelo será mayor, aunque varios factores pueden modificar esta relación. Para evitar esta ambigüedad, Brady y Weil (2002) proponen el nombre de “cationes no ácidos”. La distribución de los cationes intercambiables no ácidos en el suelo depende del material parental y de los cambios ocurridos durante su génesis. Sin embargo, en la mayoría de los suelos de $\text{pH} > 5,5$ el orden es $\text{Ca}^{+2} > \text{Mg}^{+2} > \text{K}^{+} > \text{Na}^{+}$. En los suelos sódicos, el Na^{+} ocupa el 15% o más del complejo de intercambio.

Los cationes ácidos, cuando son liberados a la solución suelo, producen un aumento de la concentración de H^{+} y, por lo tanto, una disminución del pH. El Al^{+3} en solución acuosa tiende a hidrolizarse, es decir, a combinarse con agua liberando H^{+} , según las ecuaciones siguientes:



La solución suelo está en equilibrio dinámico, en cuanto a su composición iónica, con los iones de la doble capa de los coloides. Esto significa que, si la solución pierde cationes básicos por lixiviación o por absorción por las raíces, se liberan bases de intercambio para mantener el equilibrio y los sitios negativos correspondientes se neutralizan con cationes ácidos. De esta manera el suelo se va acidificando, la carga variable negativa va disminuyendo, el suelo se va empobreciendo en su fertilidad y pueden aparecer problemas graves de toxicidad, principalmente de aluminio.

Saturación de cationes

Los cationes específicos asociados con los coloides tienen una marcada influencia sobre las propiedades del suelo y difieren según el clima de la región. En regiones húmedas, generalmente predominan los cationes Ca^{+2} , Al^{+3} (y sus formas hidroxiladas) e H^+ . En las regiones de baja pluviosidad, generalmente predominan los cationes Ca^{+2} , Mg^{+2} y Na^+ . La proporción de la CIC que está satisfecha con un catión en particular se denomina **saturación** de ese catión y se expresa en porcentaje. Esta terminología es especialmente útil para identificar las proporciones relativas de fuentes de acidez y alcalinidad en los suelos. Así, el porcentaje de saturación de cationes ácidos (Al^{+3} e H^+) da una indicación de las condiciones ácidas del suelo, en cambio un porcentaje alto de saturación de cationes no ácidos (también llamado **porcentaje de saturación básica**) indica una tendencia a la neutralidad y alcalinidad.

Sin embargo, existe ambigüedad en el concepto de saturación de cationes debido a que el porcentaje obtenido depende de si se calcula sobre la CICE, CIC-7,0 o CIC-8,2:

$$\text{Saturación básica (\%)} = \frac{\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2} + \text{K}^+ + \text{Na}^+}{\text{CIC}} \times 100$$

donde la *CIC* puede ser CIC-7,0, CIC-8,2 o CICE.

La saturación básica calculada usando la CIC-7 o la CIC-8,2 prácticamente se usa como criterio sólo con propósitos de clasificación en la Taxonomía de Suelos.

Para los propósitos de fertilidad de suelo, es más relevante usar la CICE para calcular la saturación de los cationes intercambiables, especialmente Ca^{+2} , Mg^{+2} y K^+ ; ya que la nutrición vegetal no sólo depende de la disponibilidad individual de estos nutrientes, sino también de la relación entre ellos. En los suelos ácidos, adquiere especial importancia la saturación de Al^{+3} , ya que la toxicidad de este elemento para las plantas es el principal problema en estos suelos y su relación con los otros cationes del complejo de intercambio generalmente es más determinante del efecto sobre las plantas que la cantidad misma de aluminio intercambiable presente.

$$\text{Saturación de aluminio (\%)} = \frac{\text{Al}^{+3}}{\text{CICE}} \times 100 = \frac{\text{Al}^{+3}}{\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2} + \text{K}^+ + \text{Na}^+ + \text{Al}^{+3}} \times 100$$

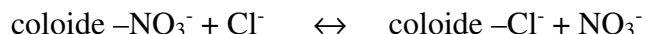
La suma de los cationes no ácidos liberados del complejo de intercambio con una solución salina concentrada en el método usual, se considera igual a la suma de bases intercambiables, a menos que estén presentes en el suelo carbonatos, yeso u otras sales. Cuando esto ocurre, la suma de bases extraíbles típicamente excede el 100% de la CIC. En este caso, se asume una saturación básica de 100%.

ADSORCIÓN E INTERCAMBIO DE ANIONES

Hasta este punto, se han considerado principalmente los coloides que tienen carga negativa neta debido a que generalmente es la condición dominante. Sin embargo, el término ‘neta’ implica que también están presentes sitios positivamente cargados, aunque por lo general en menor proporción. Los coloides con carga variable: alófana, coloides orgánicos, caolinita y óxidos de hierro y aluminio (Cuadro 4), en condiciones de acidez, pueden ser una fuente importante de carga positiva en los suelos. Los aniones solubles son adsorbidos e intercambiados sobre estas superficies positivamente cargadas por mecanismos similares a los responsables de la adsorción de cationes. Es decir, por **adsorción no específica** o por **formación de complejos de esfera externa** y por **adsorción específica** o por **formación de complejos de esfera interna** (Figura 11).

Adsorción no específica de aniones

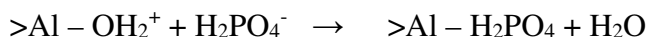
En la adsorción no específica de aniones las cargas positivas de los coloides atraen e intercambian aniones hidratados, tales como nitrato (NO_3^-), cloruro (Cl^-) y sulfato (SO_4^{2-}), formando complejos de esfera externa, donde el anión está débilmente unido a la superficie sólo por fuerzas de atracción electrostáticas, y puede ser fácilmente reemplazado por otro anión, según se ilustra en la Figura 11 y en el siguiente esquema:



Al igual que en el intercambio de cationes, las reacciones de intercambio de aniones son rápidas, reversibles y ocurren con cantidades equivalentes de carga. Pero, en contraste con la capacidad de intercambio de cationes, la capacidad de intercambio de aniones generalmente disminuye con el aumento del pH.

Adsorción específica de aniones

La adsorción específica de aniones ocurre con algunos aniones como fosfatos, molibdatos y sulfatos que pueden reaccionar con las superficies de los coloides del suelo formando complejos de esfera interna, donde el anión participa deshidratado y se une directa y fuertemente con la superficie del coloide por enlaces iónicos, covalentes o combinación de ambos. Como ejemplo, en la Figura 11 se muestra al ión fosfato, H_2PO_4^- , compartiendo electrones con el aluminio en la capa octaédrica del coloide. Esta reacción reduce la carga positiva del coloide según el siguiente esquema:



Otros aniones no pueden reemplazar fácilmente a un anión que está formando un complejo de esfera interna debido a la relativa fortaleza de los enlaces.

Las reacciones de adsorción e intercambio de aniones regulan la movilidad y la disponibilidad de muchos iones importantes en el suelo. Junto con el intercambio de cationes, determinan la

habilidad del suelo para mantener los nutrientes en una forma disponible para las plantas al mismo tiempo que retardan el movimiento de contaminantes en el ambiente.

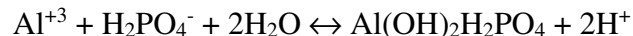
Retención de fósforo

El fósforo es un elemento esencial para el desarrollo vegetal y aun cuando en la mayoría de las especies el contenido total de fósforo en el tejido de hojas sanas no es alto (generalmente 0,2 a 0,4% de la materia seca), es común el desarrollo de extremas deficiencias de fósforo en ecosistemas agrícolas cuando no se aplican fuentes suplementarias de este elemento a los suelos. Esto se debe, en primer lugar, a que los compuestos de fósforo que se encuentran comúnmente en los suelos generalmente son muy insolubles y por lo tanto no disponibles para las plantas. Y, en segundo lugar, a que cuando se agregan fertilizantes con fuentes solubles de fósforo a los suelos, una fracción importante del fósforo puede hacerse no disponible para las plantas por reacciones de adsorción y precipitación. El conjunto de estas reacciones se engloban generalmente en el término **fijación de fósforo** o, más adecuado, **retención de fósforo**, porque el fósforo no se fija permanentemente sino que se va liberando a la solución suelo lentamente en el tiempo.

El tipo de reacción responsable de la retención de fósforo depende de las características del suelo y especialmente del pH. En suelos ácidos, la retención de fósforo agregado se produce principalmente por reacción con Al, Fe y Mn, que se encuentran ya sea como iones disueltos, como óxidos, como óxidos hidratados que recubren las partículas del suelo o en la superficie de los minerales de carga variable. En suelos alcalinos y calcáreos, la principal reacción es de precipitación de varios compuestos de fosfato de calcio. En suelos de pH moderado, la retención de fósforo se produce fundamentalmente por adsorción sobre la superficie y bordes de los minerales de carga variable.

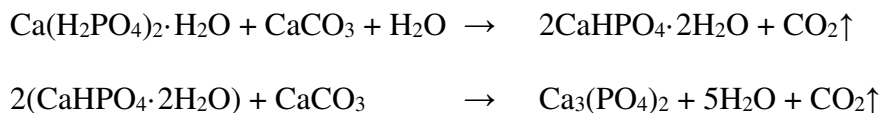
Reacciones de precipitación

En suelos fuertemente ácidos es común la presencia de suficiente cantidad de Al, Fe y/o Mn solubles como para precipitar el fosfato soluble por una reacción tal como la siguiente:

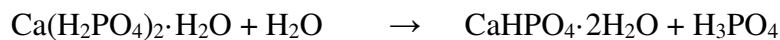


El precipitado recién formado es ligeramente soluble y algo de fósforo está disponible para las plantas. Pero, con el tiempo, el precipitado se hace más insoluble y el fósforo llega a ser completamente no disponible para la mayoría de las plantas.

En suelos alcalinos el fosfato soluble reacciona rápidamente con calcio para formar una secuencia de productos de solubilidad decreciente. Por ejemplo, el fosfato monocálcico ($\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$) altamente soluble que se agrega como superfosfato, reacciona rápidamente con el carbonato de calcio en el suelo para formar primero fosfato dicálcico ($\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) ligeramente soluble y luego fosfato tricálcico ($\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$) muy insoluble, según las siguientes reacciones:



En suelos de pH moderado la adición de fertilizantes con fósforo soluble como el superfosfato, también produce retención de fósforo por reacciones de precipitación. Esto se explica porque el fosfato monocalcico ($\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$) atrae agua hacia el gránulo formando ácido fosfórico, según la siguiente reacción:



La solución de H_3PO_4 , con un pH de alrededor de 1,4, se mueve fuera del gránulo disolviendo y desplazando suficientes cantidades de hierro, aluminio y manganeso del suelo como para reaccionar con el fosfato, formando compuestos de baja solubilidad.

Afortunadamente, la solubilidad el fosfato en los precipitados con Al, Fe, Mn y Ca recién formados aunque es baja, permite que una cierta cantidad de fósforo quede disponible para ser absorbido por las plantas. Pero, con el envejecimiento, la solubilidad de los precipitados disminuye y, por lo tanto, también la disponibilidad de fósforo.

Reacciones de adsorción

Además de la reacciones de precipitación, el ión fosfato sufre en el suelo reacciones de adsorción, tanto de esfera externa o no específica, como de esfera interna o específica.

En las reacciones de adsorción no específica, los aniones fosfatos hidratados son atraídos hacia la superficie de los coloides que desarrollan cargas positivas formando complejos de esfera externa, los cuales están sujetos a intercambio con otros aniones como OH^- , SO_4^{2-} , MoO_4^{2-} o ácidos orgánicos ($\text{R}-\text{COO}^-$). Debido a que la formación de complejos de esfera externa es reversible, puede aumentarse la disponibilidad de fósforo presente en este tipo de complejos, encalando el suelo para aumentar los iones OH^- o agregando materia orgánica para aumentar los aniones orgánicos capaces de reemplazar los aniones H_2PO_4^- .

Las reacciones de adsorción específica son generalmente causantes de la mayor retención de fósforo en suelos ácidos y ocurre con Al, Fe y Mn de la superficie de minerales de arcilla con carga variable y de óxidos cristalinos y no cristalinos.

El mecanismo consiste en el reemplazo de un hidroxilo estructural por un ión fosfato no hidratado para formar un complejo de esfera interna. Esta reacción une al fosfato tan firmemente que no puede ser fácilmente reemplazado por otros aniones y la disponibilidad de fósforo para las plantas es muy baja. Con el tiempo, un segundo oxígeno del ión fosfato puede reemplazar un segundo hidroxilo, de manera que el fosfato queda unido a dos átomos de Al (o Fe) formando una unión binuclear estable (Figura 16). Cuando esto ocurre, el fosfato pasa a formar parte integral del mineral y su liberación a la solución suelo es extremadamente lenta.

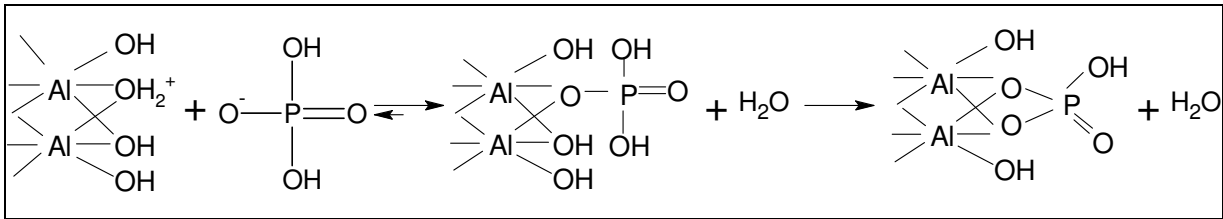


Figura 16. Reacción del ión fosfato con una superficie de Al hidroxilado formando finalmente un complejo de esfera interna con una unión binuclear estable.

El fósforo unido a los óxidos de hierro por los mecanismos descritos, es muy insoluble bajo condiciones de buena aireación. Sin embargo, una condición anaeróbica prolongada puede reducir el hierro de Fe^{+3} a Fe^{+2} , haciendo que los complejos de hierro-fosfato sean mucho más solubles y liberen el fósforo a la solución. Este mecanismo mejora la disponibilidad de fósforo en suelos usados en cultivos bajo inundación, como el arroz. También explica la gradual liberación del fósforo unido a partículas de suelo cuando estas se acumulan en los sedimentos del fondo de ríos y lagos, agravando el problema de la eutricación.

Capacidad de retención de fósforo de los suelos

La capacidad de retención de fósforo, también llamada **fijación de fósforo**, es una característica del suelo y se determina agitando por 24 horas una determinada cantidad de suelo con una solución de fósforo de concentración conocida y luego se determina el fósforo remanente en la solución. La diferencia entre la concentración inicial y final de la solución suelo representa la cantidad de fósforo retenido por el suelo (USDA, 1995, 1996).

En la Taxonomía de Suelos (Soil Survey Staff, 1999), la retención de fósforo es un criterio para las propiedades ándicas del suelo. Los Andisols y otros suelos que contienen cantidades significativas de alófana, imogolita u otros minerales pobremente cristalinos, tienen una alta capacidad de retención de fósforo, pudiendo llegar a retener un 99% del fósforo agregado (Besoain y Sadzawka, 1999; CIREN 1999a, 1999b, 2003; Sadzawka y Carrasco, 1985; Sadzawka y Bernier, 1986).

Capacidad tampón de fósforo

Las prácticas de manejo del fósforo en la agricultura incluyen dos aspectos fundamentales: la estimación del suministro de fósforo del suelo para las plantas y, si este es bajo, la dosis de fósforo que debe agregarse al suelo para suplir la deficiencia en forma eficiente y económica.

En Chile, debido a la gran variabilidad de suelos que posee y a la alta proporción de suelos con predominio de carga variable, los investigadores en fertilidad de suelos dedicaron considerables esfuerzos a buscar un método de extracción de fósforo del suelo que correlacionara con la respuesta de las plantas a los fertilizantes fosforados en una amplia gama de suelos (Araos, 1969, 1971; Rodríguez y Cayo, 1975; Rodríguez *et al.*, 1980; Opazo *et al.*, 1990). De las investigaciones realizadas se concluyó que el mejor extractante para el fósforo disponible en los

suelos chilenos es la solución de bicarbonato de sodio $0,5 \text{ mol L}^{-1}$ a pH 8,5 (método denominado P-Olsen).

Para estimar la dosis de corrección de fósforo, en los suelos que se consideran deficientes, se utiliza la **capacidad tampón de fósforo**, también conocida como **CP**, que se define como la cantidad de fósforo, expresada en kg de P, que se debe agregar al suelo para subir en 1 mg kg^{-1} el P-Olsen de una hectárea de suelo hasta una profundidad de 0,20 m. La determinación de la CP se realiza por incubación de un volumen de suelo, a 60°C por 24 horas, con y sin adición de fósforo y luego determinación del P-Olsen. Para calcular la CP se divide el P agregado por la diferencia entre el P-Olsen de la muestra incubada con y sin adición de P, y el resultado se multiplica por 2, para considerar una profundidad de 0,20 m (Sadzawka *et al.*, 2003). La incubación a 60°C por 24 horas equivale al menos a 30 días a 25°C (Barrow y Cox, 1990; Mora y Barrow, 1996), por lo que este método de estimación del CP da cuenta de la retención de fósforo en la temporada de cultivo.

BIBLIOGRAFÍA

- AMÉSKETA, M. y ARAGÜÉS, R. 1989. Estabilidad estructural de suelos afectados por sales: Revisión bibliográfica. *Anales Edafología y Agrobiología*, 20 p.
- ARAOS, F. 1969. Comparación de métodos de análisis de fósforo para predecir la respuesta de algunos suelos de Ñuble. *Agricultura Técnica (Chile)*, 29(4): 170-174.
- ARAOS, F. 1971. Comparación de métodos de análisis de suelo para estimar la disponibilidad de fósforo. *Agricultura Técnica (Chile)*, 31(2): 75-81.
- BARROW, N.J. and V.C. COX. 1990. A quick and simple method for determining the titration curve and estimating the lime requirement of soil. *Australian Journal of Soil Research*, 28: 685-694.
- BESOAIN, E. y SADZAWKA A. 1999. Fenómenos de retención de fósforo en los suelos volcánicos y sus consecuencias. 2.1. Factores dependientes del suelo: ejemplos en Chile. pp: 27-36. *In: Besoain M, E.C. Rojas W. y A. Montenegro B. (eds.). Las rocas fosfóricas y sus posibilidades de uso agrícola en Chile. Colección Libros INIA N°2. Instituto de Investigaciones Agropecuarias, Chile.*
- BRADY, N.C. and R.R. WEIL. 2002. *The nature and properties of soils*. 13th Edition. Prentice Hall, New Jersey, USA. 960 p.
- CARRASCO, A. y SADZAWKA A. 1985. Intercambio iónico. pp: 349-372. *In: Tosso T.J. (ed.). Suelos volcánicos de Chile. Talleres Gráficos INIA, Santiago, Chile.*
- CIREN. 1996a. Estudio agrológico. VI Región. Tomos 1 y 2. Centro de Información de Recursos Naturales. Publicación 114. 476 p.
- CIREN. 1996b. Estudio agrológico. Región Metropolitana. Tomos 1 y 2. Centro de Información de Recursos Naturales. Publicación 115. 464 p.
- CIREN. 1997a. Estudio agrológico. V Región. Tomos 1 y 2. Centro de Información de Recursos Naturales. Publicación 116. 398 p.
- CIREN. 1997b. Estudio agrológico. VII Región. Tomos 1 y 2. Centro de Información de Recursos Naturales. Publicación 117. 660 p.
- CIREN. 1999a. Estudio agrológico. VIII Región. Tomos 1 y 2. Centro de Información de Recursos Naturales. Publicación 121. 586 p.
- CIREN. 1999b. Estudio agrológico. IX Región. Centro de Información de Recursos Naturales. Publicación 122. 326 p.
- CIREN. 2003. Estudio agrológico. X Región. Centro de Información de Recursos Naturales. Publicación 123, 412 p.
- FAO. 1977. Guía para la descripción de perfiles de suelo. Food and Agriculture Organization, Roma, Italia. 60 p.
- IOWA STATE UNIVERSITY. 2003. Chemistry courses. Disponible en el WWW: <http://avogadro.chem.iastate.edu/CHEM571/Lectures/Lecture03.pdf> Citado: julio 2004.
- LINDSAY, W.L. 1979. *Chemical equilibria in soils*. John Wiley & Sons, New York, USA, 449 p.
- LUZIO L.W., A. SADZAWKA R., E. BESOAIN M. y P. LARA G. 2001. Inceptisoles de la Cordillera de la Costa en la X Región (40°15' - 41°00') de Chile. *Revista de la Ciencia del Suelo y Nutrición Vegetal*, 1(2): 1-16.
- LUZIO L.W., A. SADZAWKA R., E. BESOAIN M. y P. LARA G. 2003. Influencia de materiales volcánicos en la génesis de suelos rojos arcillosos. *Revista de la Ciencia del Suelo y Nutrición Vegetal*, 3(1): 37-52.
- MORA, M.L. and N.J. BARROW. 1996. The effects of time of incubation on the relation between charge and pH of soil. *European Journal of Soil Science*, 47: 131-136.
- NELSON, S.A. 2002. Coordination and Pauling's rules. Disponible en el WWW: <http://www.tulane.edu/~sanelson/geol211/paulingsrules.htm> Citado: julio 2004.
- OPAZO J. D., CARRASCO, A. y NAZAL, J. 1990. Evaluación de métodos de extracción de fósforo disponible en suelos de origen aluvial para los cultivos de maíz y frejol. *Investigación Agrícola*, 10(1): 1-11.
- PORTA J., LÓPEZ-ACEVEDO, M. y ROQUERO, C. 1999. *Edafología para la agricultura y el medio ambiente*. 2ª Edición. Ediciones Mundi-Prensa, Madrid, España. 849 p.
- RODRÍGUEZ, J. y CAYO, A. 1975. Comparación de métodos para evaluar la disponibilidad de nutrientes en suelos de terrazas marinas de la zona central. 1. Fósforo. *Ciencia e Investigación Agraria*, 2(1): 3-10.
- RODRÍGUEZ, J., SILVA, H., BERNIER, R. y SIERRA, C. 1980. Evaluación de métodos químicos para estimar la disponibilidad de fósforo en suelos de la X Región, Chile. *Ciencia e Investigación Agraria*, 7(3): 229-236.

SADZAWKA, A. y BERNIER R. 1986. Efecto de la fertilización fosfatada sobre un suelo con carga variable, bajo pradera en pastoreo. *Agricultura Técnica (Chile)*, 46(3): 341-348.

SADZAWKA, A. y CARRASCO A. 1985. Fósforo. pp: 373-405. *In*: Tosso T.J. (ed.). *Suelos volcánicos de Chile*. Talleres Gráficos INIA, Santiago, Chile.

SADZAWKA, A., PERALTA M., IBARRA M., PERALTA J.M. y FUENTES J.P. 1995. Características químicas de suelos forestales chilenos. *Bosque*, 16(1): 9-28.

SADZAWKA, A., MORA M.L., GREZ R. y FLORES H. 2003. Capacidad tampón de fósforo, parámetro relevante para la rentabilidad agrícola-ambiental. *Boletín Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo*, 19: 211-216.

SOIL SURVEY STAFF. 1999. *Soil taxonomy*. 2nd Edition. United States Department of Agriculture, National Resources Conservation Service, Agricultural Handbook N°436. U.S Gov. Printing Office, Washington, D.C., USA. 869 p.

USDA. 1995. *Soil survey laboratory information manual*. Soil Survey Investigations Report N°45. Version 1.0. Lincoln, Nebraska, USA. 305 p.

USDA. 1996. *Soil survey laboratory methods manual*. Soil Survey Investigations Report N°42. Version 3.0. Washington DC, USA. 693 p.

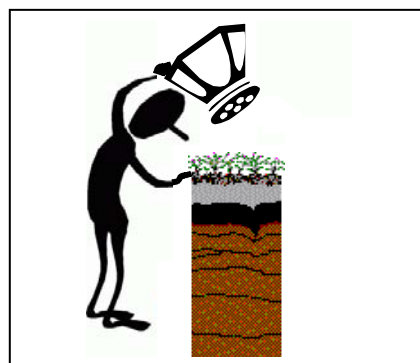
5

QUÍMICA, DIAGNÓSTICO Y RECUPERACIÓN DE SUELOS AFECTADOS POR SALES

Angélica Sadzawka R.

**Instituto de Investigaciones Agropecuarias,
Centro Regional de Investigación, La Platina**

SADZAWKA, A. 2006. Química, diagnóstico y recuperación de suelos afectados por sales. pp: 169-206. *In: Avances en el conocimiento de los suelos de Chile. (Re-edición, 2020). Luzio, W. y Casanova, M. (Eds.). Santiago, Chile*



INTRODUCCIÓN

En muchas regiones, la pluviosidad anual no es suficiente para compensar la evaporación de una cubierta vegetal, por lo tanto, cualquier adición de agua de otras fuentes, ya sea por ascenso capilar proveniente de las aguas subterráneas o por el riego, necesariamente implica un incremento de sales en el suelo, puesto que todas las aguas naturales contienen variables cantidades de sales. Es así entonces que todos los suelos de regiones áridas y semiáridas deben considerarse afectados a una salinización potencial. En Chile, los suelos afectados por sales se encuentran entre la I Región de Tarapacá y la Región Metropolitana, alcanzando superficies significativas en las Regiones I, II y III.

En los suelos bajo riego, en la medida que el agua agregada sea consumida por la vegetación y evaporada y, si la pluviosidad no es suficiente para lixiviar las sales, la salinización del suelo es inevitable, ya que las sales no se evaporan y se acumulan en el suelo. Un riego normal puede requerir la aplicación de 10 ML ha⁻¹ (1 m) de agua en una temporada de cultivo. Aunque el agua de riego sea de buena calidad (< 1 dS m⁻¹), la cantidad aportada de sales puede ser superior a 7 ton ha⁻¹ anuales (Sadzawka *et al.*, 1992).

Los iones Ca⁺² y Mg⁺² generalmente dominan el complejo de intercambio de los suelos afectados por sales. Sin embargo, en algunos suelos, el Na⁺ puede superar el 15% de saturación, con lo cual se pierde la agregación del suelo, los coloides se dispersan y se tapan los poros impidiendo la percolación del agua. Estos suelos, denominados **suelos sódicos**, son improductivos y difíciles de manejar.

QUÍMICA DE LOS SUELOS AFECTADOS POR SALES

Desde el punto de vista químico, la caracterización de los suelos afectados por sales requiere de relativamente pocos y más bien fácilmente determinables parámetros. Ellos se resumen a continuación.

Conductividad eléctrica

La conductividad eléctrica (CE) es la medición más importante desde el punto de vista de salinidad porque permite estimar la concentración total de sales disueltas. Se basa en el principio que la cantidad de corriente eléctrica transmitida por una solución salina aumenta cuando se incrementa la concentración de iones en la solución.

Para medir la CE, se coloca una muestra de solución entre dos electrodos de geometría conocida y se aplica un potencial eléctrico a través de los electrodos. Luego se mide la resistencia de la solución y se convierte a resistencia recíproca o conductancia. La unidad de resistencia es el ohm

y la unidad de resistencia recíproca se denominó “mho”. Su equivalencia en el Sistema Internacional de Unidades es el Siemens (S). El resultado se multiplica por la constante de la celda, que tiene las unidades de 1 cm^{-1} (es decir: cm cm^{-2}), con lo cual se elimina el factor de geometría de la medida.

En la mayoría de los sistemas naturales, el Siemens (al igual que el mho) es demasiado grande para medir la conductancia eléctrica. Por esto, como unidad de trabajo de la conductividad eléctrica de los suelos se usa dS m^{-1} (equivalente a la unidad no SI utilizada anteriormente: mmhos/cm).

Debido a que la CE de una solución salina aumenta aproximadamente 2% por cada grado centígrado de incremento de la temperatura, todos los valores deben ser estandarizados por conversión a valores equivalentes a la temperatura de referencia de 25°C . Esto puede realizarse ya sea usando tablas de conversión o un termo compensador dentro de la celda de medida.

Extracto de saturación

Para la medición de la conductividad eléctrica en los suelos se requiere de un extracto acuoso de suelo. Comúnmente éste se obtiene por succión de una pasta de suelo saturada con agua (Sadzawka, 1990; Sadzawka *et al.*, 2000; Sadzawka, 2001). La ventaja de este método radica en el hecho que el porcentaje de agua con que se satura un suelo está relacionado directamente con los distintos valores de concentración de agua del suelo en condiciones naturales.

Para un amplio margen de texturas, con excepción de los suelos arenosos, el porcentaje de saturación de agua es, en promedio, igual a dos veces (con un rango entre 1,8 y 2,5) el porcentaje de agua equivalente a la capacidad de campo y cuatro veces (con un rango entre 3 y 5) el porcentaje de agua equivalente al punto de marchitez permanente (Roades y Miyamoto, 1990). La concentración de sales solubles en el extracto de saturación tiende, por lo tanto, a ser alrededor de la mitad de la concentración de la solución suelo en el límite superior del contenido de agua y alrededor de la cuarta parte de la concentración que tendría la solución suelo en el límite inferior del contenido de agua.

$$\begin{aligned}CE_{cc} &\approx 2 \times CE_{es} \\CE_{pmp} &\approx 4 \times CE_{es}\end{aligned}$$

Donde CE_{cc} corresponde a la CE de la solución suelo a capacidad de campo, CE_{es} es la CE del extracto de la pasta saturada de suelo, y CE_{pmp} es la CE de la solución suelo en el punto de marchitez permanente.

En los suelos arenosos estas relaciones no se cumplen debido a que los poros grandes que se llenan de agua al hacer la pasta saturada, no retienen la misma cantidad de agua bajo condiciones de campo. Lo cual se traduce en que el porcentaje de saturación de agua en estos suelos es de alrededor de cuatro veces el porcentaje de agua en la capacidad de campo (van Hoorn y van Alphen, 1988).

Cuando en el suelo se presentan sales poco o moderadamente solubles, tales como la calcita (CaCO_3) y el yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), éstas afectan las relaciones, debido a que precipitan cuando se excede su producto de solubilidad. Se estima una solubilización de 2-5 mmol L^{-1} de CaCO_3 y de 10-25 mmol L^{-1} de $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ cuando se prepara la pasta saturada, lo cual incrementa la CE del extracto de saturación en un promedio de 0,8 y 2,5 dS m^{-1} , respectivamente (van Hoorn y van Alphen, 1988; USDA, 1996).

Otros métodos

La CE puede determinarse también en extractos acuosos de suelos más diluidos, 1:1, 1:5, etc., que son más fáciles de obtener que el extracto de saturación, pero ellos tienen menor relación con el contenido de agua del suelo en el campo. Además, se favorecen los errores debidos a peptización, hidrólisis, intercambio catiónico y disolución de minerales. Esto es particularmente válido en los suelos yesíferos donde la disolución del yeso afecta significativamente la concentración de sales disueltas. Hay que considerar, además, que la mayor parte de la información relacionada con la tolerancia de los cultivos a la salinidad está expresada en términos de la CE de los extractos de saturación. Sin embargo, los extractos acuosos 1:1, 1:2, 1:5, etc. pueden usarse cuando se desean monitorear los cambios relativos en la concentración de solutos, pero no son adecuados con fines de diagnóstico.

La estimación del contenido total de sales disueltas también puede determinarse en terreno. Un método consiste en preparar una pasta saturada con agua destilada y determinar en ella directamente la CE usando un conductímetro con una copa especial para colocar la pasta. Un segundo método usa 4 electrodos que se insertan espaciados en el suelo húmedo y se mide directamente la CE. Un tercer método utiliza un instrumento de inducción electromagnética que genera un campo magnético en el suelo, el cual induce pequeñas corrientes eléctricas que están relacionadas con la CE del suelo. Todos estos métodos, sin embargo, entregan valores de CE distintos al de la CE medida en el extracto de saturación. Por ejemplo, en suelos altamente salinos, los valores de CE medidos por el método del sensor de 4 electrodos son de alrededor de 1/5 de los valores que entrega el método estándar del extracto de saturación (Brady y Weil, 2002). Pero, los distintos valores de CE pueden ser convertidos en los valores de CE estándares si están lo suficientemente bien correlacionados.

Potencial osmótico

Las plantas son afectadas por el potencial osmótico (PO) de la solución suelo más que por su CE, sin embargo, debido a que la determinación del PO es mucho más engorrosa que la de la CE y a que existe una relación aceptable entre ambos parámetros, generalmente se usa la CE para caracterizar los efectos de la salinidad sobre el crecimiento y rendimiento de los cultivos.

Para definir el PO, es preciso definir primero la presión osmótica, que corresponde a la presión ejercida por los solutos disueltos en el agua. Esta presión hace que los solutos tiendan a migrar desde zonas de mayor concentración hacia zonas de menor concentración, hasta alcanzar el equilibrio.

Las raíces de las plantas son membranas semipermeables, que permiten el paso de agua pero no de solutos, por lo tanto, si existe una diferente presión osmótica en las soluciones interior y exterior de la raíz, se mueve agua y no solutos, para establecer el equilibrio. Evidentemente, el movimiento del agua ocurre desde la solución más diluida en solutos hacia la más concentrada. Para definir este fenómeno se estableció el PO, con las unidades de la presión osmótica pero con signo negativo:

$$\text{Presión osmótica} = - \text{Potencial osmótico}$$

La relación aproximada entre PO y conductividad eléctrica del extracto saturado de suelo (CE) a 25°C es (Jurinak, 1990; Roades y Miyamoto, 1990):

$$PO \text{ (kPa)} \approx - 40 \times CE \text{ (dS m}^{-1}\text{)}$$

Esta relación funciona bien para CE de extractos saturados de suelos en el rango de 3-30 dS/m. (Originalmente se usaba una constante de proporcionalidad de 36 que se había obtenido a 0°C).

Concentración iónica

En las aguas y en los extractos de suelos afectados por sales los cationes más importantes son calcio (Ca^{+2}), magnesio (Mg^{+2}), sodio (Na^{+}) y, en menor proporción, potasio (K^{+}). Los aniones más importantes son cloruro (Cl^{-}), sulfato (SO_4^{-2}), bicarbonato (HCO_3^{-}) y, si el pH es mayor de 9, se encuentra carbonato (CO_3^{-2}).

Las unidades, según el Sistema Internacional (SI), en que se expresan actualmente las concentraciones de los iones se encuentran en el Cuadro 1.

Para convertir las concentraciones de iones solubles de $\text{mmol}_c \text{ L}^{-1}$ en mg L^{-1} en el extracto de suelo o en mg kg^{-1} de suelo seco, pueden usarse los cuadros 2 y 3, respectivamente.

Cuadro 1. Unidades en que se expresa la concentración de iones solubles

Parámetro	Unidades	
	No SI	SI
Cationes solubles	meq L ⁻¹ (miliequivalentes por litro)	mmol+ L ⁻¹ (milimoles de carga positiva por litro)
Aniones solubles	meq L ⁻¹ (miliequivalentes por litro)	mmol- L ⁻¹ (milimoles de carga negativa por litro)
Iones solubles	meq L ⁻¹ (miliequivalentes por litro)	mmol _c L ⁻¹ (milimoles de carga por litro)
Iones solubles	ppm (partes por millón)	mg L ⁻¹ (miligramos por litro)

Cuadro 2. Factores de conversión de unidades de concentración de iones solubles

Para convertir mmol_e L⁻¹ en mg L⁻¹		
multiplicar: mmol_e L⁻¹	por:	para obtener: mg L⁻¹
Ca ⁺²	20,04	Ca ⁺²
Mg ⁺²	12,16	Mg ⁺²
Na ⁺	23,00	Na ⁺
K ⁺	39,10	K ⁺
NH ₄ ⁺	18,04	NH ₄ ⁺
NH ₄ ⁺	14,01	N
Cl ⁻	35,46	Cl ⁻
SO ₄ ⁻²	48,03	SO ₄ ⁻²
SO ₄ ⁻²	16,03	S
HCO ₃ ⁻	61,01	HCO ₃ ⁻
CO ₃ ⁻²	30,00	CO ₃ ⁻²
NO ₃ ⁻	62,01	NO ₃ ⁻
NO ₃ ⁻	14,01	N
B(OH) ₄ ⁻	10,81	B
PO ₄ ⁻³	31,66	PO ₄ ⁻³
PO ₄ ⁻³	10,33	P

Cuadro 3. Factores de conversión de unidades de concentración de iones solubles

Para convertir mmol_c L⁻¹ en mg kg⁻¹ de suelo		
multiplicar: mmol _c L ⁻¹	por:	para obtener: mg kg ⁻¹
Ca ⁺²	20,04 x PSA/100	Ca
Mg ⁺²	12,16 x PSA/100	Mg
Na ⁺	23,00 x PSA/100	Na
K ⁺	39,10 x PSA/100	K
NH ₄ ⁺	18,04 x PSA/100	NH ₄
NH ₄ ⁺	14,01 x PSA/100	N
Cl ⁻	35,46 x PSA/100	Cl
SO ₄ ⁻²	48,03 x PSA/100	SO ₄
SO ₄ ⁻²	16,03 x PSA/100	S
HCO ₃ ⁻	61,01 x PSA/100	HCO ₃
CO ₃ ⁻²	30,00 x PSA/100	CO ₃
NO ₃ ⁻	62,01 x PSA/100	NO ₃
NO ₃ ⁻	14,01 x PSA/100	N
B(OH) ₄ ⁻	10,81 x PSA/100	B
PO ₄ ⁻³	31,66 x PSA/100	PO ₄
PO ₄ ⁻³	10,33 x PSA/100	P

PSA = porcentaje de saturación de agua.

Las soluciones acuosas son eléctricamente neutras, por lo tanto, el total de las cargas positivas debe ser igual al total de las cargas negativas. Esto significa que, en los extractos acuosos de suelos, la suma de los cationes más importantes debe ser aproximadamente igual a la suma de los aniones más importantes, expresados en unidades de carga:

$$\text{suma de cationes (mmol+ L}^{-1}\text{)} \approx \text{suma de aniones (mmol- L}^{-1}\text{)}$$

Aunque existen marcadas diferencias en los pesos equivalentes, en la conductividad equivalente y en las proporciones de los solutos principales presentes en los extractos de suelo y en las muestras de agua, hay algunas relaciones aproximadas que son útiles desde el punto de vista práctico (Roades y Miyamoto, 1990; USDA, 1996):

- Suma de cationes o de aniones (mmol_c L⁻¹) ≈ 10 x CE (dS m⁻¹).
- Concentración de sales (mg L⁻¹) ≈ 640 x CE (dS m⁻¹).
- Concentración de sales (mg L⁻¹) ≈ 740 x CE (dS m⁻¹) suelos yesíferos.
- (Ca⁺² + Mg⁺²) raramente es > 2 mmol+ L⁻¹, a pH > 9.
- HCO₃⁻ raramente es > 3 - 4 mmol- L⁻¹, a pH < 7.
- HCO₃⁻ raramente es > 10 mmol- L⁻¹ en ausencia de CO₃⁻².
- CO₃⁻² es medible solamente si pH > 8,5.
- La solubilidad del yeso es variable en soluciones salinas (20 a 50 mmol_c L⁻¹).

Relación de adsorción de sodio

Además de la salinidad total del agua de riego o de la solución suelo, debe considerarse la tendencia de una solución a producir una alteración en la composición del complejo de intercambio del suelo. Tal alteración típicamente es de un aumento del sodio intercambiable, debido a que las sales de sodio son las sales más solubles que se encuentran en la naturaleza. Un índice útil para estimar la presencia de una condición sódica o para predecir un proceso de sodificación es la Relación de Adsorción de Sodio (RAS), definida por la expresión:

$$RAS = \frac{Na}{\sqrt{\frac{Ca + Mg}{2}}}$$

Donde todas las concentraciones están expresadas en mmol+ L⁻¹.

No hay una base teórica para combinar las concentraciones de Ca y Mg en la expresión del RAS ya que muchos suelos y arcillas tienden a preferir al Ca sobre el Mg en el intercambio iónico, además de que, generalmente, las aguas de riego y las soluciones suelo contienen dos a cinco veces más Ca que Mg. Por estos y otros factores se ha cuestionado la validez de la RAS, sin embargo, la justificación más importante y adecuada para su uso generalizado es, por una parte, la relativa simplicidad de obtenerlo, puesto que basta determinar la concentración de los iones Na⁺, Ca⁺² y Mg⁺² en el agua de riego o en el extracto de saturación ya requerido para determinar la conductividad eléctrica y, por otra parte, al amplio éxito que ha tenido en las predicciones de intercambio iónico.

La RAS de un extracto de suelo disminuye con el aumento del contenido de agua en la extracción debido al efecto de dilución y a la disolución de minerales que contienen calcio, tales como yeso y calcita. Por lo tanto la RAS con fines de diagnóstico del grado de sodificación *debe* determinarse en el extracto de saturación.

Porcentaje de sodio intercambiable

El porcentaje de sodio intercambiable (PSI) mide la participación que tiene el sodio intercambiable en la capacidad de intercambio de cationes (CIC) de un suelo. Históricamente, el PSI se usaba como el principal criterio para establecer los niveles excesivos de Na en los suelos. Sin embargo, actualmente, para la clasificación de suelos afectados por Na, se recomienda el uso de la RAS porque el análisis del PSI es menos preciso (USDA, 1995).

Determinación del PSI en suelos no afectados por sales

Si el suelo no está afectado por sales ($CE \leq 0,5 \text{ dS m}^{-1}$), se asume que el Na intercambiable es equivalente al Na extraíble, por lo que el PSI se calcula según:

$$PSI = \frac{Na_{ex}}{CIC-7} \times 100$$

Donde Na_{ex} es el Na extraíble con solución de acetato de amonio 1 mol L^{-1} a pH 7,0, expresado en cmol+ kg^{-1} ; y $CIC-7$ corresponde a la CIC determinada a pH 7,0, expresada en cmol+ kg^{-1} .

Determinación del PSI en suelos afectados por sales

Si el suelo está afectado por sales ($CE > 0,5 \text{ dS m}^{-1}$), la determinación del PSI requiere medir: 1) todo el Na soluble e intercambiable del suelo por extracción con solución de acetato de amonio; 2) el Na soluble en el extracto de saturación; 3) el porcentaje de saturación de agua del extracto de saturación; y 4) la CIC a pH 7,0. Luego, el PSI se calcula según:

$$PSI = \frac{Na_{ex} - (Na_s \times (PSA / 1000))}{CIC - 7} \times 100$$

Donde Na_{ex} es el Na extraíble con solución de acetato de amonio 1 mol L^{-1} a pH 7,0, expresado en cmol+ kg^{-1} ; Na_s es el Na soluble en el extracto de saturación, expresado en mmol+ L^{-1} ; PSA es el porcentaje de saturación de agua del extracto de saturación; y $CIC-7$ es la CIC determinada a pH 7,0, expresada en cmol+ kg^{-1} .

El PSI de los suelos es aproximadamente igual a la RAS del extracto de saturación para valores cercanos o inferiores a 30, en la mayoría de los suelos de importancia agrícola. Sin embargo, en los suelos yesíferos, el PSI generalmente es mayor que la RAS, debido principalmente a que las concentraciones medidas de Ca y Mg solubles incluyen pares iónicos de Ca-sulfato y Mg-sulfato, los cuales no tienen carga eléctrica. En estos suelos, el par iónico Ca-sulfato puede constituir hasta un tercio del Ca disuelto total (Roades y Miyamoto, 1990).

pH

El pH del suelo es una indicación del grado de acidez o basicidad del suelo y es común que se le denomine como “reacción del suelo”. Sin embargo, el uso del término “reacción del suelo” como sinónimo de “pH del suelo” no es químicamente correcto porque las “reacciones” del suelo pueden ser de naturaleza muy diversa (Porta *et al.*, 1999).

El pH de un suelo depende de varios factores, tales como: el contenido de agua al cual se realiza la lectura, la concentración de anhídrido carbónico disuelto, la composición de los cationes intercambiables, la naturaleza de los materiales de intercambio iónico, la composición y la

concentración de las sales solubles, y la presencia o ausencia de yeso y carbonatos alcalinotérreos (carbonatos de calcio y magnesio).

A pesar de todos los factores involucrados, la experiencia permite establecer algunas relaciones del pH en agua 1:2,5 para los suelos afectados por sales:

- El pH de suelos salinos ($CE \geq 4$) generalmente, aunque no necesariamente, es $> 7,0$.
- Los suelos sódicos ($CE < 4$ y $RAS \geq 13$) casi siempre tienen valores de $pH > 9,0$.
- Los suelos salino-sódicos ($CE \geq 4$ y $RAS \geq 13$) generalmente tienen un $pH < 9,0$.
- Los suelos que contienen carbonatos alcalinotérreos siempre tienen un $pH > 7,0$.
- Si el $pH \leq 8,2$ y el calcio soluble $> 20 \text{ mmol+ L}^{-1}$, es probable la presencia de yeso.
- Si el $pH > 8,2$ raramente hay presencia de yeso.

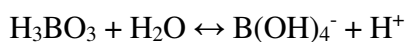
Iones específicos

Además de los peligros de la salinidad para la mayoría de los cultivos, algunos de ellos pueden ser, además, sensibles a la presencia de concentraciones moderadas a altas de iones específicos en las aguas de riego o en la solución suelo. El análisis de un ión específico generalmente es necesario solamente cuando se sospechan problemas de toxicidad. Entre estos cabe mencionar la toxicidad de boro y la marcada sensibilidad de ciertos cultivos, especialmente frutales, al cloruro y al sodio. Dado que la toxicidad de boro es uno de los problemas importantes que se observan en los suelos afectados por sales de Chile, se presenta a continuación una reseña de la química del boro.

Boro

El boro es un micronutriente cuyo intervalo de concentraciones entre los límites de carencia y de toxicidad es muy reducido. Aunque la disponibilidad de boro es mayor en suelos de pH bajo, las deficiencias son más comunes en suelos de pH ácido, debido a la facilidad con que se lixivia, especialmente en suelos arenosos con alta pluviosidad. En los suelos neutros y alcalinos, la disponibilidad de boro es menor y pueden producirse deficiencias, pero si el agua de riego o el suelo contiene cantidades significativas de boro, puede acumularse generando toxicidad para las plantas, especialmente en los suelos de climas semiáridos y áridos donde la evaporación es mayor.

En la solución del suelo el boro se encuentra en como ión borato ($B(OH)_4^-$) o como ácido bórico (H_3BO_3), que es la forma en que es absorbido por las plantas (Keren y Bingham, 1985). El ácido bórico es un ácido débil que se disocia:

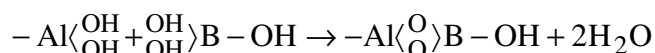


A medida que el valor del pH aumenta y se aproxima a 9,0 la forma predominante es el ión borato, $B(OH)_4^-$.

El boro soluble del suelo puede sufrir procesos de inmovilización (Oster, 1995; Porta *et al.*, 1999; Brady y Weil, 2002) en el suelo por:

- Adsorción sobre las arcillas y los hidróxidos de aluminio y hierro.
- Formación de complejos con la materia orgánica.
- Disolución-precipitación con el sodio y el calcio de la solución suelo.

La adsorción se produce por formación de complejos de esfera interna con los grupos OH⁻ de los bordes de las arcillas cristalinas y de las superficies de las arcillas de carga variable, como la caolinita, y especialmente con los óxidos de hierro y aluminio:



Este mecanismo de adsorción de boro es muy fuerte, especialmente entre pH 7 y 9, lo cual puede explicar la deficiencia de boro inducida cuando se encala un suelo más allá de lo necesario.

El boro forma complejos con el humus, cuya unión es aun más fuerte que la que ocurre con los coloides inorgánicos. Además, el boro es un constituyente de la materia orgánica que se libera al suelo con la mineralización. Por lo tanto, la materia orgánica actúa como un regulador de la disponibilidad de boro en el suelo, de tal forma que la incorporación de materia orgánica en suelos con problemas de toxicidad de boro puede ser relevante.

La experiencia indica que la toxicidad de boro es menor en suelos calcáreos, para un mismo contenido de boro. Esto puede deberse a que el borato reacciona con el calcio de la solución suelo formando metaborato cálcico, compuesto de baja solubilidad.

Estos mecanismos controlan el comportamiento del boro y explican la dificultad de eliminar el exceso de boro por lavado con agua. Explican también los procesos de 'regeneración' de boro que ocurren al lavar columnas de suelo en las que, después de un intenso lavado, se observa un aumento gradual de las concentraciones de boro soluble.

El boro disponible para las plantas está distribuido entre el boro de la solución suelo y el boro adsorbido en las partículas del suelo. Esta distribución depende del contenido de boro total, el número de sitios de adsorción y la humedad del suelo. Sin embargo, debido a que las plantas responden principalmente a la concentración de boro en la solución del suelo que rodea al sistema radical, es la solución suelo la que debería evaluarse en relación con la respuesta de las plantas. Desafortunadamente, la determinación de la concentración de boro en la solución suelo es difícil y tediosa, por lo que los límites de boro para el crecimiento de las plantas se han definido sobre la base de índices más fáciles de obtener, tales como:

- B soluble en agua caliente.
- B en el extracto de saturación.

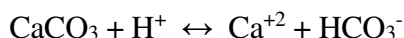
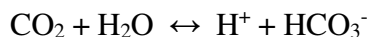
El boro soluble en agua caliente se usa principalmente como un índice para estimar la deficiencia de boro en el suelo y las necesidades de fertilización con boro.

La concentración de boro en el extracto de saturación se usa principalmente como un índice para estimar la toxicidad de boro en el suelo. A menudo se considera comparable con el boro en la solución suelo y en este concepto se ha usado para definir los rangos umbrales de tolerancia de las plantas.

Calcita y carbonatos asociados

En los carbonatos, el anión CO_3^{2-} y los cationes se encuentran unidos por enlaces predominantemente iónicos. Las especies presentes más comunes en los suelos son: calcita (CaCO_3), dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) y calcitas magnésicas por sustitución de Mg^{+2} por Ca^{+2} ($\text{Ca}_{1-x}\text{Mg}_x\text{CO}_3$). Los carbonatos pueden ser heredados de una caliza, una calcilutita u otras rocas sedimentarias que contengan calcita o dolomita, o bien pueden formarse en el suelo a partir del riego con aguas ricas en Ca^{+2} y HCO_3^- (Porta *et al.*, 1999).

Los carbonatos alcalinotérreos son poco solubles en agua pura, pero se disuelven fácilmente en agua que contenga anhídrido carbónico:



Debido a la actividad biológica que normalmente se desarrolla en el suelo, existen cantidades variables de CO_2 , el cual facilita la movilización y disolución de carbonatos alcalinotérreos. Esto explica el lavado de carbonatos en suelos bajo climas húmedos, la ausencia de carbonatos en suelos ácidos y su traslocación en suelos con régimen de humedad no percolante en zonas semiáridas y áridas (Porta *et al.*, 1999).

En el campo, la presencia de carbonatos se detecta por el burbujeo visual que experimenta el suelo al agregar gotas de un ácido. En el laboratorio, la cantidad de carbonatos en el suelo se determina tratando la muestra con ácido clorhídrico y midiendo manométricamente el volumen de CO_2 desprendido. Luego se calcula la cantidad de carbonatos como CaCO_3 , aun cuando pueden estar presentes en la muestra carbonatos de Mg, Na y K. Es por esto que se informa como “ CaCO_3 equivalente”.

Yeso

El yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) constituye la forma más común de sulfato de calcio en los suelos y es una sal de solubilidad relativamente alta en agua (2,6 g L^{-1} a 25°C en agua pura) y en suelos (10-25 mmol L^{-1}) (USDA, 1995). Generalmente, se encuentra en suelos bajo condiciones de semiaridez y aridez, asociadas a regímenes de humedad del suelo xérico, arídico y ústico (Porta *et al.*, 1999).

El yeso del suelo puede provenir de los depósitos sedimentarios de los cuales se ha originado el suelo o bien por precipitación durante el proceso de salinización. En el primer caso, el yeso generalmente se encuentra a cierta profundidad, en tanto que en el segundo caso, casi siempre es más abundante en las capas superficiales del suelo.

DIAGNÓSTICO DE LOS SUELOS AFECTADOS POR SALES

El diagnóstico de problemas existentes o potenciales de salinidad en suelos se realiza usando algunas características químicas de los suelos y de las aguas de riego. Los principales análisis predictivos son la conductividad eléctrica (CE) y la relación de adsorción de sodio (RAS) o el porcentaje de sodio intercambiable (PSI). Adicionalmente debe considerarse el análisis de boro o de otros elementos en áreas donde se sospechen problemas de toxicidad específica de algún ión en particular.

Muestreo de suelos

La salinidad es una de las propiedades más variables del suelo. Las sales que causan la salinidad son solubles en agua y se mueven con ella en el perfil. El movimiento del agua es complejo y está influenciado por la permeabilidad de las distintas estratas u horizontes del suelo, del relieve, de la pluviosidad, del sistema de riego y de las prácticas de manejo del cultivo. En suelos regados por surcos, el contenido de sales en el camellón puede ser mucho mayor que el del fondo del surco. Así, la salinidad de un suelo puede variar marcadamente con la profundidad (verticalmente) y a través de un área (horizontalmente), en distancias cortas. Más aún, la distribución de sales en una cierta área puede sufrir grandes cambios en el tiempo.

Por lo expuesto, el diagnóstico de la salinidad mediante el análisis de suelo sólo será válido en la medida que las muestras representen las condiciones reales del área en estudio. Pero, no existe un procedimiento estándar para el muestreo que sea aplicable a todas las situaciones. El mejor método está dado por el buen juicio y la experiencia. Sin embargo, como recomendación general pueden seguirse las indicaciones dadas en la Norma Chilena Oficial (NCh 2060, 1999), con algunas consideraciones:

- La selección de los sitios de muestreo depende del área en estudio. En forma muy general, puede recomendarse tomar muestras compuestas de al menos dos sitios por cada 10 ha, uno de las zonas aparentemente más afectadas por sales y el otro de las zonas menos afectadas. Sin embargo, si los niveles de salinidad del área son muy variables, es recomendable tomar las muestras de suelos sistemáticamente a intervalos regulares para obtener información de la variación.

- Los barrenos de tubo son los muestreadores más convenientes para tomar muestras compuestas, debiendo tener especial cuidado de evitar la contaminación con suelo de las estratas superiores cuando se muestrean las estratas más profundas.
- Es preferible muestrear cuando el suelo está razonablemente seco y después que todo el material vegetal ha sido eliminado de la superficie.
- Las costras salinas de la superficie deben eliminarse o bien muestrearse separadamente.
- Si el suelo tiene estratas diferenciadas, las muestras deben tomarse por estratas.
- Si el suelo no muestra estratas diferenciadas, muestrear por incrementos arbitrarios de profundidad, como por ejemplo, cada 20 ó 30 cm.
- En los suelos bajo cultivos, la profundidad total de muestreo varía con la zona radical, la cual puede variar entre 0,2 m para los cultivos de arraigamiento superficial hasta 1,2-1,5 m para los de arraigamiento profundo.
- En los suelos sin cultivos, la profundidad total de muestreo generalmente es de 1,0 a 1,2 m.
- Los suelos regados por surcos se muestrean en el surco. En la parte superficial de los camellones generalmente ocurren acumulaciones de sales, por lo que debe evitarse el muestreo en esta zona, a menos que se desee conocer el riesgo de salinidad en el establecimiento de cultivos. Las bandas de sales en los camellones usualmente no son dañinas para los cultivos establecidos.
- Como la salinidad es especialmente crítica durante el proceso de germinación, para el establecimiento de cultivos, debe muestrearse a la profundidad de localización de las semillas.
- En los suelos regados por goteo se debe muestrear en el bulbo húmedo bajo el gotero, evitando el borde exterior del bulbo donde se acumulan las sales.
- La cantidad de muestra que debe enviarse al laboratorio es mayor que la necesaria para los análisis de fertilidad, usualmente entre 1-2 kg.

Diagnóstico de la salinidad

El diagnóstico de condiciones salinas en suelos se basa en la conductividad eléctrica (CE) de extractos de saturación de pastas de suelos. Desde el punto de vista taxonómico, la división tradicional entre suelos salinos y no salinos ha sido de 4 dS m^{-1} (Cuadro 4), límite que sigue vigente a pesar de que las plantas sensibles se afectan con la mitad de esa salinidad y las plantas altamente tolerantes con el doble (SSSA, 1987). Por esto, desde el punto de vista de la fertilidad, los suelos afectados por sales se clasifican según el Cuadro 5.

Cuadro 4. Clasificación de suelos afectados por sales según la Taxonomía de Suelos (SSSA, 1987; Soil Survey Staff, 1999)

Clasificación	CE extracto de saturación (dS m ⁻¹)	RAS
Normal	< 4	< 13
Salino	≥ 4	< 13
Sódico	< 4	≥ 13
Salino sódico	≥ 4	≥ 13

Cuadro 5. Clasificación de suelos afectados por sales para uso en fertilidad (Junta de Extremadura, 1992; Gartley, 1995; Porta *et al.*, 1999)

Grado de salinidad	CE extracto de saturación (dS m ⁻¹)
No salino	0,0 - 2,0
Ligeramente salino	2,1 - 4,0
Moderadamente salino	4,1 - 8,0
Fuertemente salino	8,1 - 16,0
Muy fuertemente salino	> 16,0

En el caso de los suelos arenosos, debido a que la saturación de agua es alrededor de cuatro veces el contenido de agua en la capacidad campo, los límites dados en el Cuadro 5 deben dividirse por dos para evitar una subestimación de la salinidad (van Hoorn y van Alphen, 1988).

Un caso especial lo constituyen los suelos que contienen yeso en forma natural, ya que la salinidad atribuible al yeso en solución es aproximadamente de 2 dS m⁻¹. El yeso, en general, beneficia a la mayor parte de los suelos y causa daño a muy pocos cultivos, por lo tanto, la salinidad del extracto de saturación, atribuible al yeso, debe ser sustraída del valor de la CE (Ayers y Westcot, 1987; Maas, 1990).

Los suelos salinos tienen una RAS < 13, por lo tanto, el complejo de intercambio está dominado por calcio y magnesio y no por sodio. El pH de estos suelos generalmente es menor de 9,0. Las sales solubles previenen la dispersión de los coloides del suelo, por lo que el desarrollo de las plantas generalmente no es afectado por problemas de infiltración, estabilidad de los agregados o de aireación. Pero sí se puede observar una reducción general de la velocidad de desarrollo en los cultivos establecidos, debido a que las sales aumentan la energía que debe gastar la planta para extraer el agua desde el suelo y hacer los ajustes bioquímicos necesarios para crecer bajo estrés. Por esto, los efectos adversos potenciales de la salinidad sobre la producción deben ser estimados usando los niveles de salinidad en las zonas del suelo donde las raíces extraen el agua.

Para diagnosticar la probabilidad de un problema de salinidad en los cultivos establecidos puede seguirse la siguiente pauta:

1. En el caso de riego convencional, estimar la salinidad promedio por sitio en la profundidad de mayor desarrollo radical (es decir, donde ocurre la mayor extracción de agua). Cuando se usa riego de alta frecuencia o riego por goteo, estimar el promedio ponderado de la absorción de agua usando un modelo apropiado de extracción de agua del suelo.
2. Determinar la salinidad promedio y los valores extremos del área en estudio. Si hay un suficiente número de mediciones (al menos 10), calcular la desviación estándar y el coeficiente de variación.
 - 2.1. Si no se permite daño salino en ninguna parte del área, considerar la máxima salinidad medida como el nivel de salinidad del área.
 - 2.2. Si se permite un daño salino de un 15% del área, considerar la suma del promedio y la desviación estándar como el nivel de salinidad del área. Si el coeficiente de variación es menor de 15%, puede usarse el promedio como la salinidad del área.
3. Comparar el valor obtenido del nivel de salinidad del área con el de la tolerancia a las sales del cultivo (Cuadro 6).

La tolerancia a las sales de los cultivos (Cuadro 6), está dada en términos de los valores umbrales (valor de CE sobre el cual hay disminución de rendimiento) y el porcentaje de disminución de rendimiento por unidad de aumento de la salinidad sobre el nivel umbral (donde la unidad de salinidad es la CE del extracto de la pasta saturada de suelo en dS m^{-1}). Evidentemente que los niveles dados no proporcionan una medida exacta de las pérdidas de rendimiento debido a salinidad para cada situación, ya que la respuesta real a la salinidad varía con las condiciones del cultivo, tales como clima, método de riego, manejo agronómico y variedad del cultivo. Sin embargo, las tablas de tolerancia a las sales son útiles para diagnosticar la probabilidad de problemas salinos y predecir cómo se comportará un cultivo con respecto a otro bajo condiciones salinas similares.

Los valores de tolerancia a las sales del Cuadro 6 se aplican bien a los cultivos regados con métodos tradicionales, pero son menos aplicables a cultivos regados con métodos de alta frecuencia, como el riego por goteo. Los cultivos sometidos a riego por aspersión pueden sufrir daños adicionales por absorción foliar de sales y por quemaduras causadas por el contacto con aguas salinas de riego. El grado de daño foliar depende no solamente de la salinidad del agua de riego, sino también del clima, del tamaño de las gotas, del tipo de cultivo y del estado fenológico. La tolerancia de los cultivos al daño foliar inducido por sales generalmente no coincide con el daño producido por exceso de sales en la zona radical. Por lo tanto, en el caso de riego por aspersión, es necesario evaluar, además de la salinidad del suelo, la salinidad del agua de riego.

Cuadro 6. Tolerancia a la salinidad de cultivos seleccionados (Ayers y Westcot, 1987; Maas, 1990; Rhoades y Miyamoto, 1990; Porta *et al.*, 1999)

Hortalizas	Nombre científico	Umbral de salinidad del extracto saturado ¹ (dS m ⁻¹)	Disminución de rendimiento por unidad de CE sobre el umbral (%)
Zapallo italiano	<i>Cucurbita pepo</i>	4,7	9,4
Espárrago	<i>Asparagus officinalis</i>	4,1	2,0
Betarraga	<i>Beta vulgaris</i>	4,0	9,0
Zapallo	<i>Cucurbita pepo</i>	3,2	16,0
Brócoli	<i>Brassica oleracea botrytis</i>	2,8	9,2
Tomate	<i>Lycopersicon lycopersicum</i>	2,5	9,9
Pepino	<i>Cucumis sativus</i>	2,5	13,0
Melón	<i>Cucumis melo</i>	2,2	7,1
Espinaca	<i>Spinacia oleracea</i>	2,0	7,6
Apio	<i>Apium graveolens</i>	1,8	6,2
Repollo	<i>Brassica oleracea capitata</i>	1,8	9,7
Papa	<i>Solanum tuberosum</i>	1,7	12,0
Maíz dulce	<i>Zea mays</i>	1,7	12,0
Haba	<i>Vicia faba</i>	1,6	9,6
Camote	<i>Ipomoea batatas</i>	1,5	11,0
Pimiento	<i>Capsicum annum</i>	1,5	14,0
Lechuga	<i>Lactuca sativa</i>	1,3	13,0
Rábano	<i>Raphanus sativus</i>	1,2	13,0
Cebolla	<i>Allium cepa</i>	1,2	16,0
Berenjena	<i>S. melongena esculentum</i>	1,1	6,9
Zanahoria	<i>Daucus carota</i>	1,0	14,0
Poroto	<i>Phaseolus vulgaris</i>	1,0	19,0
Frutilla	<i>Fragaria sp.</i>	1,0	33,3
Nabo	<i>Brassica rapa</i>	0,9	9,0
Cultivos extensivos			
Centeno	<i>Secale cereale</i>	11,4	10,8
Cebada grano	<i>Hordeum vulgare L.</i>	8,0	5,0
Remolacha	<i>Beta vulgaris L.</i>	7,0	5,9
Sorgo	<i>Sorghum bicolor</i>	6,8	16,0
Triticale	<i>X Triticosecale</i>	6,1	2,5
Trigo	<i>Triticum aestivum</i>	6,0	7,1
Trigo candeal	<i>Triticum durum</i>	5,7	5,4
Soya	<i>Glycine max</i>	5,0	20,0
Maní	<i>Arachis hypogaea</i>	3,2	29,0
Arroz	<i>Oryza sativa</i>	3,0	12,0
Lino	<i>Linum usitatissimum</i>	1,7	12,0
Maíz	<i>Zea mays</i>	1,7	12,0
Haba	<i>Vicia faba</i>	1,6	9,6
Poroto	<i>Phaseolus vulgaris</i>	1,0	19,0

(continuación Cuadro 6)

Cultivos forrajeros	Nombre científico	Umbral de salinidad del extracto saturado (dS/m)	Disminución de rendimiento por unidad de CE sobre el umbral (%)
Agropiro	<i>Agropyron elongatm</i>	7,5	4,2
Agropiro	<i>Agropyron cristatum</i>	7,5	6,9
Bermuda	<i>Cynodon dactylon</i>	6,9	6,4
Cebada forrajera	<i>Hordeum vulgare</i>	6,0	7,1
Ballica	<i>Lolium perenne</i>	5,6	7,6
Lotera	<i>Lotus corniculatus</i>	5,0	10,0
Falaris	<i>Phalaris tuberosa</i>	4,6	7,6
Festuca	<i>Festuca elatior</i>	3,9	5,3
Agropiro	<i>Agropyron sibiricum</i>	3,5	4,0
Vicia	<i>Vicia angustifolia</i>	3,0	11,0
Pasto sudán	<i>Sorghum sudanense</i>	2,8	4,3
Lotera	<i>Lotus uliginosus</i>	2,3	19,0
Trigo forrajero	<i>Triticum turgidum</i>	2,1	2,5
Alfalfa	<i>Medicago sativa</i>	2,0	7,3
Maíz forrajero	<i>Zea mays</i>	1,8	7,4
Trébol alejandrino	<i>Trifolium alexandrinum</i>	1,5	5,7
Chépica	<i>Dactylis glomerata</i>	1,5	6,2
Trébol	<i>Trifolium hybridum</i>	1,5	12,0
Trébol blanco	<i>Trifolium repens</i>	1,5	12,0
Trébol rosado	<i>Trifolium pratense</i>	1,5	12,0
Trébol frutilla	<i>Trifolium fragiferum</i>	1,5	12,0
Cultivos leñosos			
Higuera	<i>Ficus carica</i>	4,2	
Palma datilera	<i>Phoenix dactylifera</i>	4,0	3,6
Olivo	<i>Olea europaea</i>	4,0	
Granado	<i>Punica granatum</i>	4,0	
Pomelo	<i>Citrus paradisi</i>	1,8	16,0
Naranja	<i>Citrus sinensis</i>	1,7	16,0
Duraznero	<i>Prunus persica</i>	1,7	21,0
Damasco	<i>Prunus armeniaca</i>	1,6	24,0
Vid	<i>Vitis sp.</i>	1,5	9,6
Ciruelo	<i>Prunus domestica</i>	1,5	18,0
Almendro	<i>Prunus dulcis</i>	1,5	19,0
Zarzamora	<i>Rubus sp.</i>	1,5	22,0
Boysenberry	<i>Rubus ursinus.</i>	1,5	22,0
Frambuesa	<i>Rubus idaeus</i>	1,0	
Limonero	<i>Citrus limon</i>	1,0	
Manzano	<i>Malus sylvestris</i>	1,0	
Peral	<i>Pyrus communis</i>	1,0	

1) En los suelos yesíferos, el umbral de salinidad debe aumentarse en 2 dS m⁻¹.

La disminución del rendimiento de una determinada planta con el aumento de la salinidad del suelo es aproximadamente lineal entre los valores de salinidad que son aceptables desde el punto de vista económico. Para salinidades muy elevadas la linealidad no se mantiene.

El rendimiento relativo de las plantas a la salinidad del suelo se puede calcular usando cualquiera de las siguientes ecuaciones:

$$Y = 100 - B (CE - A)$$

Donde Y es el rendimiento relativo (%); CE es la conductividad eléctrica (dS m^{-1}) del extracto saturado de suelo; B es el porcentaje en que disminuye el rendimiento por unidad de CE del suelo; y A es la conductividad eléctrica umbral (dS m^{-1}) a partir de cuyo valor el rendimiento empieza a disminuir.

$$Y = \frac{CE_0 - CE}{CE_0 - CE_{100}} \times 100$$

Donde Y es el rendimiento relativo (%); CE es la conductividad eléctrica del extracto saturado de suelo (dS/m); CE_0 es la CE del suelo a la cual el rendimiento es cero; y CE_{100} es la CE del suelo a la cual el rendimiento es 100%.

Aplicando las ecuaciones para calcular el rendimiento relativo esperado se obtienen los valores dados en el Cuadro 7.

Cuadro 7. Ecuaciones de rendimiento relativo de cultivos herbáceos

Hortalizas	Nombre científico	Rendimiento relativo Y =	Intervalo de aplicación CE ₁₀₀ <CE<CE ₀
Zapallo italiano	<i>Cucurbita pepo</i>	144,2 - 9,4 CE	4,7 < CE < 15,3
Espárrago	<i>Asparagus officinalis</i>	108,2 - 2,0 CE	4,1 < CE < 54,1
Betarraga	<i>Beta vulgaris</i>	136,0 - 9,0 CE	4,0 < CE < 15,1
Zapallo	<i>Cucurbita pepo</i>	151,2 - 16,0 CE	3,2 < CE < 9,5
Brócoli	<i>Brassica oleracea botrytis</i>	125,8 - 9,2 CE	2,8 < CE < 13,7
Tomate	<i>Lycopersicon lycopersicum</i>	124,8 - 9,9 CE	2,5 < CE < 12,6
Pepino	<i>Cucumis sativus</i>	132,5 - 13,0 CE	2,5 < CE < 10,2
Melón	<i>Cucumis melo</i>	115,6 - 7,1 CE	2,2 < CE < 16,3
Espinaca	<i>Spinacia oleracea</i>	115,2 - 7,6 CE	2,0 < CE < 15,2
Apio	<i>Apium graveolens</i>	111,2 - 6,2 CE	1,8 < CE < 17,9
Repollo	<i>Brassica oleracea capitata</i>	117,5 - 9,7 CE	1,8 < CE < 12,1
Papa	<i>Solanum tuberosum</i>	120,4 - 12,0 CE	1,7 < CE < 10,0
Maíz dulce	<i>Zea mays</i>	120,4 - 12,0 CE	1,7 < CE < 10,0
Haba	<i>Vicia faba</i>	115,4 - 9,6 CE	1,6 < CE < 12,0
Camote	<i>Ipomoea batatas</i>	116,5 - 11,0 CE	1,5 < CE < 10,6
Pimiento	<i>Capsicum annum</i>	121,0 - 14,0 CE	1,5 < CE < 8,6
Lechuga	<i>Lactuca sativa</i>	116,9 - 13,0 CE	1,3 < CE < 9,0
Rábano	<i>Raphanus sativus</i>	115,6 - 13,0 CE	1,2 < CE < 8,9
Cebolla	<i>Allium cepa</i>	119,2 - 16,0 CE	1,2 < CE < 7,5
Berenjena	<i>S. melongena esculentum</i>	107,6 - 6,9 CE	1,1 < CE < 15,6
Zanahoria	<i>Daucus carota</i>	114,0 - 14,0 CE	1,0 < CE < 8,1
Poroto	<i>Phaseolus vulgaris</i>	119,0 - 19,0 CE	1,0 < CE < 6,3
Frutilla	<i>Fragaria sp.</i>	133,3 - 33,3 CE	1,0 < CE < 4,0
Nabo	<i>Brassica rapa</i>	108,1 - 9,0 CE	0,9 < CE < 12,0
Cultivos extensivos	Nombre científico	Rendimiento relativo Y =	Intervalo de aplicación CE ₁₀₀ <CE<CE ₀
Centeno	<i>Secale cereale</i>	223,1 - 10,8 CE	11,4 < CE < 20,7
Cebada grano	<i>Hordeum vulgare</i> L.	140,0 - 5,0 CE	8,0 < CE < 28,0
Remolacha	<i>Beta vulgaris</i> L.	141,3 - 5,9 CE	7,0 < CE < 23,9
Sorgo	<i>Sorghum bicolor</i>	208,8 - 16,0 CE	6,8 < CE < 13,1
Triticale	<i>X Triticosecale</i>	115,3 - 2,5 CE	6,1 < CE < 46,1
Trigo	<i>Triticum aestivum</i>	142,6 - 7,1 CE	6,0 < CE < 20,1
Trigo candeal	<i>Triticum durum</i>	130,8 - 5,4 CE	5,7 < CE < 24,2
Soya	<i>Glycine max</i>	200,0 - 20,0 CE	5,0 < CE < 10,0
Maní	<i>Arachis hypogaea</i>	192,8 - 29,0 CE	3,2 < CE < 6,6
Arroz	<i>Oryza sativa</i>	136,0 - 12,0 CE	3,0 < CE < 11,3
Lino	<i>Linum usitatissimum</i>	120,4 - 12,0 CE	1,7 < CE < 10,0
Maíz	<i>Zea mays</i>	120,4 - 12,0 CE	1,7 < CE < 10,0
Haba	<i>Vicia faba</i>	115,4 - 9,6 CE	1,6 < CE < 12,0
Poroto	<i>Phaseolus vulgaris</i>	119,0 - 19,0 CE	1,0 < CE < 6,3

(continuación Cuadro 7)

Cultivos forrajeros	Nombre científico	Rendimiento relativo Y =	Intervalo de aplicación CE ₁₀₀ <CE<CE ₀
Agropiro	<i>Agropyron elongatm</i>	131,5 - 4,2 CE	7,5 < CE < 31,3
Agropiro	<i>Agropyron cristatum</i>	151,8 - 6,9 CE	7,5 < CE < 22,0
Bermuda	<i>Cynodon dactylon</i>	144,2 - 6,4 CE	6,9 < CE < 22,5
Cebada forrajera	<i>Hordeum vulgare</i>	142,6 - 7,1 CE	6,0 < CE < 20,1
Ballica	<i>Lolium perenne</i>	142,6 - 7,6 CE	5,6 < CE < 18,8
Lotera	<i>Lotus corniculatus</i>	150,0 - 10 CE	5,0 < CE < 15,0
Falaris	<i>Phalaris tuberosa</i>	135,0 - 7,6 CE	4,6 < CE < 17,8
Festuca	<i>Festuca elatior</i>	120,7 - 5,3 CE	3,9 < CE < 22,8
Agropiro	<i>Agropyron sibiricum</i>	114,0 - 4,0 CE	3,5 < CE < 28,5
Vicia	<i>Vicia angustifolia</i>	133,0 - 11,0 CE	3,0 < CE < 12,1
Pasto sudán	<i>Sorghum sudanense</i>	112,0 - 4,3 CE	2,8 < CE < 26,1
Lotera	<i>Lotus uliginosus</i>	143,7 - 19,0 CE	2,3 < CE < 7,6
Alfalfa	<i>Medicago sativa</i>	114,6 - 7,3 CE	2,0 < CE < 15,7
Maíz forrajero	<i>Zea mays</i>	113,3 - 7,4 CE	1,8 < CE < 15,3
Trébol alejandrino	<i>Trifolium alexandrinum</i>	108,6 - 5,7 CE	1,5 < CE < 19,0
Chépica	<i>Dactylis glomerata</i>	109,3 - 6,2 CE	1,5 < CE < 17,6
Trébol	<i>Trifolium hybridum</i>	118,0 - 12,0 CE	1,5 < CE < 9,8
Trébol blanco	<i>Trifolium repens</i>	118,0 - 12,0 CE	1,5 < CE < 9,8
Trébol rosado	<i>Trifolium pratense</i>	118,0 - 12,0 CE	1,5 < CE < 9,8
Trébol frutilla	<i>Trifolium fragiferum</i>	118,0 - 12,0 CE	1,5 < CE < 9,8
Cultivos leñosos	Nombre científico	Rendimiento relativo Y =	Intervalo de aplicación CE ₁₀₀ <CE<CE ₀
Palma datilera	<i>Phoenix dactylifera</i>	114,4 - 3,6 CE	4,0 < CE < 31,8
Pomelo	<i>Citrus paradisi</i>	128,8 - 16,0 CE	1,8 < CE < 8,1
Naranja	<i>Citrus sinensis</i>	127,2 - 16,0 CE	1,7 < CE < 8,0
Duraznero	<i>Prunus persica</i>	135,7 - 21,0 CE	1,7 < CE < 6,5
Damasco	<i>Prunus armeniaca</i>	138,4 - 24,0 CE	1,6 < CE < 5,8
Vid	<i>Vitis sp.</i>	114,4 - 9,6 CE	1,5 < CE < 11,9
Ciruelo	<i>Prunus domestica</i>	127,0 - 18,0 CE	1,5 < CE < 7,1
Almendro	<i>Prunus duclis</i>	128,5 - 19,0 CE	1,5 < CE < 6,8
Zarzamora	<i>Rubus sp.</i>	133,0 - 22,0 CE	1,5 < CE < 6,0
Boysenberry	<i>Rubus ursinus</i>	133,0 - 22,0 CE	1,5 < CE < 6,0

La sensibilidad de las plantas a la salinidad también depende del estado de desarrollo: germinación, crecimiento vegetativo o reproductivo. Muchos cultivos tales como tomate, maíz, trigo y remolacha pueden ser relativamente sensibles a las sales durante las primeras etapas del desarrollo vegetativo, pero pueden aumentar la tolerancia a las sales durante las etapas posteriores. Aunque algunas plantas pueden responder en forma opuesta (Hanson *et al.*, 1999).

Los efectos adversos de la salinidad sobre el establecimiento del cultivo se manifiestan especialmente cuando se usa el riego por surcos. De hecho, establecer bien un cultivo es una de

las tareas más difíciles de lograr en áreas salinas. Una vez establecido el cultivo, los riesgos se reducen considerablemente en la mayoría de las plantas. La razón del alto riesgo en la etapa de establecimiento está parcialmente relacionada con la menor tolerancia de las semillas comparada con la de las plantas establecidas (Cuadro 8). Sin embargo, la principal razón del daño salino de las semillas se debe a la exposición a la pronunciada acumulación de sales que ocurre en o cerca de la superficie del suelo en el contorno inmediato de la semilla o de la plántula. La salinidad de la solución suelo en la superficie de los camellones, en el riego por surcos, puede alcanzar fácilmente la del agua de mar en unas pocas semanas. La concentración de sales en estos casos varía marcadamente con la profundidad y el tiempo. Por lo tanto, es esencial especificar claramente la profundidad y la época de muestreo cuando se interpretan los datos de salinidad.

Cuadro 8. Efecto de la salinidad sobre la germinación (Adaptado de Porta *et al.*, 1999)

Especie	Conductividad eléctrica (dS m ⁻¹) para una germinación de:		
	80%	50%	0%
Poroto	0,5	1	5
Remolacha	1	2	6
Rábano	3	6	8
Maíz	6	11	17
Alfalfa	8	14	21
Cebada	11	18	25
Trigo	14	19	26
Maravilla	16	22	30

Para muchos cultivos, los problemas del establecimiento empiezan después que la semilla ha germinado. Los hipocotilos que emergen de la semilla pueden tener problemas para atravesar la capa superior de suelo, la cual a menudo es alta en sales debido a la depositación ocurrida durante la evaporación del agua. En este proceso de emergencia puede ocurrir mortalidad de los hipocotilos, especialmente en los cultivos sensibles al daño foliar por sales. Los niveles de salinidad que causan la mortalidad de los hipocotilos varían ampliamente, así por ejemplo, para zanahoria es de 10 dS m⁻¹ y para tomate más de 40 dS m⁻¹ en los primeros 5 mm de suelo. Una forma de manejar este problema es retirar la costra superficial de sales del suelo antes de la emergencia.

También puede ocurrir mortalidad de las plántulas cuando las raíces emergentes se exponen a las zonas altamente salinas típicas de los camellones en el riego por surcos o cuando la lluvia lixivia las sales de la superficie del suelo hacia la zona radical. Sin embargo, aún no han sido completamente desarrollados los criterios para diagnosticar la extensión de la mortalidad de las plántulas debido a estos procesos.

Además de la evaluación del daño salino para los cultivos, los datos de salinidad obtenidos en diferentes sitios y profundidades del área en estudio son útiles para estimar la eficiencia del riego, la uniformidad de la infiltración del agua y la fracción de lixiviación.

Diagnóstico de la sodicidad

Originalmente, el diagnóstico de condiciones sódicas en suelos se basaba en los valores del porcentaje de saturación de sodio intercambiable (PSI) y se había establecido el límite de 15% para separar los suelos sódicos de los no sódicos. Sin embargo, debido a la estrecha relación que existe entre el PSI y la RAS para valores bajo 40 y a que las determinaciones tradicionales del PSI están sujetas a numerosos errores potenciales, actualmente se recomienda usar la RAS del extracto de saturación para caracterizar la condición sódica, manteniéndose un valor de RAS de 13 como límite para dividir suelos sódicos de suelos no sódicos (Cuadro 4).

En contraste con la salinidad, la sodicidad afecta adversamente las propiedades físicas del suelo, alterando las propiedades de los agregados y reduciendo la permeabilidad al agua y al aire. El efecto de la sodicidad sobre las plantas es de menor importancia que la salinidad y se manifiesta generalmente en una deficiencia de calcio inducida por las altas concentraciones de sodio. Las etapas de germinación de los cereales son particularmente susceptibles a la deficiencia de calcio, aunque hay una gran variabilidad entre las especies e incluso, entre las variedades.

La adsorción de Na sobre la superficie de las arcillas aumenta el espesor de la doble capa difusa que rodea a las partículas de arcilla, aumentando la fuerza repulsiva entre partículas adyacentes de igual carga. Este fenómeno produce dispersión de las arcillas y deterioro de la estructura del suelo. Pero, si se aumenta la concentración de electrolitos se reduce el espesor de la doble capa difusa contrarrestando el efecto dispersivo del Na. Es por esto que los suelos salino-sódicos tienen condiciones físicas intermedias entre suelos salinos y suelos sódicos.

Estos mecanismos gobiernan los efectos de la sodicidad y de la salinidad sobre las propiedades físicas del suelo que tienen importancia práctica. Así, por ejemplo, la conductividad hidráulica depende de la combinación de la sodicidad y la salinidad de la solución suelo. Mientras mayor es la RAS y menor la salinidad, mayor es la reducción en la conductividad hidráulica. Cada suelo responde en forma distinta a la misma combinación de RAS y salinidad debido a las diferencias en el contenido y calidad de la arcilla, de la materia orgánica y de los óxidos de hierro y aluminio. Sin embargo, en forma muy general, puede esperarse una reducción de 10 a 25% en la conductividad hidráulica en suelos de RAS = 15, si la salinidad es menor de 0,5-5,0 dS m⁻¹. Una reducción similar puede esperarse en suelos de RAS tan bajos como 3, si la salinidad es menor de 0,2-1,0 dS m⁻¹.

La velocidad de infiltración del agua es especialmente afectada por la combinación de sodicidad y salinidad. Cuando el agua infiltra en la superficie del suelo, la solución suelo en el suelo superficial, es esencialmente la misma del agua de riego, mientras que el PSI es esencialmente el que preexiste en el suelo (ya que el PSI es tamponado contra cambios rápidos por la capacidad de intercambio de cationes). La Figura 1 permite estimar los valores umbrales de RAS (~PSI) del suelo superficial y conductividad eléctrica del agua de riego para mantener la permeabilidad del suelo. Debido a las diferencias significativas que existen en la respuesta a la salinidad-sodicidad entre los suelos, esta relación debe usarse solamente como una guía aproximada. La reducción en la infiltración de agua bajo lluvia o riego por aspersión puede ser mayor que la indicada en la

Figura 1 debido a que la dispersión de las partículas y el rompimiento de agregados se favorecen por la energía del agua que cae.

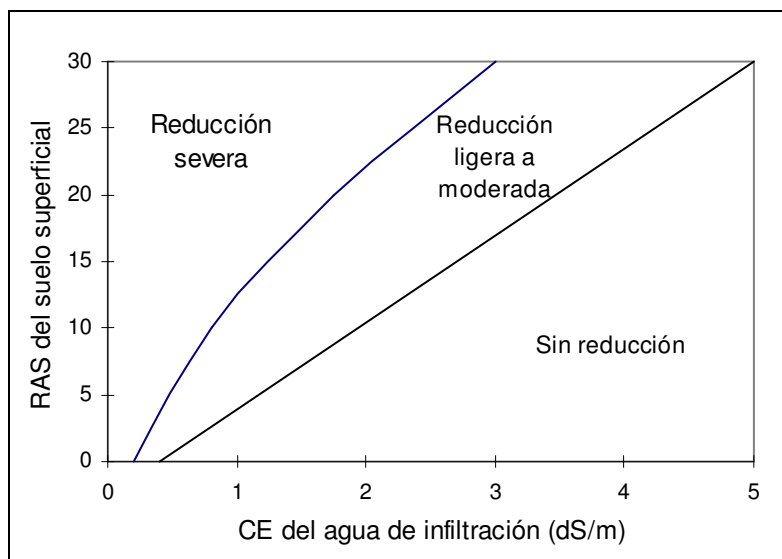


Figura 1. Reducción relativa de la infiltración en relación con el RAS del suelo superficial y la CE del agua de infiltración.

Importancia del pH del suelo

El pH del suelo afecta directamente la solubilidad de muchos de los nutrientes. De los 17 nutrientes esenciales para las plantas, 14 son obtenidos del suelo (Cuadro 9). Pero antes que un nutriente pueda ser usado por las plantas, este debe disolverse en la solución suelo. La mayoría de los nutrientes están más solubles o disponibles en suelos ácidos que en suelos neutros o ligeramente alcalinos.

Cuadro 9. Elementos esenciales para las plantas

Macronutrientes		Micronutrientes
del agua y aire	del suelo	del suelo
Carbono	Nitrógeno	Cloro
Hidrógeno	Potasio	Hierro
Oxígeno	Calcio	Manganeso
	Magnesio	Boro
	Fósforo	Zinc
	Azufre	Cobre
		Molibdeno
		Níquel

El fósforo en el suelo generalmente es más disponible a valores de pH cercanos a 6,5 y muestra una disminución de su disponibilidad hacia valores de pH más bajos y más altos.

Los nutrientes potasio, calcio y magnesio disponibles para las plantas se encuentran principalmente en formas intercambiables y el efecto del pH consiste en que si el suelo se acidifica se produce liberación de ellos a la solución suelo, facilitando su pérdida por lixiviación en zonas de alta pluviosidad.

Los micronutrientes hierro, manganeso, cobre, cinc y boro, son más disponibles en suelos ácidos y, si el pH baja de 5,0, el manganeso puede llegar a ser tóxico para las plantas. Por otra parte, si el pH del suelo sube de 6,5 el manganeso puede llegar a niveles deficientes para las plantas. La disponibilidad de hierro, cobre, cinc y boro también disminuye al aumentar el pH, siendo común la clorosis férrica, síntoma de deficiencia de hierro, en plantas cultivadas en suelos de pH alcalino.

El molibdeno es un elemento esencial para las plantas que es más disponible en suelos alcalinos.

Existen numerosas tablas que listan los rangos óptimos de pH del suelo para cada especie, e incluso variedad de planta y que son útiles en un sentido general. Sin embargo, deben usarse con precaución porque las condiciones específicas de cada suelo pueden modificar el pH óptimo para una especie determinada.

Diagnóstico de la toxicidad de elementos específicos

La concentración relativa de los iones presentes en la solución de suelos afectados por sales varía ampliamente y, con excepción de relaciones extremas, la mayoría de las plantas responden a la salinidad en función del potencial osmótico. Sin embargo, algunos cultivos herbáceos y muchos leñosos son susceptibles a la toxicidad directa o al desbalance nutricional causados por estos iones.

Sodio

El sodio no es considerado un elemento esencial para la mayoría de las plantas pero beneficia el desarrollo de algunas en concentraciones bajo el umbral de tolerancia a las sales. Con concentraciones sobre el umbral puede tener efecto detrimental directo, el cual se limita generalmente a las especies leñosas. En paltos, cítricos y carozos puede ocurrir toxicidad por sodio con concentraciones tan bajas como 5 mmol L⁻¹. Los síntomas pueden no aparecer inmediatamente después de la exposición a condiciones sódicas, sino 3 ó 4 años después, cuando el sodio retenido en las raíces es transportado hacia las hojas. Debido a que la absorción de Na⁺ está regulada por la concentración de Ca⁺² en la solución suelo, se puede prevenir la acumulación de niveles tóxicos de Na⁺, especialmente en las especies leñosas, manteniendo concentraciones superiores a 1 mmol L⁻¹ de cada uno de los iones Ca⁺² y Mg⁺², con una relación Ca⁺² / Mg⁺² mayor o igual a uno, en la solución de suelos sódicos.

Cloruro

El cloro es un elemento esencial para las plantas y su toxicidad específica es relativamente baja en muchos de los cultivos herbáceos (Cuadro 10). Entre las especies leñosas, varias son susceptibles a la toxicidad de cloruro, en rangos que varían ampliamente incluso dentro de las especies (Cuadro 11).

Cuadro 10. Tolerancia a cloruro de cultivos herbáceos¹ (Maas, 1990)

Especie	Concentración umbral de Cl ⁻ en el extracto saturado ¹ (mmol L ⁻¹)	Disminución de rendimiento por mmol L ⁻¹ de Cl ⁻ sobre el umbral (%)
Poroto	10	3,3
Cebolla	10	1,6
Zanahoria	10	1,4
Rábano	10	1,3
Lechuga	10	1,3
Nabo	10	0,9
Pimiento, Ají	15	1,4
Trébol	15	1,2
Maíz	15	1,2
Papa	15	1,2
Camote	15	1,1
Repollo	15	1,0
Apio	15	0,6
Espinaca	20	0,8
Alfalfa	20	0,7
Pepino	25	1,3
Tomate	25	1,0
Brócoli	25	0,9
Vicia	30	0,6
Pasto sudán	30	0,4
Betarraga	40	0,9
Centeno	55	0,8
Trigo candeal	55	0,5
Cebada forrajera	60	0,7
Trigo	60	0,7
Sorgo	70	1,6
Pasto bermuda	70	0,6
Remolacha	70	0,6
Cebada grano	80	0,5

¹) Estos datos sirven solamente como una guía de las tolerancias relativas entre los cultivos. Las tolerancias absolutas varían dependiendo del clima, las condiciones del suelo y las prácticas culturales.

Cuadro 11. Límites de tolerancia al cloruro de frutales (Maas, 1990)

Cultivo	Patrón o cultivar	Concentración umbral de Cl⁻ en el extracto saturado¹ (mmol L⁻¹)
	Patrón	
Palto	West indian	7,5
	Guatemalan	6,0
	Mexican	5,0
Cítricos	Sunki mandarin	25,0
	Grapefruit	25,0
	Cleopatra mandarin	25,0
	Rangpur lime	25,0
	Sampson tangelo	15,0
	Rough lemon	15,0
	Sour orange	15,0
	Ponkan mandarin	15,0
	Citrumelo 4475	10,0
	Trifoliolate orange	10,0
	Cuban shaddock	10,0
	Calamondin	10,0
	Sweet orange	10,0
	Savage citrange	10,0
	Rusk citrange	10,0
Troyer citrange	10,0	
Vid	Salt Creek	40,0
	Dog ridge	30,0
Carozos	Mariana	25,0
	Lovell, Shalil	10,0
	Yunnan	7,5
	Cultivar	
Berries	Boysenberry	10,0
	Olallie blackberry	10,0
	Indian summer raspberry	5,0
Vid	Thompson seedless	20,0
	Perlette	20,0
	Cardinal	10,0
	Black rose	10,0

¹) Nivel que no causa daño en las hojas. Para algunos cultivos, estos niveles pueden exceder el umbral osmótico y causar disminución en el rendimiento.

Boro

El boro es un elemento esencial para las plantas que puede llegar a ser tóxico con concentraciones en la solución suelo que exceden ligeramente las requeridas para un crecimiento óptimo. La toxicidad de boro puede afectar prácticamente a todos los cultivos pero, como ocurre con la salinidad, la gama de tolerancia es amplia.

La mayoría de los datos que existen sobre la tolerancia al boro fueron obtenidos de experimentos realizados hace más de 50 años, utilizando técnicas de cultivo en arena. Los valores umbrales dados en el Cuadro 12 indican la máxima concentración de boro en el extracto saturado que no reduce el rendimiento. Algunos cultivos, sin embargo, pueden exhibir daños en las hojas con concentraciones menores sin experimentar una disminución en el rendimiento. Al igual que la salinidad, la tolerancia al boro varía con el clima, las características del suelo y el manejo del cultivo.

Cuadro 12. Tolerancia al boro de cultivos agrícolas (Maas, 1990)

Especie	Nombre científico	Concentración umbral de B en el extracto saturado (mg L ⁻¹)	Disminución de rendimiento por mg L ⁻¹ de B sobre el umbral (%)
Muy sensibles			
Limonero	<i>Citrus limon</i>	0,3 - 0,5	
Zarzamora	<i>Rubus sp.</i>	0,3 - 0,5	
Sensibles			
Palto	<i>Persea american</i>	0,5 - 0,75	
Pomelo	<i>Citrus x paradisi</i>	0,5 - 0,75	
Naranja	<i>Citrus sinensis</i>	0,5 - 0,75	
Damasco	<i>Prunus armeniaca</i>	0,5 - 0,75	
Duraznero	<i>Prunus persica</i>	0,5 - 0,75	
Cerezo	<i>Prunus avium</i>	0,5 - 0,75	
Ciruelo	<i>Prunus domestica</i>	0,5 - 0,75	
Caqui	<i>Diospyro kaki</i>	0,5 - 0,75	
Higuera	<i>Ficus carica</i>	0,5 - 0,75	
Vid	<i>Vitis vinifera</i>	0,5 - 0,75	
Nogal	<i>Juglans regia</i>	0,5 - 0,75	
Pecana	<i>Carya illinoensis</i>	0,5 - 0,75	
Cebolla	<i>Allium cepa</i>	0,5 - 0,75	
Ajo	<i>Allium sativa</i>	0,75 - 1,0	
Camote	<i>Ipomoea batatas</i>	0,75 - 1,0	
Trigo	<i>Triticum aestivum</i>	0,75 - 1,0	3,3
Maravilla	<i>Helianthus annuus</i>	0,75 - 1,0	
Lupino	<i>Lupinus hartwegii</i>	0,75 - 1,0	
Frutilla	<i>Fragaria sp.</i>	0,75 - 1,0	
Alcachofa	<i>Helianthus tuberosus</i>	0,75 - 1,0	
Poroto	<i>Phaseolus vulgaris</i>	0,75 - 1,0	12
Maní	<i>Arachis hypogaea</i>	0,75 - 1,0	

(continuación Cuadro 12)

Moderadamente sensibles			
Brócoli	<i>Brassica oleracea botrytis</i>	1,0	1,8
Ají, pimiento	<i>Capsicum annum</i>	1,0 - 2,0	
Arveja	<i>Pisum sativa</i>	1,0 - 2,0	
Zanahoria	<i>Daucus carota</i>	1,0 - 2,0	
Rabanito	<i>Raphanus sativus</i>	1,0	1,4
Papa	<i>Solanum tuberosum</i>	1,0 - 2,0	
Pepino	<i>Cucumis sativus</i>	1,0 - 2,0	
Lechuga	<i>Lactuca sativa</i>	1,3	1,7
Moderadamente tolerantes			
Repollo	<i>Brassica oleracea capitata</i>	2,0 - 4,0	
Nabo	<i>Brassica rapa</i>	2,0 - 4,0	
Cebada	<i>Hordeum vulgare</i>	3,4	4,4
Avena	<i>Avena sativa</i>	2,0 - 4,0	
Maíz	<i>Zea mays</i>	2,0 - 4,0	
Alcachofa	<i>Cynara scolymus</i>	2,0 - 4,0	
Tabaco	<i>Nicotiana tabacum</i>	2,0 - 4,0	
Mostaza	<i>Brassica juncea</i>	2,0 - 4,0	
Zapallo	<i>Cucurbita pepo</i>	2,0 - 4,0	
Melón	<i>Cucumis melo</i>	2,0 - 4,0	
Coliflor	<i>Brassica oleracea botrytis</i>	4,0	1,9
Tolerantes			
Alfalfa	<i>Medicago sativa</i>	4,0 - 6,0	
Vicia	<i>Vicia benghalensis</i>	4,0 - 6,0	
Perejil	<i>Petroselinum crispum</i>	4,0 - 6,0	
Betarraga	<i>Beta vulgaris</i>	4,0 - 6,0	
Remolacha	<i>Beta vulgaris</i>	4,9	4,1
Tomate	<i>Lycopersicon lycopersicum</i>	5,7	3,4
Muy tolerantes			
Sorgo	<i>Sorghum bicolor</i>	7,4	4,7
Apio	<i>Apium graveolens</i>	9,8	3,2
Espárrago	<i>Asparagus officinalis</i>	10,0 - 15,0	

La salinidad puede afectar los valores umbrales de tolerancia al boro. Estudios realizados sobre el efecto combinado de salinidad y boro sobre las plantas indican que la salinidad reduce la concentración de boro en las hojas (Ferreira *et al.*, 1997). Este efecto parece deberse a la influencia del sulfato y del calcio sobre la absorción de boro, logrando que las plantas puedan

tolerar mayores concentraciones de boro en presencia que en ausencia de salinidad. Por lo tanto, los umbrales de tolerancia al boro dados en el Cuadro 12 son más apropiados para condiciones no salinas.

Presencia de calcita y carbonatos asociados

La presencia de carbonatos de Ca y de Mg tiene importancia agronómica porque, al aumentar la concentración del anión HCO_3^- en la solución suelo, bloquea la absorción de hierro por las plantas, provocando problemas de clorosis férrica. Por otra parte, la unión del Ca^{+2} con los fosfatos puede ser el origen de retrogradaciones apatíticas al incorporar abonos fosfatados (Porta *et al.*, 1999).

En la recuperación de suelos sódicos, la presencia de carbonatos de Ca y de Mg permite el uso de enmiendas ácidas o que forman ácidos (ácido sulfúrico, azufre, pirita, sulfato de Fe y de Al), las cuales reaccionan con la calcita proporcionando una fuente de Ca soluble en el suelo.

Los contenidos de CaCO_3 equivalente en el suelo se pueden clasificar según el Cuadro 13.

Cuadro 13. Clasificación de los contenidos de CaCO_3 equivalente en el suelo (Junta de Extremadura, 1992)

CaCO ₃ equivalente (%)	Clasificación
0 - 5	Muy bajo
5 - 10	Bajo
10 - 20	Normal
20 - 40	Alto
> 40	Muy alto

Presencia de yeso

El yeso, en general, beneficia a la mayor parte de los suelos y causa daños a muy pocos cultivos (Ayres y Westcot, 1987). La solubilidad del yeso en el suelo ($10\text{-}25 \text{ mmol L}^{-1}$) proporciona electrolitos en cantidades que no causan problemas de salinidad pero que sí son suficientes para promover la floculación e inhibir la dispersión de los agregados del suelo. Sin embargo, los suelos en los que abunda el yeso presentan una baja capacidad de retención de agua disponible para las plantas y una alta compactación cuando se secan, lo cual produce un incremento de la resistencia a la penetración de las raíces (Porta *et al.*, 1999).

En los suelos sódicos, la presencia de yeso es importante porque su recuperación generalmente es exitosa solamente con lavado, sin la necesidad de aplicar enmiendas químicas.

Otra ventaja de la presencia de yeso en el suelo es que puede usarse agua de riego con alto contenido de sodio sin el peligro de dispersión.

RECUPERACIÓN DE LOS SUELOS AFECTADOS POR SALES

Recuperación de suelos salinos

Los suelos con niveles excesivos de salinidad pueden recuperarse aplicando suficiente agua para lavar las sales más allá de la zona radical. Pero, previo al lavado, deben realizarse trabajos que mejoren permanentemente las condiciones existentes en el suelo para facilitar el riego, el control de la salinidad y el cultivo de las plantas.

Nivelación del terreno

Si las condiciones fisiográficas del área lo permiten, lo primero que debe realizarse es la nivelación del terreno para permitir una distribución e infiltración uniformes del agua a aplicar. Luego, es recomendable ejecutar trabajos de subsolación y/o aradura para destruir la compactación provocada por la maquinaria pesada.

Drenaje

Si existe un nivel freático poco profundo, se debe establecer un sistema de drenaje subsuperficial que permita bajar el nivel de las aguas freáticas y mantenerlo a una profundidad de por lo menos de dos metros.

Aradura profunda

Si el suelo tiene estratas que impiden la penetración del agua, deben romperse mediante un subsolado profundo, operación que tiene un alto costo pero sus efectos pueden considerarse permanentes.

Lavado de las sales

Luego de realizados los trabajos anteriores puede iniciarse el proceso de lavado de las sales para obtener un nivel aproximado, en la parte superior de la zona radical, a la tolerancia del cultivo considerado. Cuando la CE del extracto saturado en la parte superior de la zona radical es menor de $10-12 \text{ dS m}^{-1}$, un riego de pre-siembra de 0,1 a 0,2 m generalmente es suficiente para iniciar un cultivo tolerante. Por el contrario, cuando la salinidad excede significativamente este nivel, lo anterior no sería suficiente ni siquiera para los cultivos tolerantes, siendo entonces necesario el lavado de recuperación.

Las técnicas de lavado son principalmente:

- Inundación continua.
- Inundación intermitente.
- Aspersión.
- Riego localizado.

En el método de **inundación continua**, la lixiviación es rápida porque el agua se desplaza rápidamente por los poros grandes, pero se requiere una gran cantidad de agua para desplazar una unidad de sales. En la práctica no es posible estimar con exactitud la lámina de agua necesaria para lixiviar un suelo dado, pero como guía general puede calcularse según:

$$Pa = k \times \frac{Ps}{CEsf / CEsi}$$

Donde Pa es la profundidad del agua infiltrada; Ps es la profundidad del suelo a recuperar; k es = 0,3 (suelos arcillosos) ó 0,1 (suelos arenosos); $CEsf$ es la CE final deseada del suelo; y $CEsi$ es la CE inicial del suelo.

El método de lixiviación por **inundación intermitente** o por **aspersión**, es más eficiente que el anterior porque necesita menos agua pero requiere más tiempo. Al ocurrir un flujo no saturado, el movimiento del agua es lento, permitiendo una mayor difusión de las sales del suelo hacia el agua en movimiento. Con este método, el cálculo de la cantidad necesaria de agua puede hacerse según:

$$Pa = 0,1 \times \frac{Ps}{CEsf / CEsi}$$

Donde Pa es la profundidad del agua infiltrada; Ps es la profundidad del suelo a recuperar; $CEsf$ es la CE final deseada del suelo; y $CEsi$ es la CE inicial del suelo.

El **riego localizado** también se ha utilizado con éxito en la recuperación de suelos afectados por sales. En estos casos se colocan los laterales, con sus emisores poco espaciados, sobre la superficie plana de los camellones y se continúa regando hasta obtener la lixiviación deseada. Después de la siembra se riega también el cultivo por este método.

Los métodos de lavado por aspersión y riego localizado tienen la ventaja que pueden usarse en suelos con pendientes donde no es posible la nivelación previa del terreno.

Una vez que se han lavado las sales de la zona radical hasta un nivel aceptable por un cultivo tolerante como la cebada, conviene sembrar lo más pronto posible. El cultivo puede favorecer la recuperación de los suelos por una combinación de efectos, tales como, la acción física de las raíces de abrir el suelo y favorecer la infiltración, el aumento de la materia orgánica y la mejora de la estructura del suelo por la acción de ciclos alternados de secar y mojar el suelo.

Recuperación de suelos sódicos

La recuperación de suelos sódicos es necesaria cuando la velocidad de infiltración del agua es tan lenta que no permite suministrar el agua requerida por los cultivos o para lixiviar las sales acumuladas en la zona radical.

Los métodos para recuperar suelos sódicos pueden ser químicos o físicos. Los métodos químicos consisten en la adición de enmiendas, que son productos que contienen una fuente de calcio soluble o que favorecen la solubilización del calcio de suelos que contienen carbonato de calcio. Los métodos físicos más comunes son la labranza superficial y las araduras profundas. La elección del método de recuperación depende de las condiciones del suelo a recuperar. El enfoque consiste en mantener una salinidad adecuada para contrarrestar los efectos adversos del sodio intercambiable sobre las propiedades hidráulicas.

Enmiendas

Las enmiendas más comunes que contienen calcio son yeso, carbonato de calcio, cloruro de calcio y nitrato de calcio. Las enmiendas que suministran calcio indirectamente por reacción con el carbonato de calcio del suelo son principalmente ácido sulfúrico y azufre. La equivalencia de las distintas enmiendas, en relación al yeso, se encuentra en el Cuadro 14.

Cuadro 14. Enmiendas y su eficacia en proporcionar calcio (Ayres y Westcot, 1987; Hanson *et al.*, 1999)

Enmienda	Fórmula	Toneladas equivalentes a 1 tonelada de yeso 100% puro
Yeso	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	1,00
Azufre	S	0,19
Ácido sulfúrico	H_2SO_4	0,57
Nitrato de calcio	$\text{Ca}(\text{NO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	1,06
Carbonato de calcio	CaCO_3	0,58
Cloruro de calcio	$\text{CaCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	0,86

El yeso, ya sea incorporado en el suelo o dejado en la superficie, es la fuente de calcio más comúnmente usada como enmienda de suelos sódicos. También puede agregarse al agua de riego, especialmente cuando el problema de infiltración se debe a una baja salinidad del agua ($\text{CE}_a < 0,2 \text{ dS m}^{-1}$).

La recuperación de suelos sódicos que contienen carbonato de calcio (calcita) se realiza usando enmiendas ácidas, como ácido sulfúrico, o enmiendas formadoras de ácidos, como el azufre. Estas enmiendas reaccionan con la calcita proporcionando una fuente soluble de calcio dentro del suelo.

El ácido sulfúrico es un ácido fuerte y corrosivo, por lo que debe ser manipulado cuidadosamente por personal competente. Es muy eficaz para recuperar suelos sódicos calcáreos y se puede aplicar directamente al suelo o al agua de riego. Las aplicaciones se realizan antes de la siembra seguidas de una lixiviación extensiva para lavar las sales.

El azufre es una enmienda de reacción lenta porque tiene que ser oxidado por las bacterias del suelo para formar ácido sulfúrico, el cual reacciona con la calcita liberando calcio. Debido a que la actividad microbiana aumenta al disminuir el pH, es importante no diluir el azufre incorporándolo demasiado profundo en el suelo. Es decir, es preferible labranza superficial a una profunda.

La incorporación de materia orgánica y la mantención del cultivo también contribuyen a la recuperación de suelos sódicos porque favorecen la infiltración del agua debido al aumento de la presión de anhídrido carbónico generada por la respiración de las raíces y por la descomposición de la materia orgánica, el cual a su vez aumenta la salinidad y disminuye el pH de los suelos calcáreos.

Las enmiendas solubles también pueden aplicarse para mejorar el agua de riego, lo cual generalmente significa que las cantidades que deben agregarse son menores que las requeridas para mejorar la calidad del suelo. La decisión del método a utilizar debe considerar que el riego con agua mejorada disminuirá el sodio intercambiable del suelo después que se haya aplicado suficiente agua de buena calidad para que lixivie la zona radical. En general, puede recomendarse usar las enmiendas en el agua de riego cuando la sodicidad está confinada en la parte superficial del suelo y directamente en el suelo cuando la sodicidad también se presenta en la zona radical.

Estimación del requerimiento de enmienda en el mejoramiento de la calidad del agua de riego

La estimación del requerimiento de enmienda para mejorar la calidad del agua de riego se basa en calcular la cantidad de calcio que debería agregarse al agua para obtener una relación entre la CE y la RAS que no provoque reducción en la velocidad de infiltración en el suelo, según se indica en la Figura 1.

Para ello, puede seguirse el siguiente procedimiento:

1. Determinar CE, Ca^{+2} , Mg^{+2} , Na^{+} y RAS del agua de riego.
2. Recalcular CE y RAS agregando calcio al agua hasta obtener una relación CE-RAS aceptable (Figura 1).
3. Convertir la adición de Ca^{+2} ($\text{mmol}+\text{L}^{-1}$) estimada en kg de enmienda por hectárea-0,3 m de agua, según el Cuadro 15.

Cuadro 15. Conversión de Ca (mmol+L⁻¹) en kg de enmienda por hectárea-0,3 m de agua

Ca ⁺² estimado (mmol+L ⁻¹)	kg de enmienda por hectárea-0,3 m de agua		
	Yeso 100%	H ₂ SO ₄ 100%	Ca(NO ₃) ₂ ·2H ₂ O 100%
1,0	258	147	273
2,0	516	294	547
3,0	774	441	820
4,0	1032	588	1094
5,0	1290	735	1367
6,0	1548	882	1641

Estimación del requerimiento de enmienda en el mejoramiento de la calidad del suelo

La cantidad de enmienda que debe aplicarse al suelo para recuperar un suelo sódico depende del sodio intercambiable inicial, del sodio intercambiable final deseado, de la densidad del suelo, de la profundidad a ser recuperada y de la presencia de calcita.

El análisis denominado **requerimiento de yeso** que se realiza en el laboratorio, indica la cantidad necesaria de yeso para suministrar el calcio requerido. Pero, es importante considerar que este análisis mide la cantidad de yeso requerida para reemplazar todo el sodio de intercambio, lo cual no siempre es necesario. Por lo tanto, el análisis puede sobreestimar los requerimientos.

Un procedimiento alternativo para estimar el requerimiento de calcio es el siguiente:

1. Determinar Ca⁺², Mg⁺², Na⁺, RAS, PSI y CIC del suelo.
2. Calcular el sodio intercambiable según:

$$Na\ int\ (cmol + kg^{-1}) = \frac{CIC \times PSI}{100}$$

3. Calcular el Na intercambiable necesario para un PSI deseado:

$$Na\ int\ final\ (cmol + kg^{-1}) = \frac{CIC \times PSI\ final}{100}$$

4. Calcular el requerimiento de Ca:

$$Requerimiento\ de\ Ca\ (cmol + kg^{-1}) = Na\ int\ inicial - Na\ int\ final$$

5. Convertir el requerimiento de Ca de cmol+ kg⁻¹ a ton (ha-0,3m)⁻¹ según el Cuadro 16.

Cuadro 16. Conversión de Ca ($\text{mmol}+\text{L}^{-1}$) en ton de enmienda por hectárea-0,3 m de agua

Requerimiento de Ca ($\text{cmol}+\text{kg}^{-1}$)	ton de enmienda por hectárea-0,3 m de suelo ¹		
	Yeso 100%	H ₂ SO ₄ 100%	azufre 100%
1,0	2,6	1,5	0,5
1,5	3,9	2,2	0,7
2,0	5,2	2,9	1,0
2,5	6,5	3,7	1,2
3,0	7,7	4,4	1,4
3,5	9,0	5,1	1,7
4,0	10,3	5,9	1,9
4,5	11,6	6,6	2,2
5,0	12,9	7,4	2,4

¹) Cálculos considerando una densidad del suelo de 1.000 kg m^{-3} .

Mezclas de aguas

El riego con aguas muy salinas por sí solo puede producir un gran aumento de la conductividad hidráulica. Luego, si se equilibra el suelo con diluciones sucesivas del agua muy salina con agua de buena calidad, se reducirá tanto la RAS como la CE del suelo.

Este método podría ser considerado cuando se dispone de agua salina, la cual debe tener una CE mayor de 20 dS m^{-1} y una relación entre la concentración de cationes divalentes y la concentración total de cationes sobre 0,3 (con las concentraciones expresadas en $\text{mmol}+\text{L}^{-1}$). Si es necesario, esta relación puede aumentarse agregando yeso. Los principales problemas de esta técnica son las instalaciones que se requieren para colectar, conducir y tratar las aguas salinas, y la necesidad de colectar y eliminar las aguas de drenaje altamente salinas para evitar la contaminación de las aguas superficiales y freáticas.

Modificación del pH del suelo

En algunas situaciones puede ser deseable acidificar un suelo, esto es, disminuir el pH del suelo. Si el pH alto se debe a una condición natural (presencia de carbonatos libres), es poco lo que se puede hacer para bajar permanentemente el pH del suelo. El tratamiento con azufre puede disminuir el pH del suelo pero por poco tiempo. En vez de ello, lo recomendable es elegir especies que puedan tolerar condiciones alcalinas.

Distinta es la situación en el riego por goteo, en que sí es factible disminuir el pH del suelo del bulbo húmedo bajo el gotero, mediante un riguroso control de las condiciones del agua de riego.

Los fertilizantes acidificantes disminuyen el pH de los suelos ácidos pero no son efectivos en bajar el pH de los suelos alcalinos que contienen carbonatos libres.

El tratamiento del suelo con sulfato de calcio (yeso), sulfato de magnesio o sulfato de potasio no cambia el pH del suelo debido a que son sales que no generan ni contribuyen con acidez.

Recuperación de suelos con toxicidad de elementos específicos

El método más eficaz para recuperar suelos con cantidades tóxicas de cloruro, sodio o boro es la lixiviación. El cloruro es fácilmente lixiviado. El sodio se mueve más lentamente en el suelo y puede requerir la adición de enmiendas con calcio para facilitar su lixiviación. El boro es mucho más difícil de lixiviar y requiere, aproximadamente, una lixiviación 2 a 3 veces mayor que la necesaria para lixiviar una cantidad equivalente de cloruro, o de sales en general. Además, la reducción en la concentración de boro en la solución suelo luego de la lixiviación puede ser solamente temporal debido a la regeneración del boro por liberación lenta del boro previamente adsorbido. En este caso, pueden necesitarse lixiviaciones periódicas para mantener el boro en niveles adecuados.

Para estimar la cantidad de agua necesaria para recuperar suelos afectados por boro puede usarse la ecuación siguiente (Hanson *et al.*, 1999):

$$Pa = 0,6 \times \frac{Ps}{Bf / Bi}$$

Donde Pa es la profundidad del agua infiltrada; Ps es la profundidad del suelo a recuperar; Bf es la concentración deseada de B; y Bi es la concentración inicial de B.

BIBLIOGRAFÍA

- AYERS, R.S. y WESTCOT, D.W. 1987. La calidad del agua en la agricultura. Estudio Riego y Drenaje N° 29, Rev. 1. Food Agricultural Organization, Roma, Italia, 174 p.
- BRADY, N.C. and R.R. WEIL. 2002. The nature and properties of soils. 13th Edition. Prentice Hall, New Jersey, USA, 960 p.
- FERREYRA, R., ALJARO, A., RUIZ, R., ROJAS, L. and OSTER, J. 1997. Behavior of 42 crop species grown in saline soils with high boron concentrations. *Agricultural Water Management*, 34(2): 111-124.
- GARTLEY, K.L. 1995. Recommended soluble salts tests. *In: Horton, M.L. (ed.) Recommended soil testing procedures for the Northeastern United States. 2nd Edition. Northeastern Regional Publication N° 493, Chapter 10. Disponible en el WWW: http://ag.udel.edu/extension/Information/Soil_Testing/title-95.htm Citado: julio 2004.*
- HANSON, B., GRATAN, S.R. and FULTON, A. 1999. Agricultural salinity and drainage. Division of Agriculture and Natural Resources Publication 3375, University of California, Davis, USA. 160 p.
- JUNTA DE EXTREMADURA. 1992. Consejería de Agricultura y Comercio (ed.). Interpretación de análisis de suelos, foliar y agua de riego. Consejo de abonado. (Normas básicas). Ediciones Mundi-Prensa, Madrid, España. 280 p.
- JURINAK, J.J. 1990. The chemistry of salt-affected soils and waters. pp: 42-62. *In: Tanji, K.K. (ed.) Agricultural salinity assesment and management. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice N° 71. Am. Soc. Civil. Engineers, New York, USA.*
- KEREN, R. and F.T. BINGHAM. 1985. Boron in water, soils, and plants. pp: 229-276. *In: Stewart, B.A. (Ed.) Advances in Soil Science, Volume 1. Springer-Verlag New York Inc., New York, USA.*
- MAAS, E.V. 1990. Crop salt tolerance. pp: 262-304. *In: Tanji, K.K. (ed.) Agricultural salinity assesment and management. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice N° 71. Am. Soc. Civil. Engineers, New York, USA.*
- NCh 2060. 1999. Suelos - Muestreo para análisis de fertilidad. Instituto Nacional de Normalización, Santiago, Chile. 9 p.
- OSTER, J.D. 1995. Curso: Riego con aguas salinas. Instituto de Investigaciones Agropecuarias, CRI Intihuasi, La Serena, Chile. 91 p.
- PORTA J., LÓPEZ-ACEVEDO M. y ROQUERO, C. 1999. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. 2ª Edición. Ediciones Mundi-Prensa, Madrid, España. 849 p.
- ROADES, J.D. and S. MIYAMOTO. 1990. Testing soils for salinity and sodicity. pp: 299-336. *In: Westerman, R.L. (Ed.) Soil testing and plant analysis. 3rd. Edition. Soil Science Society of America Book Series N° 3. Soil Science Society of America Inc., Madison, Wisconsin, USA.*
- SADZAWKA, A. 1990. Métodos de análisis de suelos. Instituto de Investigaciones Agropecuarias, Santiago, Chile. Serie La Platina N° 16. 130 p.
- SADZAWKA, A. 2001. Indicadores de salinidad y sodicidad. pp: 141-158. *In: Sadzawka R., A. y H. Flores. (Eds.) Curso La calidad en el análisis de suelo. Acta N° 8, Instituto de Investigaciones Agropecuarias, Santiago, Chile.*
- SADZAWKA, A., GREZ R., MORA, M.L., SAAVEDRA N., CARRASCO, M.A. y ROJAS, C. 2000. Métodos de análisis recomendados para los suelos chilenos. Comisión de Normalización y Acreditación, Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo. Disponible en el WWW: <http://alerce.inia.cl/docs/presentaciones/Doc002ASR.pdf> Citado: julio 2004.
- SADZAWKA, A., NOVOA, R. y LETELIER, E. 1992. Efecto de 27 años de fertilización sobre las características químicas de un suelo aluvial regado por el Río Maipo. *Agricultura Técnica (Chile)*, 52(4): 403-410.
- SSSA. 1987. Glossary of Soil Science terms. Soil Science Society of America, Madison, USA. 44 p.
- SOIL SURVEY STAFF, 1999. Soil taxonomy. A basic system of classification for making and interpreting soil surveys. 2nd Edition. United States Department of Agriculture, Agriculture Handbook N° 436, Washington DC, USA, 869 p.
- USDA. 1995. Soil survey laboratory information manual. United States Department of Agriculture. Soil Survey Investigations Report N° 45. Version 1.0, Lincoln, Nebraska, USA. 305 p.
- USDA. 1996. Soil survey laboratory methods manual. United States Department of Agriculture Soil Survey Investigations Report N° 42. Version 3.0, Washington DC, USA. 693 p.
- VAN HOORN, J.W. and VAN ALPHEN, J.G.. 1988. Salinity control. 29th International Course on Land Drainage, Agricultural University Wageningen, The Netherlands. 96 p.

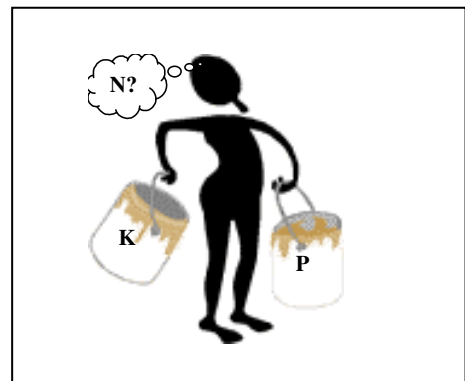
6

FERTILIDAD DE SUELOS Y NUTRICIÓN DE CULTIVOS; DESARROLLO DE LA EXPERIENCIA EN CHILE

Francisco Matus B.

**Facultad de Ciencias Agrarias
Universidad de Talca**

MATUS, F. 2006. Fertilidad de suelos y nutrición de cultivos: desarrollo de la experiencia en Chile. pp: 207-263. *In: Avances en el conocimiento de los suelos de Chile. (Re-edición, 2020). Luzio, W. y Casanova, M. (Eds.). Santiago, Chile.*



INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presenta una descripción y síntesis de los fundamentos de los principales métodos utilizados en el sistema de recomendaciones de fertilización para los cultivos anuales. Sin duda este tema constituye el conocimiento aplicado de la nutrición de cultivos. Esta última disciplina abarca desde los mecanismos involucrados en la absorción de los minerales hasta el estudio de la disponibilidad y aplicación de los nutrientes al suelo. Hay tres razones que motivaron este enfoque. La primera es que en la actualidad en Chile existe un número de personas que realizan recomendaciones de fertilización, muchas de las cuales carecen de los fundamentos técnicos adecuados. Ello ha ocurrido en parte porque no ha habido una política sostenida de transferencia en esta área. Hoy en día, son las compañías que venden fertilizantes las que se encargan, por lo general, de tomar las muestras de suelo y realizar las recomendaciones de fertilización. Por otra parte, los organismos oficiales como el Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA) y algunas universidades tuvieron un papel activo en el pasado, pero sus programas han sido descontinuados o se han debilitado. Hoy el papel investigativo en fertilidad de suelos y nutrición de plantas es más teórico y fundamentalmente se localiza en universidades. En general, se puede decir que existe una carencia de un compendio conductor de las reglas básicas en torno a la fertilización de cultivos. La segunda razón, es que los conceptos involucrados en la fertilización de los cultivos es un buen resumen del conocimiento biológico y su interacción con el medio productivo, englobando aspectos de clima, suelo-fertilizante, planta y manejo agronómico. Sin embargo, el sistema de recomendaciones de fertilización sigue siendo un desafío metodológico en agronomía. Sorprende que aún con los conocimientos actuales en fisiología vegetal, física, química y biología de suelos, no exista un método universalmente confiable para estimar las necesidades nutricionales de los cultivos.

Desde hace tiempo se ha reconocido que la interpretación de los ‘test’ de análisis de suelo que ayudan como herramienta de diagnóstico, trabajan bien en una condición agroecológica, pero no son válidos en otra (Hauser, 1973). Ello porque los factores determinantes del crecimiento y desarrollo de los cultivos están relacionados espacial y temporalmente en complejas interacciones. Todo esto genera procesos del todo no entendidos. Generalmente los métodos empleados para el sistema de recomendaciones de fertilización son desarrollados localmente y no deben ser aplicados sin previa calibración. La tercera razón que motivó este enfoque es la oportunidad para mostrar la potencialidad del método del balance y sus alcances agroecológicos, en el cual la entrada de nutrientes al suelo debe ser igual a las salidas. Desde un punto de vista de la agricultura sustentable, el método del balance puede ser el más apropiado ya que: 1) permite establecer el balance nutricional para un determinado objetivo de producción; 2) se puede medir la eficiencia de uso de nutrientes y estimar sus pérdidas desde el suelo; y 3) permite identificar los factores críticos que limitan la producción.

En este capítulo se pretende que el lector pueda comprender los principios generales de la fertilización de los cultivos con un enfoque metodológico desarrollado en el país. Lo primero que se presenta es una breve reseña histórica de la evolución que ha tenido la nutrición vegetal desde la química agrícola hasta nuestros días. Luego se describen los métodos más empleados para estimar las dosis de fertilización. Para comprender esto se necesita un conocimiento más detallado de los ciclos biogeoquímicos de los nutrientes en el suelo.

Cabe señalar que por razones de espacio se presentan las necesidades de fertilización de los macronutrientes, tales como: nitrógeno (N), fósforo (P) y potasio (K). Esto, por sus marcados efectos como factores primarios de producción. Sin embargo, igualmente se describen brevemente las necesidades de otros nutrientes secundarios.

Breve reseña histórica

Demolón (1965) señalaba: “El suelo hasta la época presente se ha considerado desde un punto de vista particular y meramente utilitario, como el medio en el que se desarrolla el sistema radicular de los vegetales”. En la actualidad esta visión desde un punto de vista legislativo en Chile no ha cambiado, ya que el suelo es el recurso que menos se observa como integrando parte del ecosistema. De hecho no existe una ley de protección del suelo como en otros países. Basta mirar la historia del estudio de la fisiología vegetal para explicarse esta actitud, ya que esta disciplina se desarrolló desde muy temprano antes que la edafología. Mayores detalles históricos del desarrollo de la edafología y de la fertilidad de suelos se puede encontrar en Tisdall *et al.* (1985). A continuación una breve reseña histórica.

Después del trabajo de Pietro Crescenzi (1230-1307) quien describió las prácticas agrícolas locales en la época de Homero, el conocimiento agrícola no aumentó sino hasta los trabajos de Bernard Palissy (1563) a quien se le atribuye la observación que el contenido de cenizas de las plantas proviene del material que remueven del suelo. Luego Francis Bacon (1561-1624) creyó que el propósito principal del suelo era mantener las plantas erectas y que las protegía contra el frío y el calor. También creyó que cada planta se nutría de sus propias sustancias empobreciendo al suelo. Luego, hubo varios aportes aunque no todos correctos. Jan Baptiste Van Helmont (1577-1644) pensó que el agua era el único nutriente de las plantas. Robert Boyle (1627-1691), también conocido por sus aportes en el campo de la presión y el volumen de los gases, concluyó que los principios del crecimiento vegetal como la sal, el alcohol, la tierra, etc. fueron formados por el agua. Más tarde J. R. Glauber (1604-1668), pensó que el salitre (KNO_3) era el principio esencial de crecimiento para las plantas que se buscaba en aquella época. Por esos días, John Woodward, también concluyó que el crecimiento vegetal es proporcional al grado de impurezas o sedimentos en las aguas servidas o aguas con lodos. Incluso Jethro Tull (1674-1741) creyó que las plantas eran capaces de ‘ingerir’ partículas de suelos por sus raíces. Arthur Young (1741-1820) avanzó un paso más e hizo ensayos en macetas para encontrar el así llamado principio de crecimiento. Empleó tratamientos como carbón, aceite, estiércoles, conchas marinas, etc. Todos estos científicos reflejaron la idea que las plantas estaban compuestas de un tipo de ‘sustancia’ y la mayoría investigó para encontrar este *principio nutritivo de las plantas*. En 1775, Francis Home señaló que no debía haber un sólo principio sino probablemente varios, entre los que incluyó el aire, el agua, la tierra, la sal, el aceite y el fuego en un ‘estado fijo’. Home también realizó análisis químicos de los tejidos de las plantas. Sin embargo, no fue hasta la mitad del siglo diecinueve y comienzos del siglo veinte donde se hicieron más progresos en el entendimiento de la nutrición de las plantas. Se podría decir que la química agrícola se desarrolló con los estudios de Justus von Liebig (1803-1873) después de su famosa publicación en 1842 (*Die Organische Chemie in Anwendung auf Agrikultur und Physiologie*), obra que resumidamente se conoce como “Química agrícola”. La aplicación de su teoría más bien conocida como “la ley del mínimo” (1862), hoy compartida con Carl Sprengler (1787-1859) quien independientemente investigó la respuesta de las plantas a la aplicación de elementos

minerales (Van der Ploeg *et al.*, 1999), estimulando el desarrollo sistemático de esta disciplina. Los principales descubrimientos de Liebig fueron: el desarrollo de un método mejorado para el análisis elemental (cuarenta veces más rápido), el desarrollo de la teoría de los radicales libres en colaboración con Friedrich Wöhler (1800-1882) y la fundación de la química agrícola, como una nueva ciencia. Sin embargo, a menudo la ley del mínimo y sus consecuencias se consideran en forma axiomática por los profesionales que la emplean. Desde muy temprano, ha habido un énfasis en el papel que juegan los “nutrientes limitantes” sobre la supresión del rendimiento (Black, 1992). Prueba de ello es que para la mayoría de las plantas cultivadas, la remoción de las deficiencias de N en el suelo (con los otros elementos estando presentes en el suelo), generalmente incrementa los rendimientos. Existe un enorme volumen de experimentación donde efectivamente se demuestra que ello ocurre. Sin embargo, en la época en que Liebig propagó su teoría, ya había evidencias opuestas. Recientemente se ha demostrado que no necesariamente existe un incremento en la acumulación de la biomasa del bosque cuando las deficiencias de N son removidas al aumentar la presión parcial de CO₂. Obviamente, en este caso la ley de Liebig no se cumple. En la época de Liebig, J. B. Lawes y J. H. Gilbert, los fundadores de la famosa estación experimental agrícola de Rothamsted en Inglaterra, creían que no todas las máximas de Liebig eran correctas.

Desarrollo de la fertilidad de suelos en Chile

En Chile, hasta 1939 la investigación en suelos era muy escasa (Luzio, comunicación personal¹). Desde 1939 a 1946, el Departamento de Genética y Fitotecnia perteneciente al Ministerio de Agricultura inició una serie de ensayos de fertilización en trigo en sus campos experimentales a lo largo del país (PNUD-FAO, 1973). El propósito de estos experimentos era explorar las Regiones donde se producían respuesta a la aplicación de N, P, K y al encalado. Los resultados de estos ensayos permitieron destacar la importancia del efecto del N, la escasa respuesta del K, la intensidad de respuesta del P, sobre todo en el sur donde predominan los suelos derivados de cenizas volcánicas y la restricción de la encaladura en suelos graníticos, rojos arcillosos y trumaos. Cabe destacar que la respuesta a la fertilización se intentó vincularla a la naturaleza de los suelos (PNUD-FAO, 1973). Ya en esa época existían algunas cartas agrológicas de aptitud para algunos cultivos confeccionadas por la Estación Agronómica del Ministerio de Agricultura y posteriormente por el Laboratorio de Investigaciones Agrícolas pertenecientes al mismo Ministerio. Luego, la actividad en el reconocimiento de suelos estuvo centrada casi exclusivamente en la Corporación de Fomento (CORFO), estudios liderados por Sergio Alcayaga.

A partir de los resultados de los ensayos de respuesta a N, P y K iniciados en 1939, el programa se amplió progresivamente en los años subsiguientes. Se realizaron estudios de interacciones entre nutrientes, determinación de las dosis óptimas, curvas de calibración (correlación entre la disponibilidad del nutriente en el suelo y las dosis óptimas), estudios de épocas de aplicación y parcialización de las dosis, pruebas de fuentes fertilizantes, efecto del encalado y estudios de otros nutrientes (boro y azufre). Las conclusiones de estas extensivas investigaciones fueron sintetizadas en sendos boletines de Letelier entre los años 1961 y 1967 (PNUD-FAO, 1973).

¹Profesor Walter Luzio, Facultad de Ciencias Agronómicas, Universidad de Chile.

Paralelamente, la Industria Azucarera Nacional (IANSAs) realizó un programa extenso entre las provincias de Curicó y Llanquihue para establecer las necesidades de fertilización de la remolacha azucarera cuyos resultados también fueron sintetizados por Letelier, 1969 (citado por PNUD-FAO, 1973). Con la creación del Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA) en 1964, todos los programas de fertilidad pertenecientes al Ministerio de Agricultura y dispersos en el país se concentraron en INIA. Luego el gobierno de Chile encargó a la Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO) un proyecto conjunto de reconocimiento y exploración de deficiencias nutritivas iniciándose en 1966 y concluyendo en 1971. El conjunto de los resultados obtenidos y análisis de la investigación desde que se abrió el Instituto, estuvieron a cargo de Letelier. Ya la memoria anual de INIA de 1969 destaca la investigación en los siguientes temas: propiedades de los suelos agrícolas, exploración de las deficiencias nutritivas, determinación de las necesidades de fertilizantes mediante análisis de suelo, manejo de los suelos, tecnología del uso de fertilizantes, microbiología del suelo, salinidad y alcalinidad de suelos y aguas, ecología y productividad de los cultivos.

A partir de la década del 70, la investigación en fertilidad de suelos también se concentró en las universidades Católica de Chile, de Chile, de Concepción y Austral. En la Universidad Austral por ejemplo, se hicieron varios ensayos de N, P y K, por lo general, en el cultivo de remolacha azucarera, los cuales fueron liderados por Gastón Arcáuz y Bernardo Silva (Ellies, comunicación personal²). Tempranamente en la Universidad de Concepción, Gotardo Schenkel introduce técnicas como el método de Chaminade. En la Universidad de Chile, Schalscha investiga en química de suelos y química ambiental (Besoáin, 1985).

Algunos de los estudios recientes, y en forma extensiva en fertilidad de suelos, se hicieron por INIA entre 1985 y 1988 en la Región del Maule a través del financiamiento del Fondo de Innovación Agrarias. Este proyecto de “Investigación y demostración de tecnología agropecuaria” se focalizó en la producción de trigo, arroz y leguminosas de grano. Luego entre 1987 y 1990 se financió otro proyecto FIA: “Economía del fósforo en suelos volcánicos entre las Regiones VIII y X”, en el cual se probaron distintos fertilizantes fosfatados y varias estrategias de fertilización (INIA, 1990).

Recientemente el Ministerio de Agricultura tomó algunas iniciativas importantes tales como el Programa de Recuperación de Suelos Degradados, el cual ha tratado de colocar en primer plano los problemas de conservación, deficiencias de fósforo de los suelos y los problemas de acidez.

Nueva conciencia de una agricultura sustentable

Según Goewie (2002) sustentabilidad es la capacidad que tiene el agroecosistema de maximizar su biodiversidad. Agroecosistema es una unidad ecológica modificada por la actividad antrópica para producir alimentos, fibra u otros productos agropecuarios. El desarrollo sustentable de la agricultura implica que debe mantenerse la autoorganización con una mínima intervención. Así por ejemplo, cuando un agricultor sustituye el uso de pesticidas sintéticos por productos naturales, aumenta la biodiversidad y por lo tanto incrementa la autorregulación del predio. El

² Profesor Achim Ellies, Instituto de Ing. y Suelos, Universidad Austral de Chile.

incremento en la autorregulación afecta también los costos de producción. El agricultor reduce el uso de insumos externos al predio pero al mismo tiempo debe mantener su rentabilidad. Podría decirse que en un extremo de la agricultura sustentable está la agricultura orgánica y en el otro, la empresa agrícola o industria agropecuaria. En la agricultura orgánica no se deben ingresar más insumos externos que la cantidad que se extrae de las cosechas. A pesar que la agricultura orgánica aumenta la biodiversidad, la productividad disminuye (Goewie, 2002). En el otro extremo, las empresas agrícola ingresan enormes cantidades de insumos externos al predio y por lo tanto mantienen una baja biodiversidad, pero a un alto costo. Goewie (2002) plantea que el manejo integrado corresponde al punto en el cual se maximiza la autorregulación y, al mismo tiempo, la rentabilidad del predio. Estas ideas son muy recientes pues la nutrición de cultivos, en la noción de agricultura sustentable, es un concepto que apareció tarde en el siglo veinte.

Recomendaciones de fertilización y necesidades nutricionales de los cultivos

Las recomendaciones para optimizar la fertilización de los cultivos se pueden agrupar en tres sistemas basados en: a) análisis de suelo, b) análisis de tejido o análisis foliar, y c) modelos de simulación (Zagal *et al.*, 2003). En Chile, y en el mundo en general, el sistema más usado es el análisis de suelo. Este consiste en la determinación de índices de disponibilidad de nutrientes (IDN) para las plantas en la capa arable del suelo. Los IDN son valores empíricos que resultan de la medición de elementos minerales empleando métodos químicos y correlacionándolos con el rendimiento de los cultivos. Por lo tanto, se puede decir que el análisis de suelo es una herramienta de diagnóstico para tomar decisiones en torno a la pregunta *¿qué nutriente aplicar?*. Una vez que se conocen los nutrientes deficitarios en el suelo, la siguiente pregunta es *¿cuánto aplicar?*. Esta pregunta fue mucho más importante tanto más se agudizaron los problemas de impacto ambiental en los países desarrollados (Matus, 1997). Las recomendaciones basadas en el análisis de suelo surgieron en la década de los sesenta y consistieron en las llamadas curvas de calibración. Estas curvas relacionaron los IDN en el suelo con el rendimiento de los cultivos. Este enfoque fue muy popular en Chile (PNUD-FAO, 1973) y en el mundo. Así por ejemplo, Hauser (1973) publicó un manual de calibración para recomendaciones de fertilización. En Europa el método de la calibración se denominó N_{min} , el cual permite estimar las dosis de N para los cultivos (Neeteson *et al.*, 1984).

Stanford (1973) introdujo lo que ahora se llama el método del balance o el método del balance de masas para estimar los requerimientos de fertilización nitrogenada en cultivos agrícolas. Este método consiste en cuantificar la demanda de N por el cultivo y la oferta de este elemento por el suelo. El N no contabilizado en el balance se asume como una ineficiencia (N no recuperado por el cultivo). Este método en Chile fue introducido por Oyanedel y Rodríguez (1977), y la misma idea fue desarrollada para P y K por Rodríguez (1993) y Rodríguez *et al.* (2001). En Francia Meynard *et al.* (1982) y Remy y Viaux (1982) introdujeron el método del balance de N, que es el sistema actual de recomendaciones de fertilización en ese país. La dosis de N se estima como la diferencia entre los ingresos y egresos de N tanto en el suelo como en la planta. Este método en Francia no utiliza una eficiencia de fertilización (salvo determinadas condiciones de suelo y manejo agronómico).

Rodríguez (1993) señala que las recomendaciones de fertilización deben ser más que el concepto tradicional de responder al *qué y cuánto nutriente aplicar*. Además debe responder a las preguntas *¿cuándo aplicar?* (parcialización de la dosis) y *¿cómo aplicar?* (localización de la dosis). Las respuestas a estas cuatro preguntas constituyen lo que se denomina una “norma de fertilización”.

MÉTODO DE LA CALIBRACIÓN

Las necesidades de fertilización de los cultivos han sido estimadas tradicionalmente en forma empírica. El incremento del rendimiento de los cultivos frente a distintas dosis de fertilización ha sido descrito por modelos matemático-estadísticos, los que más tarde se transformaron en funciones generalizadas de producción. Estas funciones no sólo consideraron los IDN del suelo sino otros factores de clima, suelo y manejo agronómico. El enfoque de la calibración obligó a todo productor agrícola a realizar un análisis de suelo para obtener una norma de fertilización (Rodríguez, 1993). Según este autor, los químicos agrícolas fueron exitosos para obtener índices de disponibilidad para P y K pero fracasaron en la obtención de un índice para N (para una discusión detallada ver más adelante, índices de disponibilidad de N). El objetivo de la calibración es establecer dosis óptimas de fertilización para maximizar el beneficio económico de la producción. Estas son las llamadas dosis óptimas económicas (DOE). La metodología tradicional según Rodríguez (1993) sigue los siguientes pasos:

1. Se subdivide el área de cultivo en unidades homogéneas de clima y de suelo.
2. Se establecen grupos de experimentos en las distintas unidades en sitios que cubran un rango amplio de disponibilidad del nutriente en estudio.
3. Se calibran los IDN, resultantes de los análisis de suelo, con la respuesta de la fertilización en cada sitio experimental.

En la Figura 1a-c se representa la respuesta hipotética del rendimiento (y) de un cultivo de trigo versus las dosis de P (x) en tres sitios con distintos índices de disponibilidad Olsen (P extractable con bicarbonato de sodio 0,5 N a pH 8,5). En la práctica, cuando se mide la concentración inicial de P en el suelo se debe realizar un experimento para conocer la dosis de P con la cual se obtiene el máximo rendimiento. Estos experimentos deben repetirse en el tiempo a medida que se incorporan nuevos cultivares. En el ejemplo anterior, a medida que aumenta el P-Olsen de 4 a 18 ppm (Figura 1a-c), la dosis óptima económica (DOE) disminuye (Figura 1d). Cuando el P en el suelo alcanza 18 ppm, no es necesario fertilizar. Si se grafican las dosis óptimas económicas obtenidas de varios experimentos se logra una curva robusta como la mostrada en la Figura 1d.

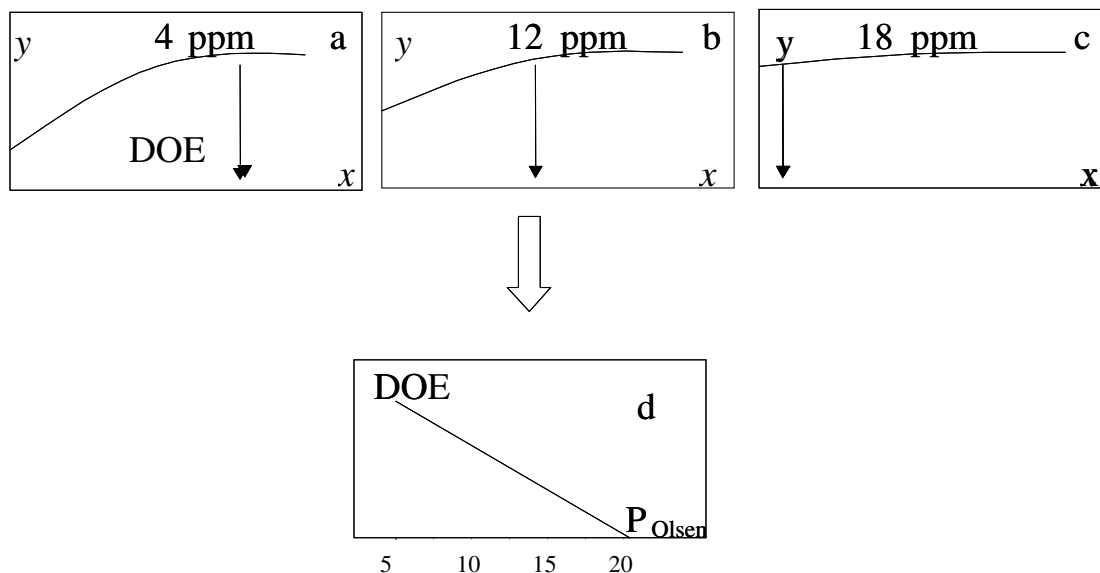


Figura 1. Respuesta hipotética del rendimiento del trigo, y , frente a la aplicación de distintas dosis de P, x , en suelos con distintos niveles de P-Olsen. Relación entre el rendimiento y , y P-Olsen del suelo (a-c) y entre la DOE y el P-Olsen del suelo (d).

Así por ejemplo, si el análisis de suelo indica un valor de P-Olsen en el rango de la curva mostrada en la Figura 1d, se puede hacer una recomendación de fertilización a través de una ecuación como: $DO = a - b \cdot (\text{P-Olsen del análisis de suelo})$.

Cálculo de la dosis óptima económica

El término ‘óptimo’ significa ‘mejor’ (Black, 1992). Los agrónomos piensan que el óptimo es el rendimiento máximo posible de alcanzar, sin embargo los economistas piensan que este corresponde al máximo retorno económico posible de lograr. Los principios económicos de la fertilización son independientes de la función matemática usada para representar la respuesta del cultivo a la fertilización. El mismo principio económico se aplica a todas las funciones de respuesta. Sin embargo, diferentes funciones de respuesta no rinden el mismo resultado económico. Ello porque cada función matemática tiene sus propias características de inflexión (Black, 1992).

En la práctica, las funciones de respuesta deben representar la ley de los rendimientos (retornos) decrecientes. Por simplicidad y para ejemplificar la metodología de dicho cálculo, se presenta la respuesta de un cultivo por un modelo cuadrático:

$$y = a + bx - cx^2 + e \quad (1)$$

donde y es el rendimiento del cultivo (kg ha^{-1}); x es la dosis de fertilizante (kg ha^{-1}); a , b y c son constantes; y e que corresponde al error, el cual se asume normalmente distribuido y con varianza 0.

Si el rendimiento y se multiplica por su precio de venta, se obtiene el valor monetario de la producción, y' . Si y' se grafica con las dosis de fertilización x se obtiene una función como la mostrada en la Figura 2. La tangente de esta curva representa la primera derivada de y' respecto a x . Esto es:

$$\frac{dy'}{dx} = b' - 2c' x \quad (2)$$

Despejando el valor de x de la primera derivada de la ecuación 1, se obtiene la dosis óptima física (DOF) (Figura 2). La DOF se representa por la siguiente ecuación:

$$DOF = \frac{b}{2c} \quad (3)$$

La DOF es la cantidad de fertilizante que se debe aplicar para obtener el rendimiento alcanzable sin que ello signifique maximizar el beneficio económico neto de la producción.

En la Figura 2, también se muestra la curva de costo fijo de producción y el costo de la fertilización (C). El costo fijo es el valor por unidad de área y generalmente incluyen los costos de aplicar el fertilizante (Black, 1992). El costo de la fertilización es el precio de la unidad de x como parte de los costos variables de producción. Entonces, C es el resultado de la suma de los costos fijos más el costo por unidad del fertilizante aplicado:

$$C = A + Bx \quad (4)$$

donde C es el costo de la fertilización (pesos ha^{-1}); A corresponde a los costos fijos de producción (pesos ha^{-1}); B es el costo por unidad de fertilizante (pesos kg^{-1}); y x es la dosis de fertilizante (kg ha^{-1}).

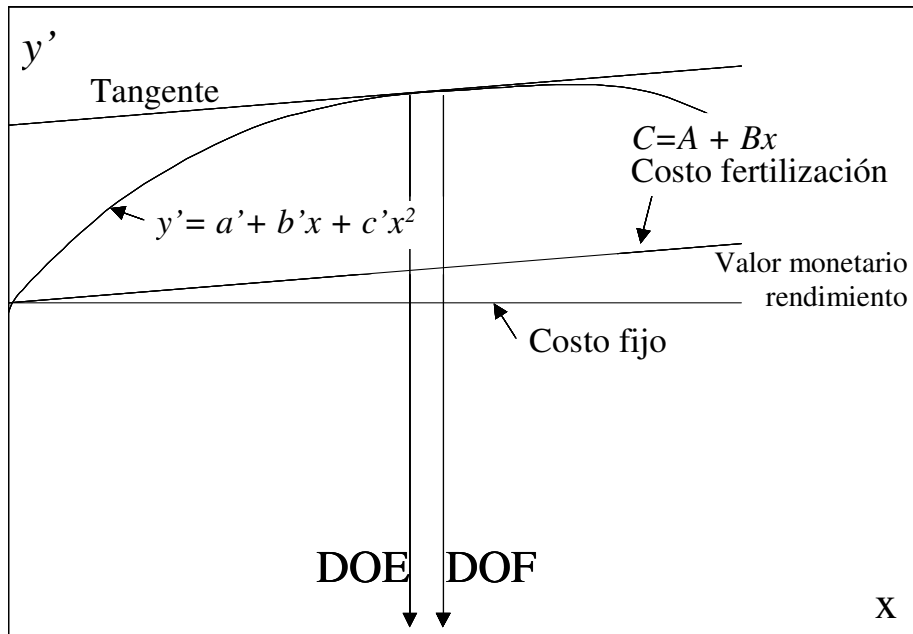


Figura 2. Relación del valor monetario del rendimiento y' y las dosis de fertilización x .

El valor y' es el resultado de la multiplicación del precio de producto por el rendimiento y (ecuación 1). El costo de la fertilización (C) se representa por una línea recta y es proporcional a la dosis aplicada. Los costos fijos son constantes por unidad de superficie (hectárea) y se representan como una línea paralela a los valores de x . La dosis óptima económica (DOE) se obtiene al despejar x de: $dy'/dx = dC/dx$. La dosis óptima física (DOF) se obtiene al despejar x de: $dy/dx = 0$. Note que $DOE < DOF$.

Por lo tanto, para obtener la DOE se debe igualar la primera derivada de 1 y 4, y luego se debe despejar x . Esto es:

$$\frac{dy'}{dx} = \frac{dC}{dx} \quad (5)$$

ó

$$b' - 2c'x = B \quad (6)$$

En la ecuación 6 el término de la derecha representa el valor del producto marginal y el término de la izquierda el valor del costo marginal de la fertilización. Así al despejar 6 se obtiene:

$$x = \frac{b' - B}{2c'} \quad (7)$$

donde x es la DOE.

De esta manera, graficando las DOE provenientes de varios sitios experimentales en suelos con distintos niveles de un nutriente, se obtiene la curva presentada en la Figura 1d.

La desventaja de las curvas de calibración es que las DOE deben ser evaluadas permanentemente y por lo tanto es un procedimiento que involucra un alto costo. También es sitio-específica y temporada-específica, es decir, depende de la variabilidad del sitio y del año en que se haga el experimento, por lo tanto, el resultado de la extrapolación a otras áreas debe modificarse de acuerdo al conocimiento empírico. La otra desventaja es que la respuesta de los cultivos es de tipo caja negra, es decir, uno asume que la causa de la respuesta se debe a la aplicación del fertilizante, dado que los demás factores productivos no son limitantes. Finalmente, esta metodología no ha sido exitosa para N (Rodríguez, 1993). Esto ha quedado de manifiesto por otras experiencias. En Holanda, el ajuste de la regresión lineal, como la mostrada en la Figura 1d, entre el contenido de N mineral acumulado a los 60 cm de profundidad y la DOE, para el cultivo de la papa, mostró un coeficiente de correlación bajo ($r = -0,20$) (Neteeson *et al.*, 1984). Esto indicó que el N-mineral es sumamente variable de un año en otro y que, obviamente, la respuesta es igualmente variable. Este coeficiente de correlación es superior cuando se trata de fertilización con P, sobre todo en zonas de riego (Araos, 1970). Hoy se están aplicando una combinación de métodos, es decir, curvas de calibración, balances de masas y modelos de simulación (Matus, 1997). Ello involucra un conocimiento mucho más detallado del sistema planta-clima-suelo-fertilizante.

Un estudio de caso de calibración para nitrógeno

En la Figura 3 se presentan los resultados de cinco experimentos conducidos durante la temporada 2001-2002 en cebada cervecera desde la VII Región del Maule a la IX Región de la Araucanía. Los sitios experimentales se localizaron en Panguilemo (suelo rojo arcilloso, Serie Talca, VII Región), San Carlos (suelo aluvial, Serie Tiuquilemu, VIII Región), Nueva Imperial (suelo rojo arcilloso, Serie Araucano, IX Región), General López (suelo trumao, Serie Pemehue, IX Región) y Pitrufulquén (suelo trumao, Serie Pemehue, IX Región). Los resultados corresponden al primer año de ejecución de un total de tres años de un proyecto financiado por Malterías Unidas y CORFO.

Parte de los experimentos se efectuaron en tres fechas de siembra en combinación con distintas dosis de N (0, 100 y 200 kg ha⁻¹), en tres cultivares (Acuario, Hilde y Alexis), con tres repeticiones. En otro grupo de ensayos se probaron varias dosis de N, P y K.

Como se aprecia en la Figura 3, hubo una relación altamente significativa ($P < 0,01$) entre el N recuperado por el cultivo, u sin fertilización (N-cero) y el rendimiento de grano, qq ha⁻¹. En estos sitios se aplicó urea, todo después de emergencia. Los rendimientos fluctuaron entre 20 y 85 qq ha⁻¹ y fueron ajustados a una función cuadrática. También se observa que con una cantidad de N mineral en el suelo aparentemente superior a 100 kg ha⁻¹, el rendimiento no aumentó.

La DOE fue calculada a partir de una función cuadrática ajustada al valor monetario de la producción y la dosis de fertilización (curva no mostrada). El precio de producto fue fijado en \$10.000 qq⁻¹. La primera derivada de esta función fue igualada al costo por unidad de N (\$326 kg⁻¹) (urea) y se despejó el valor x .

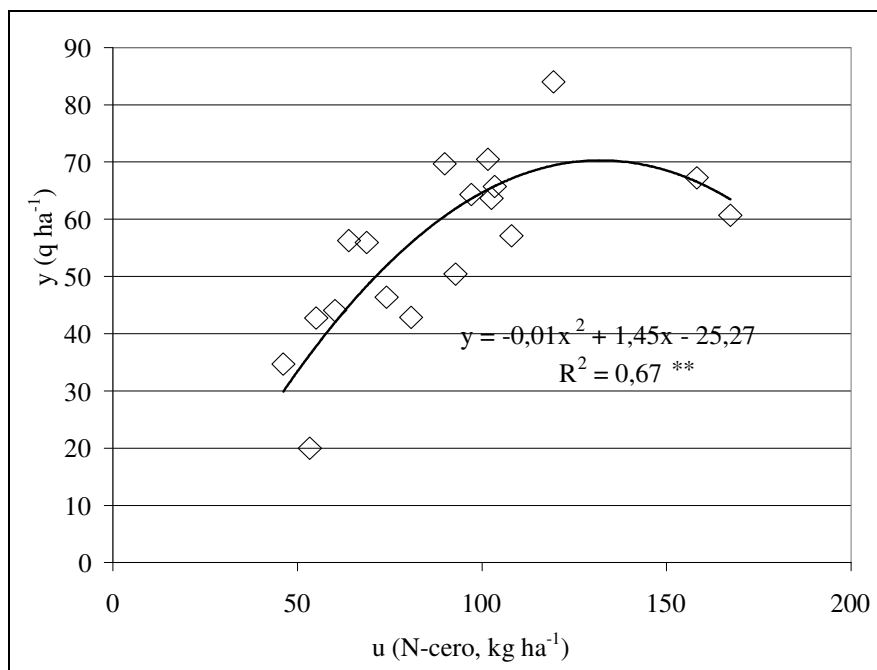


Figura 3. Relación entre el rendimiento (y) del testigo sin fertilización en cebada cervecera y la recuperación de nitrógeno, u del tratamiento sin nitrógeno (N-cero) en cinco experimentos desde la VII a la IX Región (** = $P < 0,01$).

En la Figura 4, se muestra la relación obtenida entre la DOE y u .

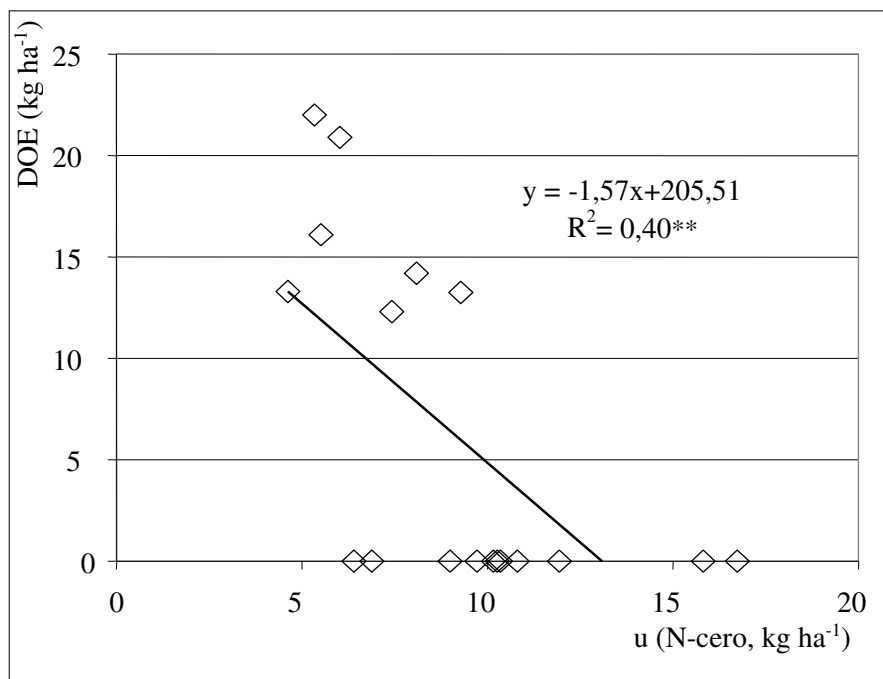


Figura 4. Dosis óptima económica (DOE) en cebada cervecera y la recuperación de nitrógeno, u del tratamiento sin nitrógeno (N-cero) en cuatro experimentos desde la VII a la IX Región (** = $P < 0,01$).

Normalmente esta relación se grafica con el N-mineral del suelo. A pesar de que en este caso se usó la recuperación de N del tratamiento testigo, hubo un alto grado de dispersión, con un bajo coeficiente de determinación (R^2). Estos resultados nuevamente confirman que el cálculo de las dosis de N por este método es impreciso ya que la variación de la DOE se explicó sólo en un 40% por la variación de u .

MÉTODO DEL BALANCE

Stanford (1973) introdujo el método del balance para estimar los requerimientos de fertilización nitrogenada para maíz. Se asume que los procesos involucrados en el ciclo biogeoquímico del N pueden ser cuantificados y por lo tanto, puede formularse en ecuaciones matemáticas rudimentarias (Stanford, 1973; Oyanedel y Rodríguez, 1977; Meynard *et al.*, 1982; Remy y Viaux, 1982). Antes de pasar a las ecuaciones del balance es conveniente revisar en forma general los procesos involucrados en el ciclo interno de N del suelo. La discusión está basada en Matus (1997), ocasión en que se presentó una revisión general del balance de N en el suelo y los índices de disponibilidad de N actualmente en uso.

Ciclo biogeoquímico del nitrógeno

Esta sección está enteramente basada en la revisión de Matus (1997).

En ecosistemas no intervenidos, se considera que la materia orgánica del suelo (MOS) ha alcanzado un nivel de equilibrio. Este nivel es controlado por los factores formadores del suelo (clima, topografía, vegetación, material parental, flora/fauna y tiempo). Cuando los suelos son cultivados sus contenidos de materia orgánica declinan. La tasa de disminución y el momento en que se establece un nuevo equilibrio dependen del aporte de residuos orgánicos en la rotación de cultivos y de las propiedades del suelo tales como textura, clase y distribución de agregados, drenaje y tipo e intensidad de laboreo. La MOS está íntimamente asociada al ciclo del N (Figura 5). El aporte de N al suelo ocurre por la fertilización, depositación atmosférica, fijación biológica y aportes orgánicos a través de las excretas animales y residuos vegetales. El N del suelo es removido al cosechar los cultivos. También es perdido, en sus formas solubles, por lixiviación y escurrimiento superficial y por transferencias gaseosas (óxido nitroso y nitrógeno elemental) mediante los procesos de **desnitrificación** y **volatilización**. El 'motor' de este ciclo es la biomasa microbiana del suelo que comprende casi a todas las clases y ordenes de invertebrados, como también un amplio rango de especies de bacterias y hongos. La estructura y tamaño de estas comunidades está probablemente relacionada al tipo de suelo y al manejo agronómico. La biomasa microbiana del suelo está sometida a una constante predación por los depredadores naturales, tales como protozoos y nemátodos (consumidores de bacterias) cuyas funciones han sido bien establecidas. Se ha demostrado que la predación estimula la mineralización de N ya que más N es mineralizado en presencia de protozoos (Kuikman y van Veen, 1989). La biomasa microbiana es responsable de la **mineralización bruta** de N en el suelo, proceso que constituye la transformación biológica del N orgánico a formas minerales (NH_4^+ y NO_3^-) a través de la descomposición. La biomasa también determina la **inmovilización bruta** que es la asimilación del N mineral a formas orgánicas en los cuerpos de los microorganismos. El resultado neto del balance es la diferencia

entre la inmovilización bruta y mineralización bruta. Por lo tanto, la cantidad de N mineralizado con signo positivo es la mineralización neta y viceversa la inmovilización neta. El proceso de mineralización/inmovilización se denomina **dinámica interna del N en el suelo**.

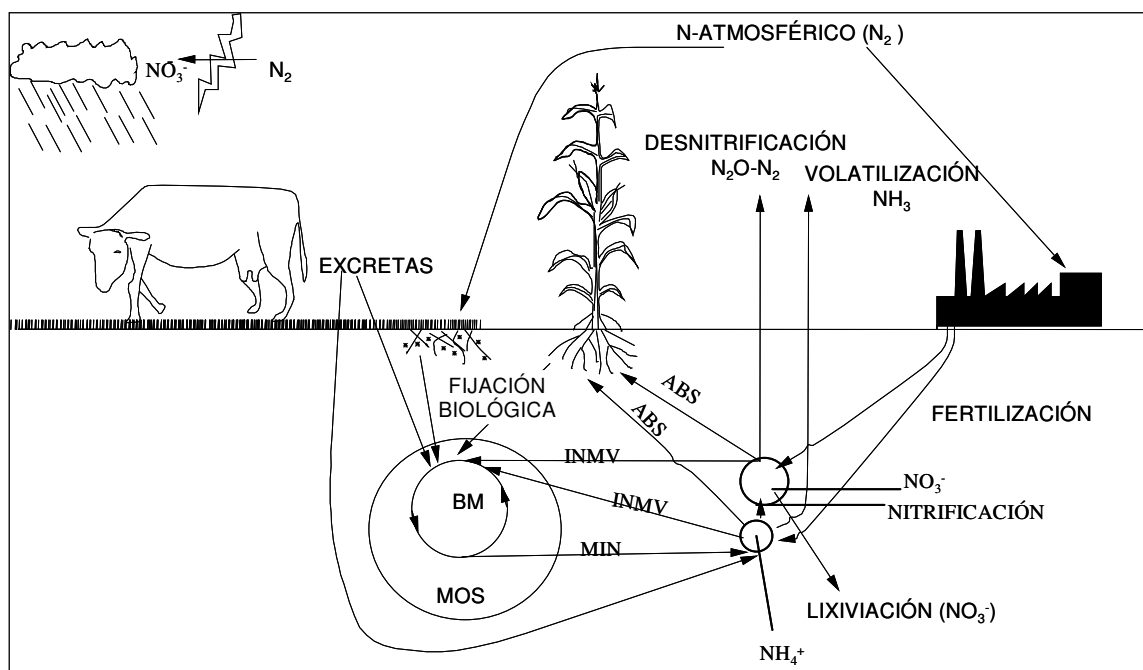


Figura 5. Dinámica del nitrógeno en el suelo (después de Matus, 1997). MB = biomasa microbiana; MOS = materia orgánica del suelo; MIN = mineralización de N; INMV = inmovilización de N; ABS = absorción de N (Matus, 1997).

La estructura del suelo está estrechamente relacionada al ciclo interno del N. La red de macro- y micro-poros forman el espacio poroso que aloja tanto la materia orgánica como la biomasa microbiana del suelo. El espacio poroso habitable por la biomasa microbiana ejerce una influencia directa sobre la depredación, al mismo tiempo determina la protección física de la MOS contra la descomposición. La protección física ocurre cuando la MOS está fuera del alcance de los microorganismos que se localiza dentro de los agregados del suelo. También cuando es adsorbida sobre la superficie de los coloides minerales (arcilla) para formar micro-agregados elementales (complejos órgano-metálicos), o cuando los residuos orgánicos en el suelo son ‘incrustados’ o recubiertos por partículas de arcillas. Todos estos mecanismos afectan negativamente la mineralización; por lo tanto, es lógico esperar que suelos arcillosos (sometidos a un aporte constante en cantidad y calidad de residuos orgánicos) sean capaces de preservar mucho más la MOS que suelos arenosos de texturas gruesas.

Otro tipo de protección física es la constitución bioquímica del sustrato. Los residuos vegetales están compuestos por materiales orgánicos heterogéneos con contenidos variables de carbohidratos estructurales como celulosa, hemicelulosa, lignina, también polifenoles, ceras y taninos. A excepción de la hemicelulosa y celulosa, el resto de estos compuestos orgánicos son resistentes a la descomposición. Así no sólo la interacción de la MOS con la estructura del suelo influye en la mineralización, sino también en la calidad del sustrato.

Recientemente se ha propuesto que los suelos pueden estar saturados con MOS en sus fracciones finas de arcilla y limo. Ello hace que el efecto de la protección física de la MOS disminuya en suelos saturados y por lo tanto, las tasas de mineralización en estos suelos pueden ser mayores en comparación con aquellos no saturados.

Después de muchos años de experimentación, el conocimiento que hoy se posee de la dinámica interna del N en el suelo aún es parcial. Los últimos conceptos e ideas en torno a la MOS, han permitido un entendimiento más global y exacto a través de los modelos de simulación. Gran parte de la investigación actual sobre el ciclo interno del N está orientada a estudiar la eficiencia de uso de N en diversos ecosistemas agrícolas. Contribuciones recientes han demostrado que hay pérdidas substanciales de N a la atmósfera y a las aguas subterráneas, generando un posible impacto ambiental.

Todos los métodos aplicados para estimar la mineralización de N en el suelo persiguen como objetivo evaluar con precisión la capacidad que posee el suelo para suministrar el N durante la estación de crecimiento.

Índices de disponibilidad de nitrógeno

Plantas indicadoras

Uno de los métodos más simples para estimar el suministro de N del suelo son las plantas indicadoras. Las plantas se hacen crecer en macetas (bajo condiciones controladas) o en el campo, sin aporte externo de N (idealmente sin adiciones atmosféricas). Este es lo que se denomina N-cero. Se asume que la extracción de N por las plantas es la cantidad de N mineralizada en el suelo. Las desventajas de este método son: a) parte del N absorbido permanece en las raíces, b) puede haber pérdidas significativas de N por lixiviación o desnitrificación, c) puede haber liberación de exudados en la rizósfera por las plantas que afecten la actividad microbiana, y d) se precisa de un análisis de suelo para medir el contenido mineral de N antes y después del período de crecimiento de las plantas. En general, estos métodos proveen una buena estimación de la mineralización de N, pero puede haber considerable imprecisión sobre todo cuando no se toman en cuenta las pérdidas de N.

Índices de mineralización potencial de nitrógeno en laboratorio

El objetivo de estas estimaciones es determinar un pool de N orgánico disponible para la mineralización. Una masa o volumen conocido de suelo es incubado, por lo general bajo condiciones óptimas de humedad y temperatura, durante un período (típicamente de 3 a 4 semanas). En estos métodos se asume que hay un pool con una capacidad finita de mineralización durante el período de incubación. Sin embargo, la mineralización estimada suele ser mayor que aquella medida en condiciones de campo. Aun cuando ha habido buenas correlaciones entre el N liberado durante la incubación y la absorción de N en estudios de macetas en condiciones de campo, los resultados no han sido exitosos.

Uno de los métodos más utilizados fue desarrollado por Stanford y Smith (1972). Los suelos tamizados (2 mm) son incubados aeróbicamente a 35°C y humedad controlada, por 30 semanas.

Stanford y Smith no consideraron las primeras dos semanas de mineralización, ya que el tamizado, secado, rehumedecimiento y pretratamiento de frío y almacenaje de las muestras, tienen un profundo impacto en la mineralización de N. Una forma de evitar la excesiva manipulación de los suelos es tomar muestras intactas (no alteradas). La desventaja de esta modificación es la gran variabilidad espacial cuando se toman las muestras en el campo, lo que obliga a tomar muchas repeticiones, además de la presencia de una excesiva cantidad de raíces. Otros investigadores han preferido las incubaciones anaeróbicas, lo cual evita mantener la humedad óptima del suelo e inhibe la nitrificación. En estas incubaciones también se pueden usar temperaturas superiores, ya que más NH_4^+ es liberado en cortos períodos de tiempo.

Los métodos de incubación han proporcionado abundante información acerca de los procesos de mineralización en el suelo (Fog, 1988). Jarvis *et al.* (1996) sugieren que estos métodos necesitan ser estandarizados, como también se necesita un método rápido para determinar el N potencialmente mineralizable y así poder extrapolar los resultados a condiciones de campo.

Índices de mineralización basados en extracción química

Los métodos químicos se han empleado como una técnica rápida de laboratorio para determinar el N lábil (N rápidamente mineralizable) que se libera de la MOS. Se asume que la cantidad de N extraído del suelo representa o está relacionado al N disponible para las plantas para la estación de crecimiento siguiente. Algunos de los métodos más simples ha sido la extracción con una solución de KCl a diferentes concentraciones y temperaturas. Estos métodos no han sido ampliamente probados y por lo tanto se desconoce su precisión, especialmente después de incorporar al suelo residuos de plantas y animales.

Un método que ha alcanzado cierta popularidad es la electro ultra filtración (EUF) que consiste en separar los cationes y aniones de la suspensión del suelo por medio de un campo eléctrico. La solución recuperada no sólo contiene el N mineral ($\text{NO}_3^- + \text{NH}_4^+$) sino también un N orgánico soluble de bajo peso molecular. Este N orgánico es equivalente al N lábil que sería mineralizado en la próxima temporada de crecimiento. La EUF ha sido ampliamente recomendada para la industria de la remolacha azucarera.

Estimaciones/mediciones de campo

Se han propuesto un gran número de técnicas de incubaciones de campo con grados variables de sofisticación. Uno de los principales problemas para medir las tasas de mineralización de N en condiciones de campo es la variabilidad espacial. El N mineral del suelo es espacialmente variable; el problema aumenta al agregar residuos orgánicos y excretas animales. Se requieren aproximadamente de 24 a 40 muestras de suelo para disminuir la varianza de la muestra. En suelos de praderas, el alto reciclaje de residuos orgánicos permite acumular gran cantidad de N mineral en el suelo, lo cual es una complicación adicional. Se han propuestos diversas técnicas de incubación en condiciones de campo. Así por ejemplo, se han usado bolsas de polietileno selladas para evitar las fluctuaciones de humedad y la penetración de raíces, o tubos de PVC tapados para determinar la cantidad de N lixiviado. Esta última técnica se ha sofisticado incluyendo resinas de intercambio para atrapar NO_3^- y otros nutrientes, o para atrapar bajo el dosel vegetacional iones provenientes de la atmósfera y las plantas. Otros métodos más rebuscados también han sido utilizados, tales como

la aplicación de acetileno para inhibir la nitrificación y la eliminación de N_2 de la atmósfera del suelo.

Uso de fertilizantes marcados con ^{15}N

Al aplicar fertilizantes isotópicamente marcados con ^{15}N , en la mayoría de los casos, es posible distinguir entre el N derivado del fertilizante y aquel proveniente de otras fuentes. Es posible también marcar plantas fertilizándolas con ^{15}N y posteriormente sus residuos incorporándolos al suelo. De esta manera se puede seguir la descomposición en incubaciones de laboratorio o de campo. Los estudios con ^{15}N muchas veces no son comparables con aquellos donde la mineralización es estimada por la absorción de las plantas en suelos no fertilizados. A menudo la absorción de N no marcado, en experimentos con ^{15}N , excede a la absorción de un cultivo sin fertilización con N en las mismas condiciones ambientales. Este efecto es llamado “priming effect” y consiste en que la aplicación de una fuente mineral de N estimula la mineralización de la MOS nativa. También es probable que el N inorgánico marcado substituya, en parte, al N inorgánico no marcado que de otra forma pudo haber sido inmovilizado o perdido por desnitrificación. El uso de las técnicas con fertilizantes marcados exige un conocimiento y una adecuada interpretación de los datos obtenidos. Con ^{15}N se puede evaluar la absorción proveniente del suelo, la absorción proveniente del fertilizante, la mineralización, la inmovilización, la lixiviación, la nitrificación, la desnitrificación, el N residual en el suelo, la biomasa-N y las pérdidas por volatilización a la atmósfera, teniendo de esta manera el balance global en el suelo. Además, este método está siendo usado en los estudios de Fijación Biológica de N en praderas y árboles leguminosas cuyo impacto a nivel Nacional e Internacional ha sido notable.

En general, la búsqueda de un método confiable y rápido que pueda ser llevado a condiciones de campo ha concitado un creciente interés. Esto se debe por una parte a una mayor inclinación por estudiar el reciclaje de nutrientes en los sistemas agrícolas y naturales y por otra, a las necesidades de predecir más precisamente la mineralización de N en el suelo para mejorar el sistema de recomendaciones de fertilización.

Modelos de simulación

A pesar de los diversos intentos por establecer una relación entre los contenidos de N total de la MOS y la absorción de N por los cultivos se ha encontrado escasa o ninguna correlación. Ello se debe a que sólo una pequeña fracción de la MOS se mineraliza, pues se ha sugerido que la MOS está constituida por compuestos orgánicos de distinta calidad. Bosatta y Agren en 1985 introdujeron la idea que la descomposición es un continuo, ya que la MOS del suelo aumenta en resistencia a la mineralización a medida que se descompone. De esta forma se han identificado varias fracciones de N orgánico en el suelo, cada una de las cuales hace una contribución diferente a la mineralización de N. Existe una fracción activa, constituida por una biomasa microbiana viva, generadora de los procesos de mineralización/inmovilización de N; una fracción de N orgánico vieja, con una tasa de mineralización más lenta y finalmente una fracción muy resistente que no participa en el ciclo estacional de nutrientes. Se han desarrollado varios modelos para simular la dinámica de la MOS. La parte matemática en estos modelos es compleja, por lo tanto, no sorprende que generalmente se haya mantenido el concepto de un número variable de fracciones discretas. Comúnmente estos modelos tratan de integrar el nuevo conocimiento sobre los procesos físicos, químicos y biológicos del suelo. Otro grupo de modelos (los modelos simples), han sido

elaborados con propósitos prácticos para estimar la mineralización de N del suelo en la región o localidad donde fueron desarrollados. La capacidad de predicción de la mineralización obtenida con los modelos sofisticados no es mejor que aquella obtenida con los modelos simples.

Desde la publicación de los trabajos de Stanford y Smith en 1972, la idea de un N potencialmente mineralizable y una tasa constante de mineralización, válida para todos los suelos, inspiró a muchos investigadores, ya que prometía ser un método simple y rápido para estimar la mineralización de N del suelo bajo condiciones de laboratorio. Sin embargo, existen fuertes discrepancias sobre el uso de una tasa constante de mineralización. El N potencialmente mineralizable ha sido una de las interpretaciones más prácticas y próximas al concepto de fracción activa de la MOS, tempranamente definida por Jansson en 1958.

Modelos de simulación usados en Chile

En Chile recientemente se evaluó un modelo de simulación que no sólo estima la mineralización de N, sino también realiza recomendaciones de fertilización (Zagal *et al.*, 2003). Este modelo usa una serie variables de entrada y está basado en el modelo inglés Roth C. Este último divide la MOS en varias fracciones. Una fracción física, otra química y una fracción activa, constituida por la biomasa microbiana. A la luz de la evaluación de varios modelos de simulación, los más promisorios han sido Roth C y un modelo americano, CENTURY de Parton *et al.* (1987).

Matus y Rodríguez (1994) publicaron un modelo de simulación simple para estimar el suministro de N en suelos chilenos. Estos autores plantearon una separación de la MOS entre una fracción activa y una pasiva para simular la contribución del N a partir de la incorporación de residuos frescos de cosecha (Figura 6). La fracción pasiva, constituida por un material orgánico mucho más resistente (humificado), no contribuye al proceso de mineralización. En cambio la fracción activa está compuesta por un N lábil (NL) de fácil descomposición y un N estabilizado (NE). Este último se mineraliza lentamente con una tasa constante (K_2). Tanto el NL como el NE son alimentados por los aportes de los residuos de cosecha que se incorporan al suelo. El N orgánico de los residuos al entrar al suelo se divide en un N resistente (NRo) y un N lábil (1-NRo). El primero contribuye a la formación del NE y el segundo a la del NL del suelo. El NL del suelo se mineraliza rápidamente. El NE varía su tamaño conforme al aporte de residuos orgánicos en la rotación de cultivos. Así este N aumenta cuando la tasa de mineralización es inferior a la tasa de incorporación de N orgánico, llegando a un momento en el cual se alcanza un equilibrio. Este se logra cuando la tasa de mineralización iguala a la tasa de incorporación. Lo opuesto ocurre cuando la mineralización es mayor a la incorporación.

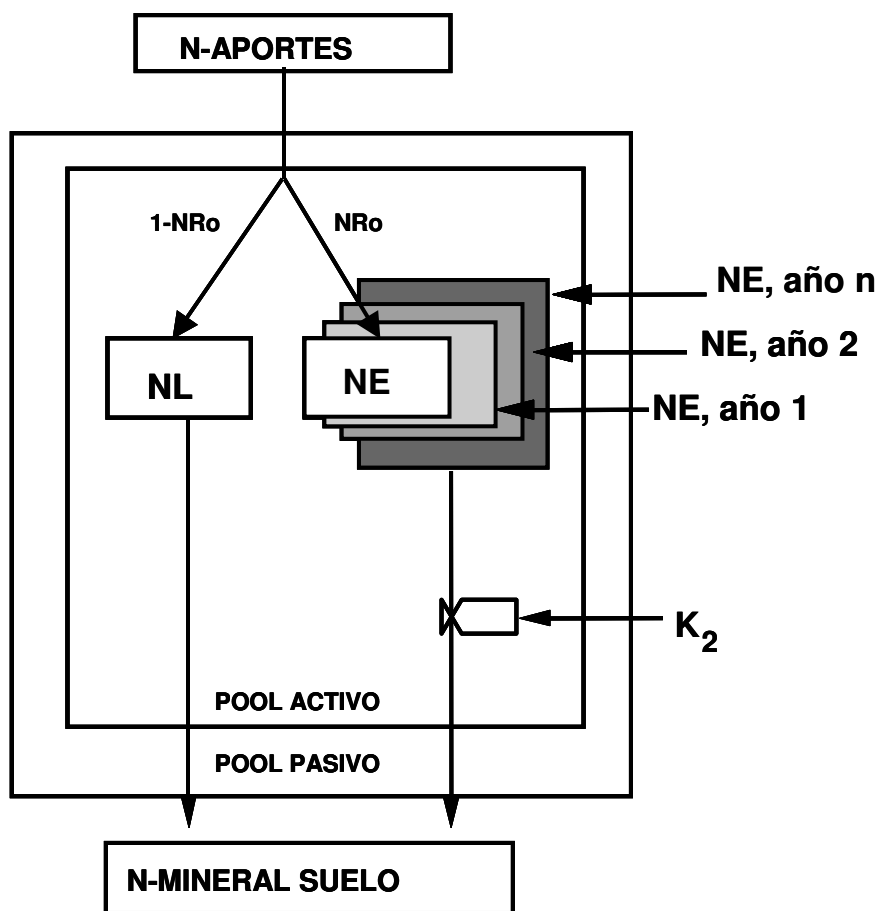


Figura 6. Modelo simple de mineralización de nitrógeno en el suelo (Matus y Rodríguez, 1994).

En la Figura 7 se presenta una simulación a partir de una tasa de mineralización constante y un aporte conocido de residuos orgánicos al suelo. Después de 80 años de simulación el NE alcanzó un estado de equilibrio. Este se logró con un aporte de 100. Si se disminuye el aporte, por ejemplo a 50, se alcanzará un nuevo equilibrio. En general, el modelo fue capaz de predecir adecuadamente la mineralización observada en varios sitios a lo largo del país (Matus y Rodríguez, 1994). Esta predicción se basó en el supuesto principal que el N potencialmente mineralizable del suelo pudo ser estimado conociendo la cantidad de N orgánico anualmente incorporado al suelo, ya que la MOS se considera en equilibrio.

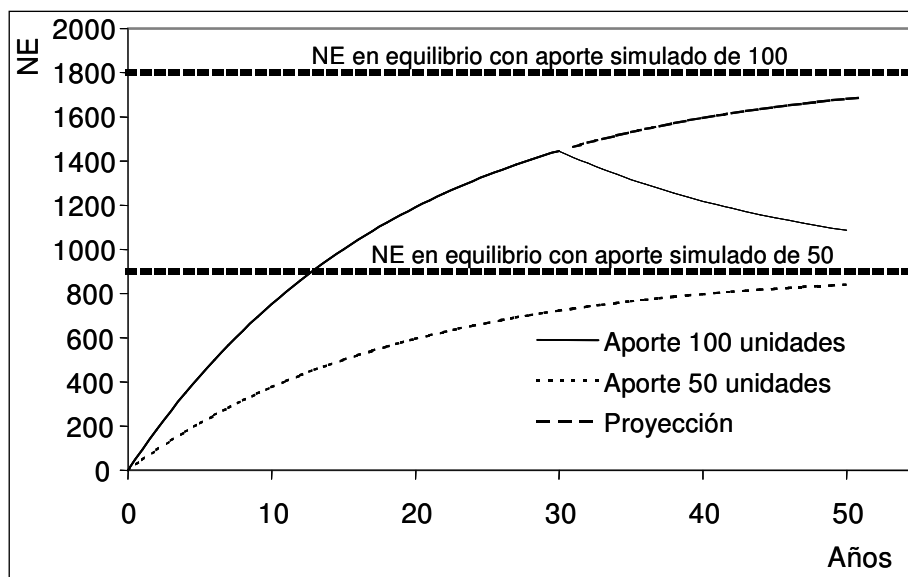


Figura 7. Acumulación del N estabilizado del suelo (NE), simulado con un aporte anual de 50 y 100 unidades de N orgánico y una mineralización de 5,4% por año.

Ecuaciones del balance para la fertilización nitrogenada

Método de Stanford

Las primeras revisiones del método del balance de masas fueron realizadas por Allison (1955, 1965 y 1966). Stanford (1973) fue el que introdujo el balance en suelos agrícolas y lo tituló “principios rudimentarios del uso de fertilizantes”, basándose en los trabajos de Bartholomew (1972), planteó la siguiente ecuación:

$$N_f = (N_y - N_s) / Ef_N, \quad (8)$$

donde N_f es la dosis óptima de fertilización para el máximo rendimiento físico del cultivo (kg ha^{-1}); N_y es el N recuperado del cultivo en la dosis óptima (kg ha^{-1}); N_s es el N derivado del suelo (kg ha^{-1}); y Ef_N es la eficiencia de recuperación de N por el cultivo (0-1).

La ecuación 8 es un balance entre lo que necesita el cultivo y lo que suministra el suelo. Para superar la diferencia, como usualmente es el caso, se requiere aplicar una dosis de fertilización. Sin embargo, el N aplicado sufre pérdidas como desnitrificación, volatilización y lixiviación, las cuales son pérdidas que coexisten (con mayor o menor intensidad) con la recuperación de N por el cultivo. La eficacia con la que el cultivo recupera N, viene dada por varios factores, entre ellos el estado de desarrollo, la arquitectura radical, la fuente fertilizante, la parcialización de la dosis. Así el cultivo recupera una cantidad de N que está determinada por la eficiencia de recuperación aparente. En la ecuación 8, la inmovilización de N en la biomasa microbiana del suelo y el N

fijado a las raíces son implícitamente considerados, ya que estas cantidades vuelven a estar disponibles para el cultivo en la rotación a través de sucesivas temporadas.

Parámetro N_y

La cantidad de fertilizante nitrogenado que podría ser aplicado en cualquier situación es dependiente de un número de variables del clima, suelo y manejo agronómico. Estas variables determinan el rendimiento de un cultivo genéticamente mejorado. El rendimiento tiene asociado una biomasa de hojas, tallos y raíces. La biomasa, a su vez, tiene una cantidad de N por unidad de peso equivalente a una concentración de N de la planta entera a excepción de las raíces. Stanford (1973) denominó requerimiento interno de nitrógeno (RIN) a la concentración de N de la planta entera (sin raíces) para el rendimiento máximo en una parcela experimental. Señaló que este valor es relativamente constante en cereales (alrededor de 1,2%). Rodríguez (1993) amplió este concepto para otros cultivos, acotando que el RIN pueden usarse como un valor de referencia y es bastante constante. En la práctica el RIN se obtiene de experimentos de campo. Así por ejemplo, en el Cuadro 1 se muestra el efecto de la aplicación de N, fecha de siembra y estado de desarrollo del cultivo sobre la concentración de N en tres cultivares de cebada en la localidad de General López (IX Región de la Araucanía).

Cuadro 1. Efecto de la dosis de N y fecha de siembra sobre la concentración de N (%) de la biomasa aérea en tres cultivares de cebada cervecera, muestreados en cuatro ocasiones

	Fecha de siembra: 8 septiembre de 2001			Fecha de siembra: 24 octubre de 2001		
	Dosis N (kg ha ⁻¹)			Dosis N (kg ha ⁻¹)		
DDS ¹	0	100	200	0	100	200
Acuario						
33 - 38	4,15	5,87	5,71	3,74	4,40	4,85
59 - 51	3,74	4,4	4,85	2,30	2,72	3,18
110 - 91	0,73	0,84	1,19	0,78	0,84	1,22
145 - 126	0,86	1,08	1,32	1,01	1,39	1,66
Alexis						
33 - 38	4,58	5,52	5,89	3,76	5,09	4,86
59 - 51	3,69	5,09	4,86	1,77	2,42	2,95
110 - 91	0,86	0,85	1,20	0,77	1,12	1,18
145 - 126	1,03	1,03	1,32	0,98	1,36	1,65
Hilde						
33 - 38	4,94	5,74	6,09	3,32	4,59	5,34
59 - 51	3,32	4,59	5,34	1,77	2,59	2,51
110 - 91	0,68	0,71	0,86	0,62	0,96	1,01
145 - 126	0,74	0,82	0,98	0,81	1,42	1,54

¹) Días después de siembra de la primera y última fecha, respectivamente.

Como se aprecia, la concentración de N disminuyó a medida que se desarrolló el cultivo. Este efecto se denomina dilución de N (Greenwood *et al.*, 1991) y se produce por un aumento de la biomasa aérea proporcionalmente mayor a la cantidad de N recuperado. Los valores en los primeros estados de desarrollo fluctuaron típicamente entre 3,7 y 5,9% para luego declinar (0,74 y

1,5%). La interacción fecha de siembra, cultivar y dosis de N fue significativa ($P = 0,039$). Los efectos por separados como la dosis de N influyeron fuertemente sobre la concentración de N ($P = 0,015$). También lo fue la fecha de siembra. En promedio la concentración de N incrementó en un 47% entre la primera y la última fecha de siembra ($P = 0,014$). Este aumento fue mucho más marcado para Hilde y Alexis, a pesar que en general fueron los cultivares que menos concentración de N mostraron al momento de la cosecha ($P = 0,0026$). Por lo tanto, la aseveración que el RIN es constante hay que tomarla con precaución, ya que el RIN varía por la fecha de siembra y la tasa de N aplicada.

En el Cuadro 2 se presentan las demandas de N de distintos cultivos. Estos valores se establecieron como referencia, obtenidos de literatura de la experiencia (Rodríguez *et al.*, 2001).

Cuadro 2. Factores de demanda de nitrógeno de los distintos cultivos (Rodríguez *et al.*, 2001)

Cultivos	Factor de demanda de N (kg 100 kg ⁻¹ producto)
Cereales	
Trigo	2,43
Maíz grano ¹	2,00
Avena grano	2,22
Arroz	1,64
Cebada	2,22
Oleaginosas	
Maravilla	3,00
Raps	4,91
Leguminosas de grano	
Frejoles	5,59
Garbanzos	5,35
Lentejas	6,45
Arvejas grano	5,97
Lupino grano	5,43
Cultivos industriales	
Papas tempranas	0,40
Papas tardías	0,36
Remolacha	0,27
Tabaco burley	4,69
Tabaco Virginia	3,83
Tomate	0,21
Cultivos forrajeros	
Maíz silo	0,39
Ballica anual	2,00
Coles	0,24
Avena forraje	0,47

(continuación Cuadro 2.)

Praderas	
Alfalfa	3,20
Trébol rosado	3,20
Trébol subterráneo	3,00
Gramíneas perennes	1,80
Pradera mixta	2,30
Avena/trébol rosado	2,20
Pradera natural	1,50

¹⁾ Para maíz de semilla multiplicar valores de demanda por 4,29.

Parámetro Ef_N

De acuerdo a la ecuación 8, el suelo libera una cantidad de N que normalmente es incapaz de satisfacer la demanda del cultivo. Por lo tanto, es necesario aplicar una fuente externa de N a través de la fertilización. Una cantidad de N superior a las necesidades del cultivo provoca un exceso de N disponible en el suelo y por lo tanto, se expone a pérdidas principalmente por lixiviación. También ocurren otras pérdidas por desnitrificación y volatilización. Una dosis inferior disminuye los rendimientos, ya que la demanda de N excede la disponibilidad de N del suelo. Sin embargo, no todo el N aplicado es absorbido por el cultivo. Normalmente los cereales recuperan entre el 50 y 70% del N aplicado (Stanford, 1973). En Chile, en cebada cervecera, este valor fluctuó entre 50 y 83%. Existe un número importante de experimentos con técnicas convencionales e isotópicas (^{15}N) que han estimado la eficiencia de recuperación de N (Johnston, 1997). Esta determinación, sin el empleo de técnicas isotópicas, se denomina eficiencia de recuperación aparente. Esta se calcula a partir de la experimentación en parcelas donde se aplican dosis crecientes de N. La eficiencia de recuperación aparente se define como:

$$Ef_N = \frac{(N_y - u_o)}{N_f} \quad (9)$$

donde N_f es la dosis óptima de fertilización para el máximo rendimiento físico del cultivo (kg ha^{-1}); N_y es el N recuperado del cultivo en la dosis óptima (kg ha^{-1}); u_o es el N-cero, N recuperado del testigo sin fertilización (kg ha^{-1}); Ef_N es la eficiencia de recuperación de N por el cultivo (0-1).

Sin el uso de técnicas marcadas con ^{15}N , N_s de la ecuación 8, ha sido usualmente calculado a partir del N recuperado por el testigo, sin fertilización (u_o). El porcentaje de N no recuperado por el cultivo, $1-Ef_N$, se asume que se encuentra como: 1) N mineral residual; 2) N inmovilizado en la biomasa microbiana; 3) N fijado en las raíces del cultivo; 4) N perdido por lixiviación, desnitrificación y volatilización. Las pérdidas de N varían de acuerdo a diferentes factores. Suelos de texturas arenosas a menudo presentan un drenaje excesivo comparado con suelos de texturas arcillosas, lo que acentúa las pérdidas por lixiviación. La desnitrificación y volatilización son importantes en suelos de texturas arcillosas y de drenaje imperfecto. Otros factores tales como el tipo de fertilizante (nitrítico o amoniacal), época de aplicación, aportes de materiales orgánicos, temperatura y humedad del suelo, inciden en la eficiencia de recuperación aparente. La Ef_N se ha medido en varios tipos de cultivos, suelos y climas (Van Keulen y Van Heemst, 1982).

Greenwood *et al.* (1989) estimaron la eficiencia en varios cultivos hortícolas. Stanford (1973) trabajó con maíz para grano en Nebraska y señaló que la eficiencia también varía, entre otros factores, por la dosis de fertilización aplicada. Sin embargo, Van Keulen y Van Heemst (1982) mostraron que la relación entre la cantidad de N aplicado y la absorción de N es casi siempre una línea recta en un rango amplio de aplicaciones, cultivos y tipos de suelo. La absorción de N y las pérdidas desde el suelo son aparentemente proporcionales a la concentración de N en la solución (Van Keulen y Van Heemst, 1982).

En la Figura 8 se presenta la respuesta de cebada cervecera sembrada a salidas de invierno con riego en la estación experimental Panguilemo (VII Región del Maule).

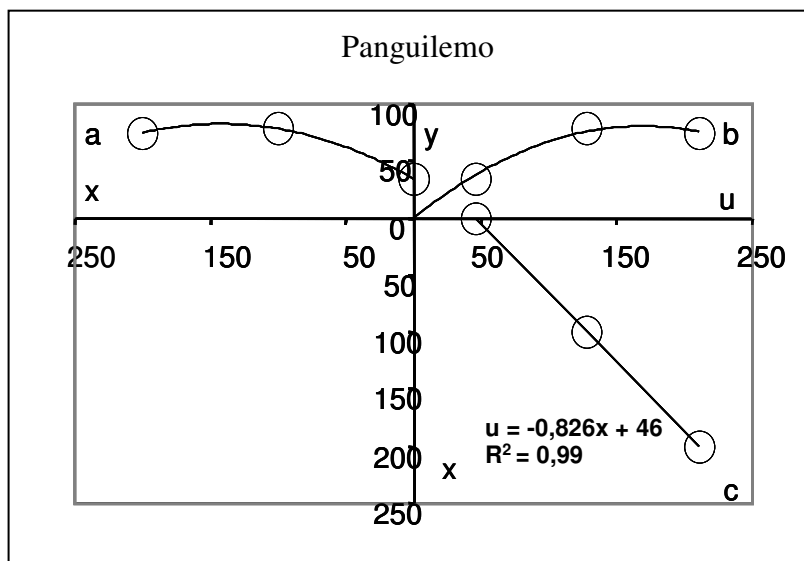


Figura 8. Respuesta de la cebada industrial en Panguilemo (Serie Talca, con riego, VII Región), **a** rendimiento, y , frente a la fertilización, x ; **b** recuperación de nitrógeno, u versus el rendimiento y ; **c** recuperación de nitrógeno versus la fertilización x .

El primer cuadrante ilustra el efecto de la fertilización sobre el rendimiento de grano (Figura 8a). El segundo cuadrante la relación entre la absorción y el rendimiento (Figura 8b), y el tercero entre la absorción y la fertilización (Figura 8c). De esta forma los resultados son convenientemente presentados como fue sugerido por Van Keulen y Van Heemst (1982). Como se aprecia hubo una respuesta positiva por efecto de la fertilización. El rendimiento de grano (12,8% de humedad) fluctuó entre 35 qq ha⁻¹ para el testigo N-cero y 75 qq ha⁻¹ para una aplicación de 200 kg N ha⁻¹ (Figura 8a). La absorción de N (hojas, tallos y granos) aumentó entre 46 y 211 kg N ha⁻¹ (Figura 8b). La absorción de N fue linealmente relacionada con la aplicación (Figura 8c). Los resultados indican que la planta sigue absorbiendo N en forma proporcional a la cantidad aplicada (Figura 8c), mientras que los rendimientos no aumentaron (Figura 8b). Cuando se alcanzó un ‘plató’ en los rendimientos, la absorción continuó incrementándose (este efecto es conocido como consumo de lujo). Si se sigue aplicando N es probable que la absorción disminuya por un exceso de vigor de la planta provocando tendadura, granos vanos y toxicidad. En estas circunstancias la Ef_N se desvía de la línea recta y disminuye (Van Keulen y Van Heemst, 1982). La línea recta se distingue por dos parámetros: el intercepto con respecto al eje horizontal y la pendiente con respecto al

vertical. El primer parámetro representa la cantidad inherente de N en el suelo y el segundo la eficiencia de recuperación aparente, Ef_N .

En la Figura 9 se presentan los resultados de la localidad de Nueva Imperial (IX Región de la Araucanía).

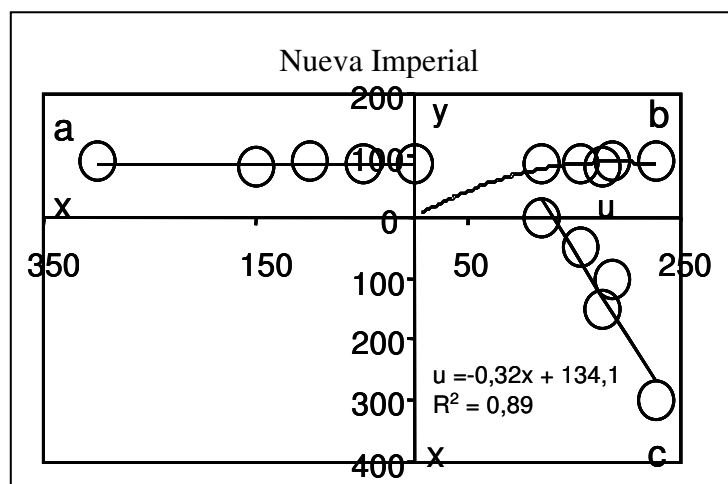


Figura 9. Respuesta de la cebada industrial en Nueva Imperial (Serie Araucano, secano, IX Región), **a** rendimiento, y , frente a la fertilización, x ; **b** recuperación de nitrógeno, u versus el rendimiento y ; **c** recuperación de nitrógeno versus la fertilización x .

En este experimento, a diferencia de Panguilemo, la respuesta no fue significativa ($P > 0,01$) (Figura 9a). Sin embargo, se observa igualmente que con dosis altas el cultivo sigue recuperando N (Figura 9b), con una eficiencia mucho menor (Figura 9c). Estos resultados se repitieron en otras localidades como en General López y Pitrufoquén en la Serie Pemehue, lo cual confirma que la Ef_N es un parámetro que varía poco con las dosis aplicadas.

Stanford (1973) usó un valor de Ef_N promedio de alrededor de 0,55 para maíz de grano. En Chile, Rodríguez *et al.* (2001) hizo una diferencia para suelos arroceros (tales como las Series Quella, Parral, Curipeumo, Unicaven, entre otras). En estos suelos como para cultivos de invierno la Ef_N fue de 0,4 y para cultivos de primavera de 0,55. La Ef_N varía según las condiciones de clima, suelo y habilidad del cultivo (arquitectura radical) para competir exitosamente con los procesos de pérdidas, lixiviación, desnitrificación y volatilización. Van Keulen y Van Heemst (1982) demostraron que la Ef_N depende de varios factores, tales como el tipo de suelo (arena o turba), aplicación de otros nutrientes como P, la temporada de cultivo, la incorporación de leguminosas en la rotación, la fuente de N aplicada (amoniacal o nítrica), la precipitación, la localización del fertilizante (incorporado uniformemente o en la línea próximo a la semilla) y el drenaje. A pesar de estos factores que hacen variar la eficiencia de recuperación Van Keulen y Van Heemst (1982) postularon que en condiciones semiáridas y si los procesos de lixiviación y desnitrificación no son importantes, se puede dar una relación inversamente proporcional entre u_o y Ef_N de la ecuación 9. En los experimentos de cebada cervecera llevados a cabo durante la temporada 2001-2002 fue posible demostrar dicha relación (Figura 10).

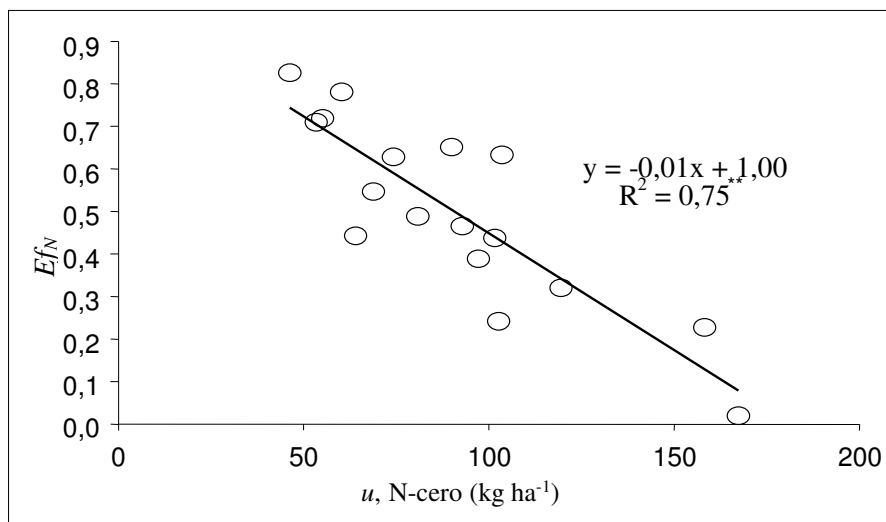


Figura 10. Relación entre la eficiencia de recuperación aparente y la recuperación de nitrógeno del testigo sin fertilización. La Ef_N , fue estimada de la regresión entre la aplicación de nitrógeno a través de la fertilización y la recuperación de nitrógeno por el testigo (** = $P < 0,01$).

La temporada 2001-2002 durante los meses de cultivo fue relativamente seca. La precipitación desde agosto a febrero fue de 229 mm, 62% del promedio de un año normal (369 mm). Por lo tanto, se asumió que hubo una escasa lixiviación en los suelos en general. Las Ef_N mostradas en la Figura 10 fueron obtenidas utilizando el método de la regresión (Figuras 8c y 9c). Los resultados de la Figura 10 sugieren que mientras más N disponible hubo en la solución suelo, la recuperación disminuyó, es decir, menos N fue utilizado del fertilizante. El hecho de haber encontrado una relación inversamente proporcional se debe a que la recuperación de N fue controlada por el suministro de N del suelo.

Parámetro N_s

Como se señaló anteriormente uno de los métodos más populares en la década de los 70 fue estimar la mineralización potencial del suelo con el método desarrollado por Stanford y Smith en 1972 (incubación aeróbica a 35°C y percolación continua con 0,1 N CaCl_2 durante 30 semanas). Sin embargo, este método no ha dado buenos resultados al extrapolarlo a condiciones de campo. La estimación de los parámetros de la ecuación de primer orden usada por Stanford y Smith (1972) ha sido cuestionada. Los métodos de incubación han proporcionado abundante información acerca de los procesos de mineralización en el suelo (Fog, 1988). Sin embargo, aún se reconoce que sigue faltando un método estandarizado y rápido para estimar el N potencialmente mineralizable (Jarvis *et al.*, 1996).

Matus y Rodríguez (1994) desarrollaron un modelo simple, adaptado a las condiciones locales del país. Este modelo estima la mineralización y el suministro de N para los cultivos. El suministro de N es el resultado de la mineralización de formas orgánicas a formas minerales de N ($\text{N-NO}_3^- + \text{N-NH}_4^+$). En la literatura se acepta que la MOS se encuentra en un estado estacionario (o de equilibrio). Sin embargo, ésta varía según los aportes (residuos de cosecha, enmiendas orgánicas) a través de la rotación de cultivos. El supuesto principal del modelo es que si la fracción activa es responsable de la mineralización de N y se encuentra en equilibrio, la

mineralización dependerá del historial de aportes de residuos y enmiendas orgánicas al suelo. Una completa estimación del suministro de N a partir de los residuos de cosecha se puede consultar en Rodríguez *et al.* (2001). En el Cuadro 3 se presentan algunos suministros estimados a partir de la rotación de cultivos según Rodríguez *et al.* (2001).

Cuadro 3. Aporte promedio de nitrógeno (kg ha⁻¹) de los residuos de cosecha de las distintas rotaciones de cultivo.

Rotación de cultivos	Suministro
Residuos senescentes	
Arroz(50) monocultivo	44
Avena(70) - trigo(25)	46
Maíz(50) monocultivo	82
Maíz(50) - trigo(25)	65
Residuos en estado vegetativo y senescentes	
Lupino(50) - trigo(50) - avena(70) - trigo(50)	50
Raps(100) - trigo(50)	75
Raps(100) - trigo(50) - avena(70) - cebada(50) - trigo(50)	55
Raps(100) - trigo(50) - avena(70) - trigo(50)	65
Remolacha(100) - trigo(50)	80
Remolacha(100) - trigo(50) - maíz(50)	82
Remolacha(25) - trigo(50)	40
Tabaco burley(25) - maíz semilla(50) - trigo(50)	45
Tabaco burley(25) - maíz(50)	57
Tabaco burley(25) - maravilla(50) - trigo(50) - maíz semilla(50)	52
Tomate(100) - avena incorporación(100)	50
Tomate(100) - maíz semilla(50)	62
Tomate(100) - maíz semilla(50) - trigo(50)	55
Tomate(100) - maíz(50) - frejoles(25) - trigo(50)	55
Residuos de praderas	
Arroz(50) - 1 año pradera natural seco(70) - arroz(50)	34
Arroz(50) - 3 años pradera natural seco(70)	40
Avena(70) - trigo(50) - 4 años pradera natural húmedo(70)	70
Lupino(50) - trigo(50) - avena/trébol rosado(10)	93
Maíz ensilaje(10) - coles(10) - 2 años ballica(10)	105
Maíz ensilaje(10) - trigo(50) - 5 años alfalfa(100)	190
Papas tardías(100) - maíz semilla(50) - 5 años alfalfa(100)	190
Papas(100) - trigo(50) - 2 años pradera natural seco húmedo(70)	50
Papas(100) - trigo(50) - 5 años pradera mixta(70)	104
Raps(100) - trigo(50) - 5 años pradera mixta(70)	114
Raps(100) - trigo(50) - avena/trébol rosado(10)	130
Remolacha(100) - trigo(50) - 2 años ballica(10)	115
Remolacha(100) - trigo(50) - 5 años pradera mixta(70)	114
Trigo(50) - 2 años pradera natural seco(70) - barbecho - trigo(50)	35
Trigo(50) - avena(70) - trigo(50) - 4 años trébol subterráneo(10)	110

Los valores en paréntesis corresponden al porcentaje de incorporación de los residuos después de la cosecha.

En la Figura 11, se presenta la relación entre la recuperación de N del tratamiento sin fertilización N-cero y el suministro de N calculado a partir de los residuos de cosecha dejados durante la rotación en las cinco localidades experimentales de cebada cervecera. Estos cálculos se realizaron siguiendo la metodología de Rodríguez *et al.* (2001).

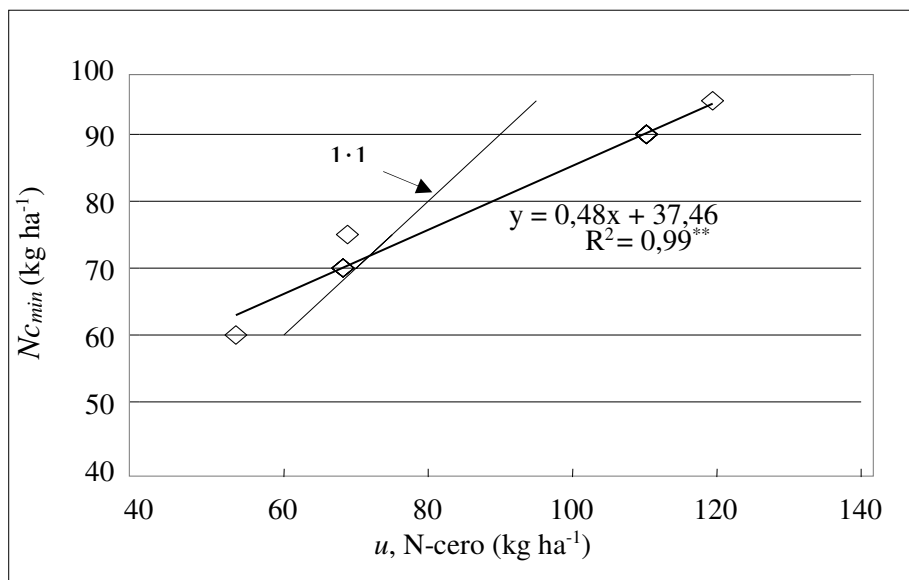


Figura 11. Relación entre la recuperación de nitrógeno del testigo, u sin fertilización N-cero y la cantidad de nitrógeno orgánico estimada por los residuos de cosecha $N_{c_{min}}$ de la rotación (** = $P < 0,01$).

Como se aprecia hubo una buena relación, sin embargo, la mineralización fue subestimada cuando los valores fueron altos y viceversa. Aún no es posible precisar conclusiones. Sin embargo, más adelante se dan buenas razones para pensar que esta metodología es exitosa.

Estudio de caso de la fertilización nitrogenada en cebada cervecera

A continuación se presenta la validación de la ecuación 8, para un caso particular de cebada cervecera durante la temporada 2001-2002 en distintas localidades. Las dosis fueron calculadas usando la demanda promedio de N del cultivo de cebada, parámetro N_y . El suministro fue estimado a partir de los residuos de cosecha dejados en la rotación, parámetro N_s y la eficiencia de recuperación aparente, Ef_N , se estimó como promedio 60%.

En la Figura 12, se muestran las dosis estimadas por la ecuación 8, respecto a la dosis usada para el rendimiento promedio en cada experimento. Como se aprecia hubo una buena estimación de las dosis de N. El intercepto de la regresión no fue distinto de cero, por lo tanto, las dosis estimadas caen dentro del rango de confianza entre 0 y 200 kg N ha⁻¹. Dosis superiores fueron ligeramente subestimadas.

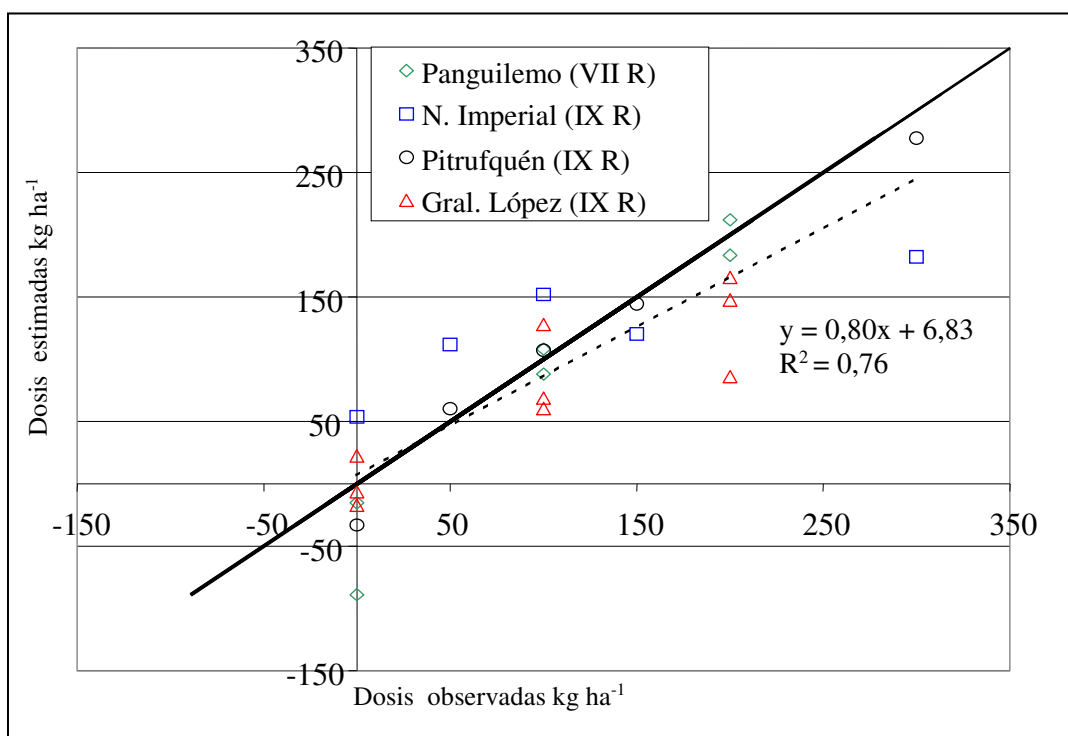


Figura 12. Dosis observadas y estimadas con la ecuación 8 en cuatro localidades (Panguilemo, riego, Serie Talca, VII Región; Nueva Imperial, secano, Serie Araucano, IX Región; Pitrufquén, secano, Serie Pemehue, IX Región; General López, secano, Serie Pemehue, IX Región).

Balace de masas

En Francia, Meynard *et al.* (1982) y Remy y Viaux (1982), introdujeron el método del balance de N, que es el sistema actual de recomendaciones de fertilización en ese país. El método del balance permite calcular las dosis de fertilización nitrogenada por la siguiente ecuación:

$$N_f + NR_i + Nh_{min} + No_{min} + Nc_{min} + N_a = N_y + NR_f + N_{lix} + N_g \quad (10)$$

donde N_f es el N de la fertilización mineral; NR_i es el N mineral residual del suelo a la apertura del balance; Nh_{min} es el N mineralizado de la materia orgánica nativa; No_{min} es el N mineralizado de las enmiendas orgánicas; N_a son los aportes atmosféricos y fijación no biológica; Nc_{min} es el N mineralizado de los residuos de cosecha; N_y es el N recuperado por el cultivo; NR_f es el N mineral residual del suelo al cierre del balance; N_{lix} es el N perdido por lixiviación; y N_g es el N perdido por emisiones gaseosas (desnitrificación y volatilización).

La notación empleada en la ecuación 10 no es la misma empleada por Meynard *et al.* (1982) y Remy y Viaux (1982). La ecuación 10 describe los ingresos y egresos de N en la planta y en el suelo (Figura 5). La inmovilización de N en la biomasa microbiana y el N fijado por las raíces están implícitamente consideradas. Estas cantidades de N vuelven a mineralizarse a través del tiempo. También se puede suponer que existe una compensación de las pérdidas de N por

volatilización y desnitrificación con las ganancias de los aportes atmosféricos y fijación no simbiótica (Matus y Rodríguez, 1994). Asumiendo, además que el N orgánico del suelo está en equilibrio, entonces la mineralización de N es el resultado de los aportes orgánicos en la rotación de cultivos (Matus y Rodríguez, 1994). Así, el suministro de N del suelo puede considerarse globalmente como el aporte de N de los residuos de cosecha y aquellos de las enmiendas orgánicas que se aplican anualmente.

Por otra parte, si las dosis de fertilización son estimadas con la ecuación 10, se requiere de un análisis del N residual inicial NR_i a la apertura (siembra) y cierre NR_f (cosecha) del balance. Con la metodología de Stanford (1973), en cambio, el N residual está implícito en el complemento de la eficiencia de recuperación aparente ($1-Ef_N$). La variación que sufre el N residual del suelo, junto con las pérdidas de N en una temporada de cultivo, estarán también reflejadas en $1-Ef_N$. La medición del N residual del suelo, al inicio y al término de la temporada de cultivo, otorga una ventaja adicional respecto a usar la eficiencia de recuperación aparente ya que el N residual es un valor medido. La desventaja es que hay que realizar análisis de suelo en superficie y en profundidad. A escala predial, las dosis de fertilización, empleando la eficiencia de recuperación aparente, deben ser estimadas en forma confiable. Para ello, deben usarse indicadores asociados a la medición de eficiencia en cada agroecosistema. Estos indicadores pueden ser la precipitación del período, la profundidad del suelo y las características de drenaje.

Ejemplo de cálculo del balance de masas

En el Cuadro 4 se presenta un ejemplo del balance de masas para el caso particular de la IX Región de la Araucanía y la VIII Región del Bío-Bío en las localidades de Nueva Imperial y San Carlos, respectivamente.

Cuadro 4. Ejemplo del balance de masas de N (kg ha^{-1}) (ecuación 10) en cebada, en dos localidades durante la temporada 2001-2002

Localidad	N_f	N-Cero ¹	NR_i	N_a	Total entradas	NR_f	N_y	Total egresos	N-lixiviado ²
Nueva Imperial	0	119,4	35,5	5,0	159,9	98,2	119,4	217,6	-57,7
	50	119,4	35,5	5,0	209,9	76,6	156,6	233,2	-23,3
	100	119,4	35,5	5,0	259,9	84,2	185,0	269,2	-268,9
	150	119,4	35,5	5,0	309,9	445,5	175,8	621,3	-311,4
	300	119,4	35,5	5,0	459,9	128,3	226,1	354,4	105,5
San Carlos	0	53,4	27,7	5,0	86,1	50,7	53,4	104,1	-18,0
	50	53,4	27,7	5,0	136,1	41,3	85,2	126,5	9,6
	100	53,4	27,7	5,0	186,1	38,1	130,1	168,2	17,9
	150	53,4	27,7	5,0	236,1	56,3	157,4	213,7	22,4
	300	53,4	27,7	5,0	386,1	56,0	169,3	225,3	160,8

¹) Suministro de N estimado de la recuperación del tratamiento testigo sin fertilización.

²) N-lixiviado del suelo. Cuando el valor es negativo indica que no hubo lixiviación.

Las entradas de N al suelo fluctuaron entre 86 y 460 kg ha⁻¹ y los egresos entre 104 y 621 kg ha⁻¹. En general, hubo escasa lixiviación en Nueva Imperial. Las mayores pérdidas se produjeron con altas dosis donde se lixivió más del 23% del total de las entradas. En cambio en San Carlos, sitio regado, las pérdidas fueron mayores, probablemente como consecuencia de los riegos prolongados que se efectuaron en estos suelos.

Asumiendo que la MOS está en equilibrio y que las aplicaciones de enmiendas orgánicas no son frecuentes en suelos chilenos, los términos $N_{h_{min}}$ y $N_{o_{min}}$ de la ecuación 10 tienden a cero. Además si se considera que el suministro N_s de la ecuación 8 es equivalente al término $N_{c_{min}}$ de la ecuación 10 se tiene que:

$$N_y - N_s = N_f + NR_i - NR_f - N_{lix} - N_g + N_a \quad (11)$$

Despejando la ecuación 8 se tiene que:

$$N_y - N_s = N_f \times Ef_N \quad (12)$$

Reemplazando 12 en 11 y despejando:

$$N_f \times (1 - Ef_N) = NR_f - NR_i + N_{lix} + N_g - N_a \quad (13)$$

Con los experimentos de cebada en la temporada 2001-2002 fue posible correlacionar el término $N_f \times (1 - Ef_N)$ de la ecuación 13 con los términos NR_f , NR_i , N_{lix} , N_g y N_a de la misma ecuación. Esta correlación permitió establecer que el complemento de la eficiencia multiplicado por el N del fertilizante, representa bien las pérdidas de N junto a los cambios del N mineral residual en profundidad. También la elección acertada de un valor de eficiencia por agroecosistema, puede ser usado con confianza ya que representa el balance de N en el suelo.

En las figuras 13 y 14 se presenta la correlación entre los términos de la derecha e izquierda de la ecuación 13. Para calcularlos se obtuvo la eficiencia de recuperación aparente y se usó la ecuación 11. En esta última, el balance se efectuó hasta los 60 cm de profundidad. Para ello el N residual se midió tanto a la apertura (NR_i) como al cierre del balance (NR_f). Los aportes atmosféricos fueron obtenidos de la información recientemente publicada por Oyarzún *et al.* (2002) y fueron 5 kg N ha⁻¹ año⁻¹. En la ecuación 11 el término N_s se obtuvo de dos formas: 1) de la recuperación de N del testigo sin fertilización, y 2) de la estimación de los residuos de cosecha y su manejo según la rotación de cultivos (Rodríguez, 1993).

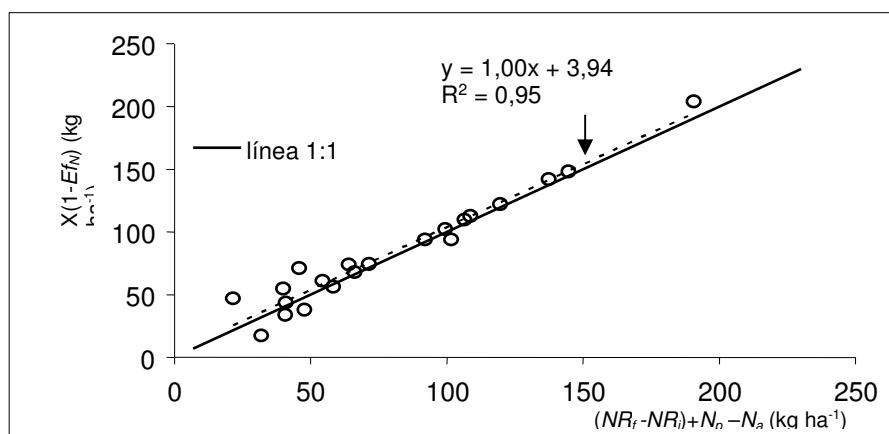


Figura 13. Comparación de ambos términos de la ecuación 13 a partir del suministro N_s calculado de la recuperación de los testigos sin N de la ecuación 11.

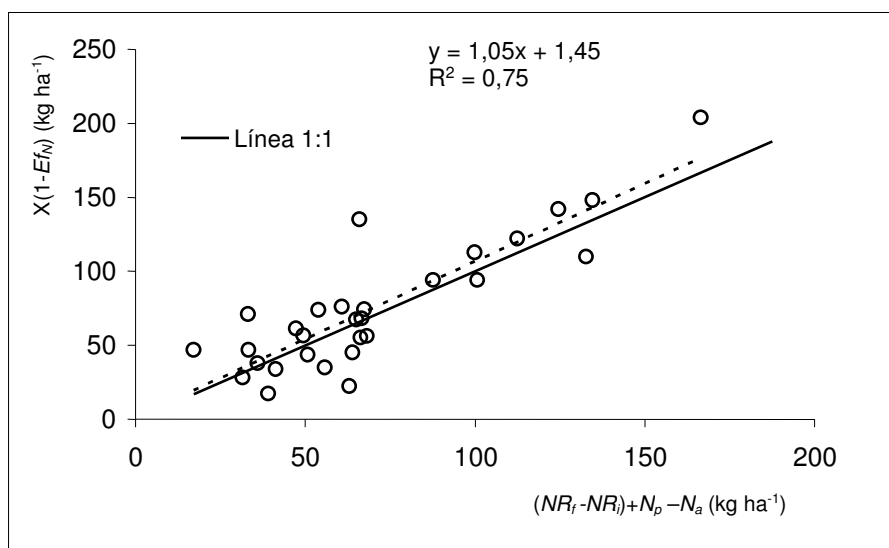


Figura 14. Comparación de ambos términos de la ecuación 13 a partir del suministro N_s calculado de los residuos de cosecha en la ecuación 11, según Rodríguez (1993).

Conclusiones del método del balance de nitrógeno

Efectivamente el supuesto de que el N no recuperado, usando el complemento de la eficiencia de recuperación aparente, es un buen estimador de las pérdidas por lixiviación y del N residual del suelo (asumiendo bajos aportes atmosféricos). Al usar la ecuación de Stanford (1973), se pueden generar recomendaciones de fertilización cociendo los parámetros de la ecuación 8. Además en zonas semiáridas, donde las pérdidas por lixiviación se asumen escasas, la eficiencia de recuperación puede ser estimada como se muestra en la Figura 10.

Ecuación del balance para la fertilización fosfatada

El fósforo (P) se encuentra, al igual que el N, formando parte de dos fracciones del P total del suelo (Figura 15). Una fracción pasiva (P no lábil) y otra fracción activa (P lábil). El P de la fracción pasiva es el resultado de reacciones de adsorción en que el P queda retenido al interior de las arcillas y de los óxidos de Fe y Al, entre otros. También es el resultado de precipitaciones muy insolubles y uniones con la MOS. El P lábil es un P en equilibrio directo con el P de la solución. Este P activo proviene de reacciones de adsorción y precipitación, pero en la superficie de las arcillas se encuentra en equilibrio dinámico con el P de la solución suelo. Por ello, el P activo está asociado a la disponibilidad de P en el suelo para los cultivos.

El principal aporte de P al suelo proviene de la fertilización. El P natural o nativo del suelo se origina de los procesos de formación a partir de los minerales primarios como la apatita. Al aplicar una fuente soluble de P (ej. superfosfatos), los gránulos se hidrolizan y reaccionan con el suelo circundante, dejando una esfera de concentración dada por reacciones de precipitación y difusión. Así uno puede imaginar que el movimiento de los iones $H_2PO_4^-$ y HPO_4^{2-} en la solución (que son las forma químicas en que el P es absorbido por las raíces) es limitado (no más de 2 cm en suelos de texturas medias). Al aplicar una fuente soluble se produce un flujo rápido de P desde la solución hacia la fracción activa. Esto es lo que se denomina reacción rápida del P agregado y es una reacción instantánea.

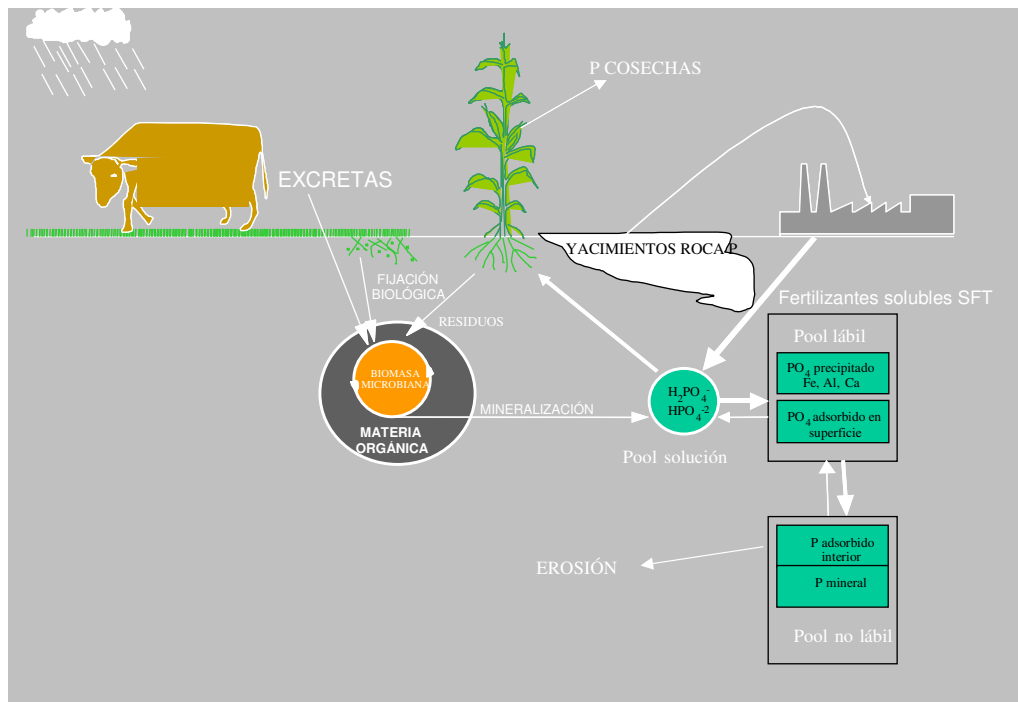


Figura 15. Dinámica del fósforo en el suelo.

Inmediatamente después de la aplicación del fertilizante fosforado soluble al suelo, se genera un gradiente de concentración (diámetro de influencia) de acuerdo a la capacidad de retención de P de los suelos. Así, en suelos con una alta capacidad de retención, el diámetro de influencia será

menor que en suelos con menor capacidad de retención de P. En estos últimos, sin embargo, la concentración será mayor. Por consiguiente, frente a una misma dosis de P, la posibilidad que las raíces absorban P en suelos con alta capacidad de retención será menor que en aquellos con baja capacidad de retención, ya que los primeros presentarán menos P disponible para las plantas. Esto explica la alta correlación observada entre el P disponible del suelo y la absorción por los cultivos. Para obtener un mismo valor de P disponible en el suelo se requerirá una mayor dosis de P en suelos con alta capacidad de retención y viceversa.

Índices de disponibilidad de P-Olsen

La disponibilidad de P en el suelo se mide a través de la extracción de P con distintos reactantes químicos. Uno de los más usados en Chile y otras partes del mundo es el bicarbonato de sodio 0,5 M a pH 8, conocido como método Olsen (P-Olsen). Experimentalmente se ha comprobado que a través del tiempo, los cultivos son capaces de recuperar alrededor del 90% del P aplicado. Esto quiere decir que el P que no es extractable (por el método Olsen), a la larga también participa en la nutrición fosforada de los cultivos. Esto por la reversibilidad de las reacciones de adsorción entre la fracción lábil y no lábil. El valor del P extractable Olsen representa la proporción del P activo del suelo obtenido de una muestra de suelo que correlaciona con el P recuperado por los cultivos. De ese modo, el P-Olsen es un indicador de la disponibilidad de P del suelo. Se ha comprobado que una especie agronómica creciendo en un suelo con un determinado valor de P-Olsen y alta capacidad de retención de P, muestra la misma recuperación de fósforo que otro suelo con el mismo nivel, pero con baja retención de P. Esto corrobora que el P-Olsen es un índice del P activo, responsable de la nutrición de las plantas durante una temporada de crecimiento. Así por ejemplo, para elevar 1 mg kg⁻¹ de P-Olsen en un suelo trumao (Andisols) del sur de Chile, se requiere aplicar 12 kg P ha⁻¹, en cambio en un suelo aluvial de la zona central de Chile (Inceptisols, Mollisols o Alfisols), se necesitan sólo 4 kg P ha⁻¹. Esto indica que los suelos trumaos, derivados de cenizas volcánicas holocénicas, presentan una gran reactividad y por lo tanto una gran capacidad de retención de P.

Reacción lenta o efecto residual

Luego de ocurrida la reacción rápida, ocurre una reacción lenta o efecto residual, donde el P activo disminuye como consecuencia de un flujo hacia la fracción pasiva. Después de algunos años se alcanza un estado de equilibrio, es decir, la misma cantidad de P que ingresa al 'pool' no lábil se libera hacia el pool lábil. Sin embargo, la absorción de P por las raíces de las plantas genera un flujo desde la fracción activa hacia la solución suelo, y desde la fracción pasiva hacia la activa. Si estos cambios se miden con el método Olsen se observa que la concentración de P comienza a disminuir a través del tiempo debido a las reacciones de adsorción hacia el interior de la matriz coloidal. La fracción residual del P aplicado que permanece como P extractable Olsen ha sido descrita matemáticamente como un modelo potencial, con una lenta disminución del P en el tiempo y se denomina función del valor residual del P agregado (FRP). Esta función es dependiente del tiempo, temperatura, manejo agronómico (encaladura) y varía poco por la cantidad de P aplicado. La FRP (o simplemente efecto residual), refleja el 'envejecimiento' del P cuya pendiente de caída es similar en distintos tipos de suelos. La FRP (15°C) al cabo de un año deja un 49% del P-Olsen que queda después de la reacción rápida (Rodríguez *et al.*, 2001). Al segundo año queda un 44%, al tercero un 41% y así, al décimo año el valor es de 34%. Como

se ve su disminución es lenta, y se considera que después del 4º año el P-Olsen alcanza un equilibrio en el sistema.

Recuperación de fósforo según la especie de cultivo

Frente a un mismo valor de P-Olsen en el suelo, los cultivos son capaces de recuperar distintas cantidades de P. Esto se debe a la habilidad de las raíces de las plantas de interceptar el P en un volumen de suelo explorado como a la capacidad fisiológica de absorción de P de la especie. El volumen de suelo explorado por las raíces depende de la densidad radical del cultivo que se mide como longitud de raíces por unidad de volumen de suelo. Los cereales son el grupo que presenta la mayor densidad radical y la papa, junto a la remolacha y las hortalizas, el grupo de menor densidad radical. Se ha observado que los cereales requieren 50% menos concentración de P-Olsen en el suelo que las solanáceas como la papa (Rodríguez *et al.*, 2001).

Fertilización de corrección de fósforo

Las dosis de P pueden ser estimadas a partir de la siguiente ecuación:

$$P_f = (P_y - P_s) \times 2,29 / Ef_p \quad (14)$$

donde P_f es la dosis óptima de fertilización fosforada ($\text{kg P}_2\text{O}_5 \text{ ha}^{-1}$); P_y es la cantidad de P asociado al rendimiento del cultivo (kg ha^{-1}); P_s es el P derivado del suelo (kg ha^{-1}); Ef_p es la eficiencia de recuperación de P por el cultivo; y 2,29 es el factor para convertir unidades de P a P_2O_5 .

Parámetro P_y

Como en el N, la fertilización con P depende de un número de variables de clima, suelo y manejo. El rendimiento tiene asociado una cantidad de biomasa (hojas, tallos, raíces y producto comercial) y ésta una cantidad de P. Al igual como en el N, la concentración de P de la planta entera (sin raíces) en el rendimiento máximo se denomina requerimiento interno de fósforo (RIP). El RIP es relativamente constante en madurez fisiológica para los cereales (alrededor de 0,17%). En la práctica el RIP se obtiene de experimentos de campo. En el Cuadro 5 se muestran las demandas de P para distintos cultivos (Rodríguez *et al.*, 2001).

Cuadro 5. Factores de demanda de fósforo de los distintos cultivos (Rodríguez *et al.*, 2001).

Cultivos	Factor de demanda de P (kg 100 kg⁻¹ producto)
Cereales	
Trigo	0,32
Maíz grano ¹	0,30
Avena grano	0,33
Arroz	0,31
Cebada	0,31
Oleaginosas	
Maravilla	0,48
Raps	0,74
Leguminosas de grano	
Frejoles	0,52
Garbanzos	0,57
Lentejas	0,67
Arvejas grano	0,67
Lupino grano	0,68
Cultivos industriales	
Papas tempranas	0,04
Papas tardías	0,04
Remolacha	0,03
Tabaco burley	0,45
Tabaco Virginia	0,35
Tomate	0,02
Cultivos forrajeros	
Maíz silo	0,07
Ballica anual	0,19
Coles	0,03
Avena forraje	0,07
Praderas	
Alfalfa	0,37
Trébol rosado	0,31
Trébol subterráneo	0,26
Gramíneas perennes	0,19
Pradera mixta	0,30
Avena / trébol rosado	0,25
Pradera natural	0,15

¹) Para maíz de semilla multiplique valores de demanda por 4,29.

Las demandas son referidas a 100 kg de producto comercial ya sea en granos, tubérculos y raíces. Las demandas de P fluctuaron entre 0,02 y 0,74 kg 100 kg⁻¹.

Parámetro P_s

El suministro de P del suelo depende, fundamentalmente, de la concentración de P-Olsen en el suelo. Sin embargo, a partir de las curvas de calibración se determinó un coeficiente de recuperación de P por los cultivos por unidad de P-Olsen en el suelo, EC_p :

$$EC_p = P_y / P - Olsen_{mx} \quad (15)$$

donde EC_p es el coeficiente de recuperación ($\text{kg P mg}^{-1} \text{ kg}^{-1} \text{ Olsen}$); P_y es la cantidad de P asociada en el rendimiento máximo del cultivo (kg ha^{-1}); y $P - Olsen_{mx}$ es la concentración de P-Olsen del análisis de suelo para el rendimiento máximo (ppm).

Entonces el suministro queda expresado como:

$$P_s = EC_p \times P - Olsen \quad (16)$$

Es decir, las unidades Olsen son transformadas en unidades de P que pueden ser recuperadas por el cultivo. Los coeficientes de recuperación para distintos cultivos fueron publicados por Rodríguez *et al.* (2001). Para papa (baja densidad radical) los valores son alrededor de 1. Las leguminosas de grano, raps, o sea, cultivos de mediana densidad radical presentan valores de 1,3. Los cereales de grano pequeño con alta densidad, 1,5 y finalmente las praderas de muy alta densidad, 3.

Parámetro Ef_p

Sólo una parte del P aplicado es recuperada por el cultivo. La fracción no recuperada corresponde al P que se torna no disponible en la reacción rápida. En suelos con alta capacidad de retención de P la fracción disponible después de la aplicación de P es menor que en aquellos suelos con menor retención. Esta dinámica también se refleja en el índice Olsen. La eficiencia de recuperación se representa en la ecuación siguiente:

$$Ef_p = EC_p / CR_p \quad (17)$$

donde Ef_p es la eficiencia de recuperación de P; EC_p es el coeficiente de absorción del cultivo; y CR_p es la capacidad de retención de P en el suelo ($\text{kg P agregados mg}^{-1} \text{ kg}^{-1} \text{ Olsen}$).

Los valores CR_p fueron obtenidos experimentalmente por Pinochet (1988). De esta forma la eficiencia de recuperación depende de la capacidad de retención de P del suelo y de la habilidad del cultivo para recuperar el P desde la solución suelo.

En el Cuadro 6 se presentan algunas eficiencias publicadas por Rodríguez *et al.* (2001), para distintos cultivos y suelos.

Cuadro 6. Eficiencia de la fertilización fosforada para distintos cultivos en diferentes grupos de suelos (Rodríguez *et al.*, 2001)

Grupos de suelo ¹	Papa	Cultivos industriales leguminosa	Trigo Maíz	Praderas Arroz Lupino
Graníticos (ej. Serie Cauquenes, San Esteban) y Metamórficos (ej. Serie Curanipe)				
	0,11 - 0,14	0,16 - 0,20	0,15 - 0,23	0,32 - 0,46
Pumicíticos (ej. Serie Almahue, Pudahuel)				
	0,15	0,20	0,22	0,45
Aluviales (ej. Serie Colchagua, Chépica, Lontue)				
	0,13 - 0,16	0,17 - 0,21	0,20 - 0,23	0,40 - 0,48
Rojos arcillosos (ej. Serie Collipulli) y Pardos arcillosos (Serie Perquenco)				
< 200 Al _{ex}	0,13	0,17	0,19 - 0,20	0,40
200 - 400 Al _{ex}	0,09 - 0,12	0,12 - 0,15	0,14 - 0,18	0,27 - 0,35
> 400 Al _{ex}	0,09	0,11 - 0,13	0,13 - 0,15	0,25 - 0,28
Trumaos (ej. Serie Osorno, Santa Bárbara)				
< 400 Al _{ex}	0,11 - 0,15	0,14 - 0,19	0,13 - 0,21	0,33 - 0,43
400 - 800 Al _{ex}	0,09	0,11	0,12	0,24 - 0,27
800 - 1200 Al _{ex}	0,08	0,10	0,12	0,22
> 1200 Al _{ex}	0,07	0,09	0,10	0,20
Ñadis (ej. Serie Freire, Frutillar)				
< 1000 Al _{ex}	0,08	0,09	0,12	0,24
> 1000 Al _{ex}	0,07	0,11	0,10	0,20

¹) Una completa asociación entre la Serie y grupo de suelo se encontrará en Rodríguez (1993).
Al_{ex}= Aluminio extractable, acetato de amonio 1 M pH 4,8 a 25°C.

Como se observa en el Cuadro 6, las eficiencias fluctuaron entre 0,07 y 0,48, es decir, los suelos ñadis y trumaos con alto aluminio extractable presentan alta retención de P y por lo tanto una baja eficiencia. Por otro lado, los cultivos como la papa también presentan una menor eficiencia.

Fertilización de mantenimiento de fósforo

La dosis de mantenimiento, como su nombre lo indica, es para mantener una concentración de P-Olsen en el suelo una vez que se ha llegado a un nivel de suficiencia. La concentración de suficiencia (C_s) es un valor de P-Olsen necesario para que el cultivo exprese su máximo rendimiento:

$$C_s = P_y / EC_p \quad (18)$$

Según Pinochet (2000), las dosis de mantenimiento deberán ser calculadas como:

$$P_m = P_y \times 0,85 \times 2,29 \quad (19) \quad \text{donde } P_m \text{ es la}$$

dosis de mantención (kg P₂O₅ ha⁻¹).

Despejando P_Y de la ecuación 18 y reemplazando en 19 se tiene que:

$$P_m = C_S \times EC_p \times 0,85 \times 2,29 \quad (20)$$

Por lo tanto, la dosis de mantención dependerá de la C_S , la cual debe ser calculada para el cultivo en la rotación que presenta mayor valor. Por ejemplo, si un productor tiene una rotación de cereales que incluye papa, la C_S deberá ser calculada para el rendimiento a alcanzar de remolacha, cuyo valor deberá ser mantenido si se desea continuar con la misma rotación.

Estimación de las dosis de potasio

Al igual que los otros macronutrientes, el K del suelo presenta dos fracciones. El K no intercambiable el cual está formado por los constituyentes estructurales minerales del suelo (feldespatos y minerales micáceos) y el K-intercambiable. Este último es un K retenido (electroestáticamente) en la superficie de las arcillas y corresponden al K-extractable con acetato de amonio 1 N a pH 7. El K de la solución se encuentra en un equilibrio con el K intercambiable, este último, al igual que el P-Olsen, es un índice de disponibilidad de K en el suelo ya que se ha correlacionado con el K recuperado por los cultivos. Al reducirse el K-intercambiable debido a la absorción de K por los cultivos, parte del K no intercambiable pasa lentamente a formas intercambiables.

En suelos no volcánicos de la zona central de Chile, el K-intercambiable está retenido con mayor fuerza que en otros grupos de suelos del país (ej. trumaos y rojos arcillosos), debido a la mineralogía de sus arcillas (para una detallada descripción de las Series involucradas en estos suelos, ver Rodríguez, 1993). De esta forma los suelos no volcánicos, en general, presentan un mayor poder tampón, es decir, poseen una mayor resistencia al cambio en la concentración de K-intercambiable al adicionar K al suelo.

Fertilización de corrección de potasio

Debido a que las dosis de K obtenidas a partir de la ecuación del balance no han sido validadas (Rodríguez *et al.*, 2001), las dosis de corrección de K se han establecido sobre la base de los valores críticos. El valor crítico corresponde a la concentración de K-intercambiable del suelo sobre la cual no se observa un incremento del rendimiento.

En el Cuadro 7 se presentan los niveles críticos de K-intercambiable (K_i crítico) y las dosis de corrección anuales de K para distintos cultivos y grupos de suelos.

Cuadro 7. Niveles de Ki crítico y dosis de corrección para distintos grupos de cultivos y suelos

Grupo de cultivos	Ki crítico (ppm)	Dosis de corrección (kg K ₂ O ha ⁻¹)
Suelos no volcánicos zona central		
Papa, remolacha, tomate, alfalfa	180	240
Oleaginosas, leguminosas de grano	160	200
Cereales	140	160
Praderas mixtas	120	140
Otros grupos de suelos		
Papa, remolacha, tomate, alfalfa	140	160
Oleaginosas, leguminosas de grano	130	120
Cereales	110	80
Praderas mixtas	100	60

Los niveles de Ki crítico y las dosis de corrección son mayores en cultivos como la papa y en el grupo de suelos aluviales con mayor retención de K (ej. Serie Colchagua con altos contenidos de montmorrillonita). Los niveles de Ki crítico y las dosis de corrección son menores en praderas y en suelos como los trumaos bien drenados. La dosis de corrección de K se debe aplicar cuando el nivel de K-intercambiable es inferior al nivel crítico. Estas dosis de corrección deben repetirse durante un período de dos a tres años, dependiendo del nivel inicial de K-intercambiable en el suelo. Una vez alcanzado el nivel crítico, se debe aplicar una dosis de mantención de K.

Fertilización de mantención de potasio

La dosis de mantención de K sólo se debe aplicar en suelos con niveles ligeramente superiores o iguales al nivel crítico para evitar la disminución del K-intercambiable del suelo. Sin embargo, en suelos con niveles superiores al nivel crítico cabe esperar que el poder tampón de K del suelo sea suficiente para mantener una nutrición óptima de cultivos en el mediano plazo.

En el Cuadro 8 se presentan las dosis de mantención de K para los distintos cultivos correspondientes a los rendimientos alcanzables con un alto nivel tecnológico.

Cuadro 8. Dosis de mantención de K para los distintos cultivos (Rodríguez *et al.*, 2001)

Cultivos	Dosis de mantención ¹ (kg K ₂ O ha ⁻¹)
Cereales	30 - 60
Oleaginosas	40 - 50
Leguminosas de grano	30 - 50
Papa, remolacha, tabaco	160 - 180
Cultivos forrajeros	90 - 180
Praderas	50 - 180

¹) Valores según rendimientos bajos y altos, respectivamente.

En la mayoría de los cultivos, la dosis de mantención de K es relativamente baja si se incorporan los residuos de cosecha ya que el contenido de K, en un gran número de cultivos, es más alto en los residuos que en los productos cosechados. Sin embargo, cultivos como la papa, remolacha y tabaco muestran una alta exportación de K en sus productos cosechados. A su vez las praderas y los cultivos forrajeros, cuando son henificados o ensilados en su totalidad, presentan una alta exportación de K.

En una agricultura de alta productividad, los suelos a corto o mediano plazo, según el manejo de los residuos de cosecha, acabarán por presentar una deficiencia de K si no se introduce como una práctica habitual la fertilización de mantención de los niveles críticos de K del suelo. Esta deficiencia aparecerá a más largo plazo en los suelos aluviales del valle central y, a más corto plazo, en los suelos arenosos de este mismo grupo de suelos y en los otros grupos de suelos del país.

Cálculo de la dosis de nitrógeno y fósforo

Esta sección, como las subsiguientes, se basa enteramente en Rodríguez *et al.* (2001). Sin embargo se han realizado modificaciones para enfatizar y aclarar algunas ideas.

Fertilización nitrogenada

El objetivo de la fertilización nitrogenada es satisfacer los requerimientos de N durante la temporada del cultivo. Una aplicación de N inferior a la demanda del cultivo conducirá a un déficit de la nutrición nitrogenada y a una disminución de la producción de biomasa y, por consiguiente, el rendimiento del producto cosechado. Sin embargo, una dosis superior a la requerida traerá consigo un conjunto de efectos negativos. En cultivos de secano, un exceso de N tenderá a mantener un estado vegetativo que atrasará la época de cosecha en un período de severo estrés hídrico. Asimismo, una dosis excesiva de N no sólo aumenta los costos de producción sino que también puede afectar la calidad del producto cosechado como es el caso del contenido de azúcar en la remolacha, proteína en la cebada y exceso de N en tabaco. Además, una dosis excesiva de N en suelos de texturas medias a gruesas puede, especialmente en años con elevada precipitación o con un riego no controlado, inducir severas pérdidas por lixiviación y contaminación progresiva de las aguas subterráneas. Por lo tanto, ajustar la dosis de N a la demanda de N para el rendimiento alcanzable del cultivo es una de las consideraciones más importantes que se debe hacer en el cálculo de la dosis. De esta forma, la estimación del rendimiento alcanzable es clave en el cálculo de la dosis de N.

En el secano costero, secano interior y en el secano húmedo, el rendimiento alcanzable está dado principalmente por las características del régimen hídrico del agroecosistema. En los suelos regados es importante la eficiencia del sistema de riego, asociado a las características físicas de los suelos, ya que estas propiedades determinan en gran parte el rendimiento alcanzable.

Para calcular la dosis de N se debe usar la ecuación 8 según el siguiente procedimiento:

1. Estimar el rendimiento alcanzable y su demanda de N asociada. Para estimar el rendimiento alcanzable se deben considerar las limitaciones de clima, suelo y manejo tecnológico. El

rendimiento alcanzable promedio del agroecosistema puede obtenerse por la experiencia en ensayos de campo o por modelos de simulación (Schmal *et al.*, 2002). Una vez calculado el rendimiento alcanzable, la demanda se obtiene al multiplicar este valor por el factor de demanda del Cuadro 2.

2. Estimar el suministro de N del suelo. Para esto el suministro se debe calcular de acuerdo a la rotación de cultivos (Cuadro 3), según Rodríguez *et al.* (2001).
3. Estimar la eficiencia de recuperación aparente. La eficiencia de recuperación puede ser considerada como promedio 55% (Rodríguez *et al.*, 2001).

En el Ejemplo 1, se presenta el cálculo de la dosis de la fertilización nitrogenada, de acuerdo a los parámetros de la formulación general de la fertilización. El cultivo de trigo a fertilizar está inserto en una rotación de maíz-trigo en un suelo aluvial de la zona central de la VI Región del Libertador Bernardo O’Higgins. El rendimiento alcanzable estimado fue de 8.000 kg ha⁻¹, correspondiente a una demanda de 194 kg N ha⁻¹. El suministro calculado fue de 65 kg N ha⁻¹. A pesar de ser una siembra de invierno, la eficiencia de la fertilización nitrogenada estimada fue de 0,55 ya que corresponde a un agroecosistema de bajo riesgo de lixiviación.

En el caso de la fertilización nitrogenada de las praderas mixtas debe considerarse además el N aportado por la fijación simbiótica de N de las leguminosas presentes en la pradera. Este aporte se ha estimado en 4 kg N por el % de leguminosas presente en la pradera, lo cual debe ser restado a la demanda de N de la pradera. Y por otra parte, la eficiencia de la fertilización nitrogenada es mayor que en los sistemas de cultivos, ya que el N inmovilizado temporalmente en los microorganismos del suelo es recuperado posteriormente durante la temporada de crecimiento de la pradera. La eficiencia de recuperación de N en praderas es de 0,75. Es decir la pradera recupera el 75% del N aportado como fertilizante.

Ejemplo 1. Cálculo de la dosis de nitrógeno

Cultivo:	Trigo	
Demanda de N:		
Rendimiento alcanzable:	8.000 kg ha ⁻¹	Estimado
Factor de demanda de N:	2,43 kg N/100 kg producto	Cuadro 4
Demanda de N:	$8.000 \times 2,43/100 = 194 \text{ kg N ha}^{-1}$	
Suministro de N:		
Rotación de maíz-trigo, incorporación residuos 25-50%:	65 kg N ha ⁻¹ año ⁻¹	Cuadro 2
Eficiencia fertilización N:	0,55	
Dosis de N:	$(194 - 65) / 0,55 = 235 \text{ kg N ha}^{-1}$	

Fertilización fosforada

En una agricultura competitiva, de bajos costos de producción, se debería alcanzar un nivel de suficiencia de P en el suelo en un período razonable de tiempo. Este nivel debe ser mantenido mediante una dosis baja de P, equivalente al P exportado en los productos cosechados.

Una dosis excesiva de P, usualmente produce un incremento de su contenido en el suelo, sin que se vea afectado el metabolismo de los cultivos. Debido a la baja movilidad de este nutriente es posible que el riesgo de contaminación de las aguas subterráneas sea mínimo, aun cuando puede aumentar el riesgo de pérdidas por escurrimiento superficial y ayudar a la eutrofización de los lagos.

Para efectos prácticos, aquí se consideran dos tipos de dosis de P: **dosis de corrección** y **dosis de mantención**. La primera se usa para corregir las deficiencias de P, considerando la demanda del cultivo y la concentración de P-Olsen del análisis de suelo. Otra modalidad que Rodríguez *et al.* (2001) denominó dosis de corrección permanente es aplicar una cantidad tal de P para alcanzar la concentración de suficiencia junto a su mantención. Esta última implica aplicar grandes cantidades de fertilizante y es muy costosa. A la luz de la experiencia en cebada cervecera, las dosis de corrección mantienen o incrementan levemente los niveles de P-Olsen del suelo, pero en ningún caso lo disminuyen.

Dosis de mantención de fósforo

La aplicación continuada de P en una agricultura intensiva conduce a un incremento paulatino de los niveles de P en el suelo. Esto ocurre cuando el P agregado es superior al P exportado en los productos cosechados de los cultivos. Esto explica que en suelos con un historial prolongado y constante de fertilización fosforada se alcancen niveles altos de P-Olsen cercanos o superiores a los niveles de suficiencia de P necesarios para satisfacer la demanda de P de cada cultivo. Una vez alcanzado el nivel de P-Olsen la fertilización fosforada debe realizarse con el propósito de mantener el nivel de suficiencia, compensando las pérdidas producidas a través de la exportación de P por los cultivos, según la ecuación 20. En la mayoría de los casos, la exportación de P corresponde sólo al producto cosechado ya que los residuos son, en general, incorporados, reciclados por el ganado o quemados. En todos estos casos se asume que el P contenido en los residuos vuelve al suelo. Sin embargo, en el caso de algunos cultivos como los frejoles o la remolacha, los residuos pueden ser utilizados como forraje fuera del potrero y entonces constituyen una exportación de P del sistema. También la exportación de P es diferente en las praderas pastoreadas, dependiendo si éstas son sólo pastoreadas o además consideran la conservación del forraje a través de heno o ensilaje. Estas últimas conllevan a una mayor exportación de P.

En el Ejemplo 2 se presenta una estimación de las dosis de mantención para el caso del trigo.

Ejemplo 2. Cálculo de la dosis de mantención de P para trigo

Cultivo:	Trigo	
Demanda de P:		
Rendimiento alcanzable:	8.000 kg ha ⁻¹	Estimado
Factor de demanda de P:	0,32 kg P/100 kg producto	Cuadro 4
Demanda de P (P_Y):	$80 \times 0,32 = 25,6$ kg P ha ⁻¹	
Coefficiente de recuperación de P:	1,5 kg P ha ⁻¹ ppm ⁻¹ Olsen	(ecuación 15)
Concentración de suficiencia (C_S):	$C_S = 25,6 / 1,5 = 17$ kg P ha ⁻¹	(ecuación 18)
Dosis de mantención (P_m):	$P_m = 25,6 \times 0,85 \times 2,29 = 49,8$ kg P ₂ O ₅ ha ⁻¹	(ecuación 19)
	$P_m = 17 \times 1,5 \times 0,85 \times 2,29 = 49,8$ kg P ₂ O ₅ ha ⁻¹	(ecuación 20)

Se puede señalar que la dosis de mantención se encuentra entre 50 y 100 kg P₂O₅ ha⁻¹, en la mayoría de los cultivos. El nivel de suficiencia de P-Olsen en el suelo que permite satisfacer la demanda de la mayoría de los cultivos se encuentra entre 15 y 30 ppm. Para el caso de las praderas en pastoreo, la dosis de mantención de P es dependiente de la cantidad de materia seca de la pradera en pastoreo, más la cantidad de materia seca de la pradera utilizada en conservación. Para ello, se debe considerar que por cada tonelada de materia seca cosechada en pastoreo se exporta 1 kg P ha⁻¹ y por cada tonelada de forraje conservado, 3 kg P ha⁻¹. Si en una pradera con un rendimiento alcanzable de 10.000 kg MS ha⁻¹, 7.000 kg MS ha⁻¹ son utilizados bajo pastoreo y 3.000 kg MS ha⁻¹ son conservados, la exportación bajo pastoreo es de 7 kg P ha⁻¹ y en el forraje conservado es de 9 kg P ha⁻¹. Ello determina una dosis de mantención de P de 37 kg P₂O₅ ha⁻¹.

Dosis de corrección de fósforo

La dosis anual de corrección permite elevar el nivel de disponibilidad de P desde un nivel de deficiencia a un nivel de suficiencia al inicio de la temporada del cultivo. Su objetivo es obtener la óptima nutrición de P que asegure el rendimiento alcanzable durante el período de crecimiento del cultivo. Sin embargo, al final de la temporada el nivel de P decae bajo el nivel de suficiencia inicial debido a la exportación de P en los productos cosechados y a las reacciones de P en el suelo que reducen su disponibilidad. Si la dosis de corrección transitoria es mayor que la cantidad de P exportada, el nivel de P-Olsen del suelo obtenido después de la cosecha, será superior al nivel inicial, pero inferior al nivel de suficiencia. De esta forma, la aplicación continuada de una fertilización de corrección (mayor que la exportación de P) conduce a un aumento paulatino de los niveles de P en el suelo. En suelos con una baja retención de P el incremento del nivel de P-Olsen del suelo será rápido, no así en suelos con alta retención de P donde este incremento será lento, por lo que se requerirán dosis más altas para alcanzar un mismo nivel a igual tiempo. Sin embargo, en todos los suelos se producirá un aumento en los niveles de disponibilidad de P de acuerdo a su historial de fertilización fosforada.

En el Ejemplo 3 se presenta el cálculo de la dosis de P de corrección de acuerdo a la ecuación 14.

Ejemplo 3. Cálculo de la dosis de corrección de fósforo

Cultivo:	Papas	
Región:	X de Los Lagos	
Demanda P:		
Rendimiento alcanzable:	50.000 kg	Estimado
Factor demanda P:	0,04 kg P/100 kg producto	Cuadro 4
Demanda P total:	20 kg P ha ⁻¹	
Suministro P:		
P-Olsen inicial:	4 ppm	
Grupo de cultivos:	papas	
Suministro P:	4 x 1 kg P ha ⁻¹	ecuación
Eficiencia fertilización P:		
Grupo de suelos	Trumaos	
Al extractable	1.000 ppm	
Grupo de cultivos	papas	
Eficiencia fertilización P	0,08	Cuadro 5
Dosis de P:	$= (20 - 4) / 0,08$ $= 200 \text{ kg P} \times 2,29 = 458 \text{ kg P}_2\text{O}_5 \text{ ha}^{-1}$	

EL ANÁLISIS DE SUELO COMO HERRAMIENTA DE DIAGNÓSTICO Y CONTROL

En la mayoría de los suelos cabe esperar siempre una respuesta a la fertilización nitrogenada y fosforada. Sin embargo, en una agricultura intensiva de alta exportación de nutrientes y/o en suelos ácidos, también cabe esperar una respuesta a la fertilización potásica.

La respuesta a la fertilización con macronutrientes secundarios (Ca, Mg y S) y con micronutrientes (Fe, Mn, Zn, Cu, B, Cl y Mo), se encuentra sólo localizada en algunos suelos con minerales primarios pobres en estos nutrientes y/o en algunos cultivos sensibles a una disponibilidad baja de alguno de estos nutrientes, en especial cuando el rendimiento alcanzable es muy alto. Síntomas visuales de deficiencias simples o múltiples pueden aparecer en cultivos que se encuentran en suelos con limitaciones de productividad, por ejemplo, suelos con una muy baja disponibilidad de agua, o bien suelos con problemas físicos (erosionados, mal drenados, compactados, con capas endurecidas y otros), fitosanitarios o también en suelos muy ácidos o salinos. En estos casos, no se trata de una deficiencia de nutrientes en el suelo, sino de limitaciones en su absorción por el sistema radical de los cultivos. La estrategia no debe ser fertilizar los cultivos con los nutrientes que presentan síntomas visuales de deficiencia, sino resolver los problemas que afectan su absorción por las raíces.

La decisión de añadir otros nutrientes a la formulación de fertilización nitrogenada y fosforada, debe estar respaldada por los resultados de un análisis de suelo que permita intervenir con un diagnóstico fundamentado. Experimentalmente, se han calibrado los análisis de suelo con la respuesta a la fertilización de los distintos cultivos. De esta forma se han obtenido los niveles de deficiencia, niveles críticos y toxicidad. En general, los valores críticos y tóxicos son válidos para distintas condiciones de suelo y para diferentes cultivos.

Para hacer un buen muestreo de suelos se debe obtener una muestra representativa. Se debe dividir el área en unidades de muestreo homogéneas, no superiores a 10 hectáreas. Cada muestra debe estar compuesta de 20 a 30 muestras y la profundidad de muestreo debe ser de 20 cm. En la actualidad hay muchas publicaciones que recomiendan para análisis de fertilidad, muestrear hasta el metro. Sin embargo, en Chile usualmente se toman los primeros 20 cm que son los que están sometidos a la máxima variación antrópica. Resultados de investigaciones en cero labranza dan cuenta que no hay diferencias de muestrear en forma aleatoria, sobre o entre líneas de siembra. Este estudio consideró la varianza de los parámetros pH, P-Olsen y contenidos de materia orgánica en suelos trumaos y pardos arcillosos. El número de muestras se calculó para un intervalo de confianza de 95% en 25-30.

Los análisis químicos que se deberían realizar en los Laboratorios de Servicio acreditados son: acidez (pH), materia orgánica, P disponible (P-Olsen), aluminio extraíble (Al_{ex}), K-intercambiable, azufre extraíble ($S-SO_4$), zinc extraíble (Zn) y boro extraíble (B).

No se considera el contenido de N-mineral ($N-NO_3^- + N-NH_4^+$) a los 20 cm, ya que es una medición que no representa necesariamente el suministro de N del suelo. La acumulación de N-mineral (principalmente nitratos) en el horizonte superficial está sujeta a distintos procesos (lixiviación, inmovilización, mineralización y otros) que pueden afectar su contenido, en forma

aleatoria, en el período previo al muestreo. Después del muestreo también las condiciones edafoclimáticas y de manejo del suelo pueden afectarlo. Por lo tanto, la medición del N mineral es un índice poco confiable del suministro de N del suelo.

El uso del porcentaje de materia orgánica del suelo o de nitrógeno total, como índices de la mineralización de N, tampoco representan necesariamente el suministro de N del suelo. Suelos con la misma cantidad de materia orgánica pueden presentar una fracción de N orgánico activo completamente diferente, ya que éste depende de la intensidad del reciclaje de los residuos de cosecha en el agroecosistema y no de la cantidad de materia orgánica total (o N total) del suelo. Sin embargo, el valor del contenido de materia orgánica del suelo es un índice útil para determinar el grupo de suelos al que pertenece la muestra.

El análisis de suelo puede evitarse para algunos nutrientes cuya deficiencia en los suelos del país es improbable (Ca, Mg, Fe, Mn, Cu, Mo y Cl). Para aquellos suelos con problemas nutricionales de estos nutrientes originados por la acidez excesiva, salinidad o alcalinidad excesiva u otros factores (compactación, mal drenaje y otros), será necesario medir otros parámetros químicos y físicos que permitan diagnosticar la causa real del problema. No obstante, en áreas localizadas y en algunos cultivos sensibles, es posible la presencia de niveles de deficiencia en el suelo expresados en sintomatología visual de alguno de estos elementos. En este caso, el o los nutrientes específicos deben también ser incluidos en el análisis de suelo.

En la estimación de la dosis de fertilización se requieren, además, junto a los análisis químicos, los siguientes antecedentes de la muestra:

- Localización (región, comuna, predio, potrero).
- Serie o clasificación taxonómica.
- Rotación de cultivos o los cultivos de los últimos cuatro años.
- Cultivo anterior y su rendimiento.
- Porcentaje de incorporación de los residuos de cosecha de los cultivos (incorporación total, quema, reciclaje animal, eliminación residuos del potrero, y otros).

Los análisis químicos de suelo, junto a los antecedentes considerados, tienen como principal objetivo establecer las dosis de fertilización para las distintas unidades de muestreo.

Es recomendable contar, a su vez, con un análisis completo de las características químicas y físicas de las unidades de suelo representativas del predio (pH en CaCl_2 , suma de bases de intercambio, micronutrientes, Al intercambiable en suelos ácidos, conductividad eléctrica, cationes y aniones solubles en el extracto de saturación en suelos salinos. En las muestras correspondientes a cada una de las unidades de suelo, también se debe incluir la textura, la densidad aparente y las constantes hídricas. En este caso el muestreo se debe efectuar por cada horizonte, hasta la profundidad que alcancen las raíces. El análisis completo de caracterización de los suelos deberá repetirse una vez cada seis años. Esta información puede mejorar en gran medida la estimación de la dosis de fertilización y, en general, el manejo de los suelos del predio.

Una vez que se conozcan los resultados de los análisis químicos de los suelos de las distintas unidades de muestreo del predio, se debe establecer un programa de fertilización anual con el objetivo de corregir las eventuales deficiencias y alcanzar los niveles críticos de los distintos nutrientes para los cultivos de la rotación. Es necesario aplicar las dosis de corrección estimadas durante un período de dos a tres años de forma de alcanzar los niveles críticos de los nutrientes en el suelo. Después de este período de corrección se debe realizar un nuevo análisis de suelo, en las distintas unidades de muestreo del predio, con el objetivo de controlar las modificaciones producidas en la disponibilidad como consecuencia de las fertilizaciones aplicadas y así, eventualmente establecer un nuevo programa de fertilización. Las dosis de corrección aplicadas durante un período de años permitirán lograr una corrección permanente de los niveles de disponibilidad de los distintos nutrientes e iniciar a continuación un programa de fertilización con sólo el uso de la dosis de mantención. Esta dosis de mantención debe ser anual o bianual, según los niveles alcanzados por los distintos nutrientes en el suelo y la demanda originada por los cultivos en la rotación o sistemas de cultivos.

Más detalles sobre las dosis de fertilización de macronutrientes secundarios y micronutrientes a partir del análisis de suelo, se pueden consultar en Rodríguez *et al.* (2001).

Fuentes, forma y época de aplicación de fertilizantes

Fertilizantes nitrogenados

Todos los fertilizantes solubles de N y P disponibles en el mercado son de alta calidad, pudiendo ser utilizados cualquiera de ellos eficientemente en la corrección de las deficiencias de estos nutrientes en el suelo. En estas condiciones, el costo de la unidad de N y P es uno de los principales factores a considerar en la elección de la fuente.

Sin embargo, la elección de fertilizantes amoniacales obliga a desarrollar una estrategia de manejo para evitar su efecto acidificante. En las condiciones de pH de la mayoría de los suelos del sur del país, por cada 100 kg de N aplicados como amonio, el pH del suelo disminuye en alrededor de 0,05 unidades de pH. Este efecto acidificante es aún mayor en los suelos de la zona centro norte.

La época u oportunidad de aplicación de la dosis de N tiene por objetivo obtener una máxima eficiencia de la fertilización nitrogenada. Una forma de aumentar la eficiencia de la fertilización nitrogenada es parcializar la dosis de N para evitar el riesgo de lixiviación, especialmente en los cultivos de invierno. En el primer período de desarrollo del cultivo, la capacidad de exploración de las raíces es muy baja y tiene una reducida capacidad de absorción de N. Paralelamente, en esta fase inicial del crecimiento, es cuando la precipitación es más intensa. En estas condiciones, el riesgo de lixiviación es alto. Por lo tanto, en la siembra o antes de la siembra no se debe colocar más de 1/3 de la dosis. La cantidad aplicada debe permitir un rápido crecimiento inicial, aunque la demanda de N sea relativamente baja en este período.

La segunda parcialización, correspondiente al menos a 2/3 de la dosis, debe aplicarse al inicio de la fase de intenso crecimiento y absorción de N del cultivo. En esta oportunidad, la intensidad de

la precipitación es menor y el cultivo ya ha desarrollado su sistema radical en profundidad y la absorción comienza a ser significativa. El N mineral que pudo haberse movilizado a las capas inferiores del perfil del suelo tiene la posibilidad de ser recuperado, en parte, por el cultivo.

En condiciones de suelos con alto riesgo de lixiviación (intensas precipitaciones y suelos de texturas gruesas) es recomendable parcializar la dosis en tres oportunidades. Hay que señalar que a partir de cierto grado de desarrollo del cultivo, la absorción de N no se transforma en un aumento del rendimiento. Por ejemplo en el trigo, esta época corresponde al estado fenológico “espiga de 1 cm en el primer nudo”. Una aplicación posterior de N afectará solamente el contenido de proteína del grano y no se obtendrá el rendimiento alcanzable esperado.

En cultivos de primavera, la aplicación de N se puede efectuar en su totalidad a la siembra. En los agroecosistemas con intensas lluvias de primavera, la dosis se puede parcializar al igual que en los cultivos de invierno.

La forma de aplicación de la dosis de N debe estar vinculada a la simplicidad de la labor. En el caso de parcializar la dosis, la primera parcialización puede aplicarse localizada con la máquina sembradora-abonadora, o bien, en cobertera con una abonadora centrífuga (‘trompo’) e incorporarse con las últimas labores de preparación del suelo. La segunda parcialización de la dosis de N debe aplicarse en cobertera utilizando una abonadora centrífuga. En el caso de no parcializar la dosis, se puede aplicar en su totalidad en cobertera con una abonadora centrífuga e incorporarse con las últimas labores de preparación del suelo.

En el cultivo del arroz la primera parcialidad también corresponde a 1/3 de la dosis y se debe aplicar antes de la siembra, en coberteras, siendo incorporada con las últimas labores de preparación del suelo. La segunda parcialidad, para completar 2/3 de la dosis, se debe aplicar al inicio del desarrollo de la panoja, bajando la lámina de agua al nivel de la superficie del suelo, de manera que al aplicar el fertilizante amoniacal en cobertera, los gránulos se depositen en la superficie del fango, se disuelvan y el N mineral se incorpore por difusión en la estrata superficial del suelo. De esta forma, se evitan las pérdidas por volatilización y desnitrificación del N aplicado, aumentando la eficiencia de la fertilización nitrogenada.

En el caso de las praderas permanentes, la fertilización nitrogenada debe aplicarse, en cobertera, en distintas parcialidades a partir del inicio de la primavera. La dosis de N debe distribuirse en aplicaciones menores o iguales a 30 kg N ha^{-1} , de tal manera que se permita la sobrevivencia de las leguminosas presentes y facilite la eficiencia de la fertilización simbiótica. Otra parcialidad debe aplicarse después del corte o de un pastoreo de la pradera, y una última, al inicio del crecimiento otoñal. Dada la variabilidad del inicio de la primavera, el crecimiento de la biomasa debe calcularse de acuerdo a las sumas térmicas. Una suma térmica de 200 días-grado, a partir del 1° de julio, asegurará que haya comenzado el período de crecimiento activo de la pradera.

Fertilizantes fosforados

El P aplicado en la fertilización fosforada se encuentra en gránulos de tamaño relativamente uniforme (promedio de 2 mm de diámetro). Estos se hidrolizan con la humedad del suelo, dando lugar a una solución de alta concentración de P que reacciona con los componentes del suelo. Esta solución fosfatada genera una esfera de influencia de un diámetro no superior a 25 mm. Así como los nitratos son muy móviles en el suelo, el P es un nutriente de escasa movilidad.

La época y forma de aplicación de la dosis de P está ligada a dos características del sistema clima-cultivo-suelo-fertilizante, la escasa movilidad del P en el suelo y el bajo desarrollo del sistema radical inicial del cultivo.

Como el P no se moviliza en el agua absorbida por el cultivo (flujo de masas), es necesario contar con una alta concentración de P que permita satisfacer la tasa máxima de absorción de P del incipiente sistema radical del cultivo a través de la difusión del P en el suelo. El fertilizante fosforado debe ser localizado cerca de la semilla para lograr una rápida intercepción de las raíces con la banda concentrada de P, especialmente en suelos con una baja disponibilidad de este elemento. Cuando el nivel de suficiencia de P del cultivo ha sido alcanzado, la dosis de mantención de P puede aplicarse junto a la de N, con anterioridad a la siembra, en cobertera, mediante una abonadora centrífuga e incorporada con las últimas labores de preparación del suelo.

En el caso de las praderas permanentes, la fertilización fosforada se debe aplicar en coberteras, ya sea al inicio de la primavera o al inicio del período otoñal. El crecimiento superficial de las especies forrajeras que constituyen la pradera mixta, permite una eficiencia relativamente alta de la fertilización fosforada, aplicada en cobertera.

Fertilizantes potásicos

La fuente de K más recomendable es el cloruro de potasio, que es muy soluble y más barato que las otras fuentes de este nutriente. El aporte de cloruros en las dosis de K es muy bajo, y éstos, además, no se acumulan en el suelo, ya que no son retenidos por los coloides. De ésta forma se movilizan libremente en profundidad a través del perfil del suelo con el agua percolada, sin que afecte a los cultivos con las dosis comúnmente recomendadas. Sin embargo, en suelos alcalinos, arcillosos y con mal drenaje, debe evitarse el uso de cloruro de potasio ya que podrían inducir una fitotoxicidad por cloruros en cultivos sensibles.

Para el caso de los fertilizantes potásicos se aplican las mismas reglas que en el caso de la fertilización con P. El K, aunque más móvil que el P, debe satisfacer los requerimientos de los cultivos en sus estados iniciales. Además por circunstancias prácticas debe aplicarse junto al P ya sea localizado o en cobertera con trompo abonador.

ENCALADO

La acidificación de los suelos es un proceso natural que ocurre principalmente en agroecosistemas donde la pluviometría excede a la evapotranspiración, produciéndose una lixiviación o lavado de bases (Ca, Mg, Na y K). Paralelamente, como resultado de la exportación de bases en los productos cosechados de los cultivos y de los procesos de la mineralización de la materia orgánica y de la nitrificación del N amoniacal, aumenta la concentración de hidrógeno y, finalmente, la del ión aluminio (Al^{+3}) en la solución suelo. El pH (logaritmo negativo de la concentración de H^+) es un índice de la actividad de los iones Al^{+3} libres en la solución suelo. Sobre pH 5,7 la actividad de los iones Al es mínima, pero bajo este pH se incrementa en forma exponencial. Las características del manejo de los agroecosistemas en una agricultura intensiva, pueden acelerar el proceso natural de acidificación. Los principales factores de la acidificación en los agroecosistemas son los siguientes:

- Exportación de bases en los productos y los residuos de las cosechas.
- Suelos barbechados sin cultivar que tienden a incrementar las pérdidas de bases.
- Aplicación de fuentes de fertilizantes amídicos (urea) y amoniacales que se transforman a formas nítricas con una reacción ácida.

En una agricultura sustentable de alta productividad debe darse especial énfasis en establecer estrategias de manejo que reduzcan los procesos de acidificación de los suelos, tales como la rotación o sucesión de cultivos, manejo de los residuos, uso de fertilizantes neutralizados y variedades tolerantes a la acidez.

Tolerancia de los cultivos a la acidez del suelo

Los cultivos presentan distinto grado de tolerancia a la concentración de Al^{+3} en la solución suelo, dada por su adaptación a las características de los ecosistemas en que se originaron. La tolerancia de los cultivos a la concentración de Al^{+3} puede deberse a la capacidad de reducir su absorción, o bien a la de disminuir su actividad una vez absorbido por las raíces de las plantas. Rodríguez *et al.* (2001) presenta una lista de cultivos con diferentes grados de tolerancia a la acidez. La avena, la ballica y la papa son cultivos tolerantes a la actividad del Al^{+3} en la solución suelo, y presentan una productividad normal en condiciones de concentraciones relativamente altas de Al^{+3} . Sin embargo, los cultivos como la remolacha, la cebada y la alfalfa son muy sensibles a la acidez del suelo (concentración Al^{+3}), y su productividad disminuye drásticamente en suelos ácidos. El Al^{+3} de la solución suelo tiene un efecto tóxico sobre las raíces de estos cultivos. Las raíces sufren una necrosis y disminuye su capacidad de absorción de nutrientes y agua. Se observa una disminución del crecimiento y la aparición de síntomas múltiples de deficiencias nutricionales.

La tolerancia al contenido de aluminio soluble es estimada a través de los valores de pH. El valor de pH bajo el cual el rendimiento del cultivo se ve significativamente disminuido es denominado **pH crítico**. Sin embargo, en una aplicación de cal se debe alcanzar un valor de pH superior al crítico del cultivo considerado, de tal modo que pasado algunos años sin adición de $CaCO_3$, el pH descienda hasta el pH crítico. El pH por sobre el valor crítico se denominó, por

Rodríguez *et al.* (2001), como **pH a alcanzar**. En el Cuadro 8 se muestran los valores de pH crítico y pH a alcanzar para los principales cultivos.

Cuadro 8. Valores de pH crítico y pH a alcanzar del suelo para los distintos cultivos

Cultivos	pH crítico	pH a alcanzar
Cereales		
Trigo	5,4	5,6
Maíz	5,5	5,7
Avena grano	5,2	5,4
Arroz	5,0	5,2
Cebada	5,8	6,0
Oleaginosas		
Maravilla	5,4	5,6
Raps	5,6	5,8
Leguminosas de grano		
Frejoles	5,8	6,0
Garbanzos	5,6	5,8
Lentejas	5,6	5,8
Arvejas grano	5,8	6,0
Lupino grano	5,4	5,6
Cultivos industriales		
Papas temprano	4,9	5,1
Papas tardías	4,9	5,1
Remolacha	5,8	6,0
Tabaco burley	5,0	5,2
Tabaco Virginia	5,0	5,2
Tomate	5,0	5,2
Cultivos forrajeros		
Maíz silo	5,5	5,7
Ballica anual	5,4	5,6
Coles	5,5	5,7
Avena forrajera	5,2	5,4
Praderas		
Alfalfa	6,0	6,2
Trébol rosado	5,8	6,0
Trébol subterráneo	5,5	5,7
Gramíneas perennes	5,3	5,5
Pradera mixta	5,6	5,8
Avena / trébol rosado	5,8	6,0
Pradera natural secano húmedo	5,2	5,4
Pradera natural secano	5,0	5,2

Corrección de la acidez del suelo

El objetivo del encalado (aplicación de carbonato de calcio al suelo) es desplazar el Al intercambiable de las arcillas y neutralizar, por precipitación, el ión Al^{+3} de la solución suelo.

La dosis de encalado depende, principalmente, de los siguientes factores:

- Delta pH según el cultivo (diferencia entre el pH inicial del suelo y el pH a alcanzar).
- Capacidad tampón de pH del suelo.

Se ha denominado capacidad tampón de pH del suelo a la cantidad de enmienda calcárea que hay que añadir para aumentar en una décima de unidad de pH de 1 ha de suelo hasta una profundidad de 20 cm. Un suelo con alta capacidad tampón significa que necesita una mayor cantidad de enmienda calcárea para elevar el pH en una décima. Otros factores que también deben considerarse en la dosis de encalado son la composición, el valor neutralizante, la humedad, la finura del producto y el contenido de inertes de la fuente de enmienda calcárea.

El pH a alcanzar para cuantificar el delta pH se determina de acuerdo a la tolerancia del cultivo más sensible de la rotación a la acidez del suelo (Cuadro 8).

La capacidad tampón de pH del suelo está determinada por un conjunto de características de los suelos, relacionadas con la capacidad de intercambio de cationes, Al intercambiable, materia orgánica del suelo, porcentaje de arcilla, tipo de arcilla y otros. En el Cuadro 9 se presenta la capacidad tampón de pH, en distintos grupos de suelos, para el cambio de pH en 20 cm de profundidad.

Cuadro 9. Capacidad tampón de pH de los distintos grupos de suelos

Grupo de suelos ¹	Capacidad tampón de pH (pH/t $CaCO_3$ /ha)
Trumaos	0,12
Rojos arcillosos	0,15
Graníticos y Metamórficos	0,18
Aluviales valle central	0,20

¹) Una completa asociación entre la Serie y grupo de suelo se encontrará en Rodríguez (1993).

En suelos con alta capacidad tampón (como los suelos trumaos), la cantidad de N amoniacal para disminuir el pH es de 0,05 unidades de pH/100 kg N/ha/año, y en un suelo con baja capacidad tampón es de 0,10 unidades de pH/100 kg N/ha/año. Por lo tanto, cuando se utilizan fertilizantes amoniacales se deben añadir 2 kg $CaCO_3$ por cada kg de N aplicado como fuente amoniacal con el objeto de que la enmienda dure el período diseñado.

En el Ejemplo 4 se presenta el cálculo para estimar la dosis de encalado de acuerdo a los Cuadros 8 y 9.

Ejemplo 4. Cálculo de la dosis de encalado

Rotación:	Remolacha-trigo	
Dosis de N-Urea:	200 kg N ha ⁻¹	
pH inicial:	5,6	
pH a alcanzar:		
Cultivo más sensible	Remolacha pH 6,0	Cuadro 8
Delta pH:	6,0 - 5,6 = 0,4	
Clase de suelos:	Trumaos (Andisols)	
Capacidad tampón	0,12 pH t CaCO ₃ ⁻¹ ha ⁻¹	Cuadro 9
Frecuencia encalado:	Cada 4 años	
Corrección acidez del suelo:	0,4 pH / 0,12 pH t CaCO ₃ ⁻¹ ha ⁻¹ = 3,3 t CaCO ₃ ha ⁻¹	
Neutralización N-Urea:	2 kg CaCO ₃ kg N ⁻¹ = 200 kg N ⁻¹ ha ⁻¹ año ⁻¹ x 4 años x 2 kg CaCO ₃ /1.000 = 1,6 t CaCO ₃ ha ⁻¹	
Dosis encalado:	3,3 + 1,6 = 4,9 t CaCO ₃ ha ⁻¹ , cada 4 años	

Frecuencia de encalado

La frecuencia de encalado depende de los siguientes factores:

- Pluviometría en el agroecosistema.
- Exportación de bases en la cosecha y en los residuos de los cultivos.
- Manejo del suelo y fertilizantes acidificantes.

Para determinar la frecuencia del encalado se ha utilizado como índice el exceso de precipitación de invierno sobre la evapotranspiración. En los agroecosistemas del sur del país, la frecuencia se encuentra entre 3 a 4 años. Si la exportación de bases en los residuos de cosecha y en los productos de la rotación de cultivos fuera muy alta, se debe considerar un encalado más frecuente (entre 2 a 3 años).

Después del encalado, se debe llevar un control del pH del suelo, mediante un análisis de suelo, cada dos años. De acuerdo a los resultados obtenidos se decide, con un fundamento objetivo, cuando y con cuanto corresponde volver a encalar.

Fuentes, época y formas de aplicación de encalado

Las fuentes comerciales de caliza (CaCO_3) utilizadas comúnmente en el país son la CAL-IANSA y SOPROCAL. La primera es un subproducto de la industria del azúcar; contiene un 30% de humedad y un 58% de CaCO_3 o valor neutralizante de la enmienda calcárea o equivalente (cantidad de producto que producen un efecto similar a 100 kg de CaCO_3). SOPROCAL presenta un 90% de CaCO_3 equivalente, siendo un material seco, de alta finura. También se encuentra en el mercado MAGNECAL, que es una dolomita ($\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$) con un 15 a 16% de MgO y con un 98% de CaCO_3 equivalente. Por lo tanto de acuerdo al valor neutralizante para aplicar una dosis de $2 \text{ t CaCO}_3 \text{ ha}^{-1}$ se requieren $3,4 \text{ t ha}^{-1}$ de CAL-IANSA o $2,2 \text{ t ha}^{-1}$ de SOPROCAL.

El carbonato de calcio es un material poco soluble que reacciona lentamente en el suelo. Por lo tanto, el encalado debe efectuarse con un mínimo de 1 a 2 meses antes de la fecha de siembra del cultivo.

El encalado debe aplicarse en cobertera, mediante el uso de maquinaria específica encaladora. Posteriormente, se debe incorporar al suelo con el arado dentro de las labores de preparación del suelo. En praderas el encalado, en lo posible, debe realizarse antes de la siembra. Sin embargo, su aplicación en cobertera también es efectiva para aquellas especies forrajeras con un sistema radical superficial. Una aplicación en cobertera de carbonato de calcio, logra neutralizar la acidez, principalmente, en los primeros 5 cm del suelo, dada la baja movilidad de Ca en el suelo.

BIBLIOGRAFÍA

- ALLISON, F.E. 1955. The enigma of soil nitrogen balance sheets. *Advances in Agronomy*, 7: 213-250.
- ALLISON, F.E. 1965. Evaluation of incoming and outgoing processes that affect soil nitrogen. pp: 573-606. *In*: W.V. Bartholomew and F.E. Clark (eds.). *Soil nitrogen*. *Agronomy*, 10.
- ALLISON, F.E. 1966. The fate of nitrogen applied to soil. *Advances in Agronomy*, 18: 219-258.
- BOSATTA, E. and ÅGREN, G.L. 1985. Theoretical analysis of decomposition of heterogeneous substrates. *Soil Biology Biochemistry*, 16: 63-67.
- ARAOS, J.F. 1970. Fertilización de trigo en suelos regados de Ñuble. Instituto de Investigaciones Agropecuarias. Estación Experimental Quilamapu, Chillán, Chile, 30 p.
- BARTHOLOMEW, W.V. 1972. Soil Nitrogen, Supply processes and crop requirements. Technical Bulletin N°6., International Soil Fertility Program. North Carolina State University, Raleigh U.S.A. 78 p.
- BESOÁIN, E. 1985. Los suelos. pp: 25-106. *In*: J. Tosso (ed.) *Suelos volcánicos de Chile*. Instituto de Investigaciones Agropecuarias, Santiago, Chile.
- BLACK, C.A. 1992. *Soil fertility evaluation and control*. CRP Press, Inc. Boca Ratón, Florida, 746 p.
- DEMOLÓN, A. 1965. *Dinámica del suelo*. Ed. Omega, Barcelona, 527 p.
- FOG, K. 1988. The effect of added nitrogen on the rate of decomposition of organic matter. *Biological Reviews*, 63: 433-463.
- GOEWIE, E.A. 2002. *Sustentabilidad y Agricultura orgánica*. Seminario, Facultad de Ciencias Agrarias, Universidad de Talca.
- GREENWOOD, D.J., GASTAL, F., LEMAIRE, G., DRAYCOTT, A., MILLARD, P. and NEETESON, J. J. 1991. Growth rate and % N of field grown crops: Theory and experiments. *Annals of Botany*, 67: 181-190.
- GREENWOOD, D.J., KUBO, K. and BURSINS, I. 1989. Apparent recovery of fertilizer N by vegetable crops. *Soil Science and Plant Nutrition*, 35: 367-381.
- HAUSER, G.F. 1973. The calibration of soil tests for fertilizer recommendations. *FAO Soil Bulletin*. 71 p.
- INIA. 1990. *Economía del fósforo en suelos volcánicos, VIII a X Regiones*. 438 p.
- JANSSON, S. 1958. Tracer studies in N transformations in soils. *Annual of the Royal Agricultural College, Sweden*, 24: 100-361.
- JARVIS, S.C., STOCKDALE, E.A., SHEPARD, M.A. and POWLSON, D.S. 1996. Nitrogen mineralization in temperate agricultural soils: Processes and measurement. *Advances in Agronomy*, 57: 187-235.
- JOHNSTON, E. 1997. The value of long-term field experiments in agricultural, ecological, and environmental research. *Advances in Agronomy*, 59: 291-335.
- KUIKMAN, P.J., VAN VEEN, J.A., 1989. The impact of protozoa on the availability of bacterial nitrogen to plants. *Biology and Fertility of Soils*, 8: 13-18.
- MATUS, F.J. 1997. Mineralización de nitrógeno en suelos agrícolas; predicción, medición y recomendaciones de fertilización. *Ciencia e Investigación Agraria*, 24: 59-72.
- MATUS, F.J. and J. RODRÍGUEZ. 1994. A simple model for estimating the contribution of nitrogen mineralization to the nitrogen supply of crops from a stabilized pool of soil organic matter and recent organic input. *Plant and Soil*, 162: 259-271.
- NEETESON, J.J., WIJNEN, G. and ZANDT, P.A. 1984. New nitrogen fertilizer recommendations for potatoes (in Dutch). *Bedrijfsontwikkeling*, 15: 331-333.
- OYANEDEL, C. y RODRÍGUEZ, J. 1977. Estimación de la mineralización de N en el suelo. *Ciencia e Investigación Agropecuaria*, 4: 33-44.
- OYARZÚN, C., GODOY, R. y LEIVA, S. 2002. Depositación atmosférica de nitrógeno en un transecto valle longitudinal-Cordillera de los Andes, centro-sur de Chile. *Revista Chilena de Historia Natural* 75: 233-243.
- PARTON, W.J., SCHIMEL, D.S., COLE, C.V. and OJIMA, D.S. 1987. Analysis of factors controlling soil organic matter levels in Great Plains grasslands. *Soil Science Society of America Journal*, 51: 1173-1179.

- PINOCHET, D. 1988. Modelo simple para la estimación de la fertilización fosforada de los cultivos. Tesis de Magíster, Santiago, Pontificia Universidad Católica de Chile, Facultad de Agronomía. 128 p.
- PINOCHET, D. 1999. Principios de la fertilización fosforada. *Agroanálisis*, abril. pp. 34-36.
- PINOCHET, D. 2000. Visión agronómica del fósforo Olsen. Simposio: Normalización de técnicas de acreditación de laboratorios para el análisis de suelos y de tejidos vegetales. *Boletín de la Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo*, 16: 89-98.
- PNUD-FAO. 1973. Reconocimiento e investigación de los suelos. Chile, productividad y manejo de los suelos chilenos. 119 p.
- REMY, J.C. and VIAUX, P.H. 1982. The use of nitrogen fertiliser in intensive wheat growing in France. Symposium on fertilisers and in intensive wheat production in the EEC. The International Fertilizer Society, London, UK. pp. 67-92.
- RODRÍGUEZ, J. 1993. Fertilización de los cultivos. Un método racional. Colección en Agricultura. Facultad de Agronomía, Alfabeto Impresiones, Pontificia Universidad Católica de Chile, 291 p.
- RODRÍGUEZ, J., PINOCHET, D. y MATUS, F. 2001. Fertilización de los cultivos. LOM Ediciones. 117 p.
- SCHMAL, R., MATUS, F. y CAZANGA, R. 2002. Un sitio web para el centro tecnológico de suelos y cultivos (CTSyc): una oferta de servicios para el agro chileno. *Boletín Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo*, 18: 145-148.
- STANFORD, G. 1973. Rationale for optimum nitrogen fertilization in corn production. *Journal Environmental Quality*, 2: 159-166.
- STANFORD, G. and SMITH, S.J. 1972. Nitrogen mineralization potential of soils. *Soil Science Society of America Proceeding*, 36: 465-472.
- TISDALE, S., NELSON, W.L. and BEATON J. D. 1985. Soil fertility and fertilizer. Macmillan Publishing Company. 754 p.
- VAN DER PLOEG, R.R., BÖHM, W. and KIRKHAM, M.B. 1999. On the origin of the theory of mineral nutrition of plants and the law of the minimum. *Soil Science Society of America Journal*, 63: 1055-1062.
- VAN KEULEN, H. and VAN HEEMST, H. 1982. Crop response to the supply of macronutrients. *Agricultural Research Report 916*. 46 p.
- ZAGAL, E., HIRZEL, J. y VIDAL, I. 2003. Evaluación de la recomendación de fertilización nitrogenada para cultivos anuales en suelos de origen volcánico usando un modelo de simulación. *Agricultura Técnica (Chile)*, 63: 94-104.

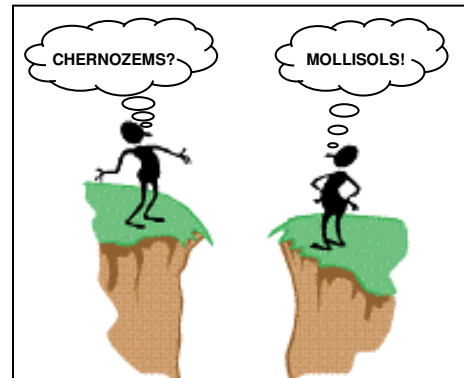
7

CLASIFICACIÓN DE SUELOS

Walter Luzio L.
Manuel Casanova P.
Wilfredo Vera E.

Universidad de Chile

LUZIO, W., CASANOVA, M. y VERA, W. 2006. Clasificación de suelos. pp: 264-317. *In:* Avances en el conocimiento de los suelos de Chile. (Re-edición, 2020). Luzio, W. y Casanova, M. (Eds.). Santiago, Chile



INTRODUCCIÓN

Desde la primera mitad del siglo XX, las ideas que se han tenido acerca de los suelos han ido variando. Hay que considerar el impacto de dos guerras mundiales, las guerras de Corea, la guerra de Vietnam y muchos otros conflictos locales que, de una manera u otra han forzado a la reconstrucción de la economía de los países. El primer paso consistió en aumentar la producción agrícola al máximo tratando de obtener rendimientos tan altos como fuera posible, lo que se logró en los países desarrollados, con la introducción de nuevas tecnologías y una gran cantidad de insumos en el proceso productivo agrícola. Este modelo de producción fue gradualmente cambiando en la segunda mitad del siglo XX hacia un tipo de producción con un fuerte énfasis en la conservación de los recursos suelo y agua, concepción que implica una mayor responsabilidad en el manejo de los recursos naturales. Estos cambios han tenido impacto en la predicción sobre la respuesta de los suelos a los usos alternativos y las consecuencias que esos usos pueden tener no sólo sobre la producción sino también sobre la vida en el planeta.

Cuando comenzaron a progresar los reconocimientos de los suelos (levantamientos de suelos), se pensaba que los suelos derivaban de las rocas o de materiales transportados lo cual constituía la clásica aproximación geológica que dominó la primera mitad del siglo pasado. A medida que las ideas de los rusos fueron internalizándose, en particular las ideas de Dokoutchaiev, se comenzó a visualizar que los suelos eran el resultado de complejos procesos que estaban influenciados por la interacción de los factores de formación de suelos, es decir el clima, el material parental, el relieve, los organismos y el tiempo. De esta manera se reconoció que los suelos eran cuerpos naturales independientes que tenían propiedades únicas, que poseían un comportamiento particular y que reaccionaban de manera diferente a los estímulos, especialmente los provocados por el hombre.

Las divisiones climáticas clásicas determinan grandes separaciones vegetacionales, tales como las regiones de bosques, de praderas, de tundra, etc., aunque evidentemente con variaciones menores dentro de cada zona o sector. A escala local existen diferencias en los materiales parentales y los distintos tipos de relieves. De esta manera, los reconocedores de suelos (mapeadores) descubrieron relaciones empíricas entre grupos de características que poseían los suelos y algunos rasgos del paisaje. Así, la correlación de los suelos con segmentos del paisaje se consideró lo suficientemente consistente como para ser delineadas en los mapas base y como para satisfacer los propósitos del reconocimiento de suelos.

Por lo tanto, la presencia de un determinado suelo puede ser más o menos predecible y consecuentemente también puede ser predecible su comportamiento. Así, si las condiciones del medio son iguales, los suelos deberían ser iguales; y donde los suelos fueran iguales, las respuestas deberían ser las mismas siempre que ellas dependieran de las propiedades de los suelos. Cuando se presentaran suelos semejantes pero no iguales, las respuestas de los suelos deberían ser semejantes pero no iguales.

De esta manera, fue cambiando el concepto acerca de que el suelo era un continuum que cubría la superficie de la Tierra, para derivar en la idea que el suelo podía subdividirse en

clases de muy diferentes maneras, creando poblaciones o colecciones de cuerpos individuales de suelos.

Inicialmente, se reconoció la existencia de **Series de suelos**, es decir suelos que tienen una secuencia similar de horizontes idénticos, lo cual constituyó el primer paso para reconocer los diferentes grupos de materiales parentales, tales como los till glacial, los loess, los depósitos aluviales, etc.

Los reconocimientos de suelos avanzaron muy rápidamente y aparecieron muchas Series de Suelos, es decir se comenzó a acumular una gran cantidad de información y comenzaron las dificultades para correlacionar los suelos, para comparar suelos de una región a otra o simplemente para comunicar cuales eran las propiedades y características de los suelos.

Se encontró que existían diferencias en las respuestas al manejo y al uso de los suelos y que dependían de la región geográfica. Algunas de estas variaciones regionales se relacionaban con el clima o con la edad, en cambio otras variaciones más locales se debían a las condiciones de drenaje y/o a los materiales parentales. Estos hechos fueron la base para la consolidación del concepto de similitudes y diferencias en los cuerpos suelos. Por lo tanto, la importancia de un factor o de la interacción de los factores variaba de una región a otra, lo cual ameritaba una sistematización de los conocimientos de manera que resultara claro, eficiente y fácil la transmisión de la información de una región a otra o de un investigador a otro. Estas ideas constituyeron la base para considerar la necesidad de establecer una Clasificación de Suelos.

Principios esenciales de la Clasificación de Suelos

El sistema tiene que basarse en principios de génesis de suelos y además de comportamiento de los suelos, de tal manera que sea capaz de proporcionar predicciones acerca del comportamiento y las respuestas al manejo y a las manipulaciones que pueda sufrir. Se consideró que los principios de la génesis de suelos eran vitales para las extrapolaciones espaciales y una ayuda para la interpretación de los usos de los suelos, debido a que esta disciplina establece relaciones de causa-efecto en lugar de solamente identificar relaciones empíricas.

Las clases de un sistema de clasificación de suelos tienen que tener su contraparte real de tal manera que puedan ser mapeadas como cuerpos de suelos. Para clasificar a los suelos se tomó como unidad a un pequeño segmento del paisaje, por lo tanto el criterio de clasificación no puede aplicarse en forma independiente de los valores y de la variabilidad de los paisajes naturales.

Aunque el sistema debe servir a los propósitos prácticos del reconocimiento de suelos, no queda implícito ni tampoco puede considerarse como necesario que las clases en sí mismas permitan, directamente, interpretaciones técnicas. Las interpretaciones de comportamiento y respuesta debieran implicar pasos o niveles o razonamientos adicionales basados en el conocimiento o en las relaciones de las propiedades de los suelos.

Se reconoce que no existe un conjunto de clases o un agrupamiento o una subdivisión de clases que provea unidades lo suficientemente homogéneas que sirvan para una aplicación directa hacia objetivos múltiples. Por lo tanto, las clases deben poder reagruparse o subdividirse de acuerdo a las necesidades para satisfacer diferentes propósitos.

El sistema debe ser aplicado de una manera uniforme por edafólogos competentes. Debe ser lo suficientemente objetivo de tal manera que sólo se base en las propiedades de los suelos y no en las percepciones del especialista. Cada taxa debe ser definida o reconocida a través de propiedades seleccionadas que agrupen a suelos de génesis similar, pero también esas taxa deben proporcionar grupos con propiedades similares aun cuando su génesis sea incierta o desconocida. La génesis del suelo debería ayudar a seleccionar aquellas propiedades que pueden proporcionar grupos de suelos útiles y coherentes. Sin embargo, las propiedades de los suelos, en si mismas, deben constituir el criterio básico para la clasificación.

TAXONOMÍA DE SUELOS (SOIL SURVEY STAFF, 1999)

Una ‘categoría’ es un agregado de ‘clases’, formada por la diferenciación simple dentro de una población. Una categoría incluye a la población completa; incluye todas las clases diferenciadas en función de una base simple.

En un sistema jerárquico, las categorías más altas tienen pocas clases y son más generales que las clases de las categorías inferiores, las cuales han acumulado los atributos de todas las categorías superiores. De esta manera, los niveles categóricos más altos están asociados con niveles altos de generalización o de abstracción. Estas abstracciones son las que se han utilizado como bases de la diferenciación.

Las definiciones de las categorías, desde el Orden hasta la Serie, han sido diseñadas para servir de guía en la selección de propiedades y rasgos utilizados para caracterizar y clasificar los suelos. Aun cuando los procesos de formación de suelos son de gran importancia en la selección de propiedades, son las propiedades en si mismas que se usan para determinar el lugar que los suelos ocuparán en la respectiva clase. Por lo tanto, la Taxonomía de Suelos se considera como un **sistema de clasificación morfogénico**.

Categorías del sistema

Orden

Las clases a nivel de Orden están separadas en base a las propiedades resultantes de procesos mayores en la formación de los suelos. Ni los procesos genéticos ni el curso del desarrollo del suelo se conocen con precisión, pero se han aceptado ciertos conceptos que han definido las propiedades utilizadas para diferenciar los doce órdenes que existen en la actualidad. Se estima que muchos de los rasgos se han desarrollado a través de períodos de tiempo muy prolongado y que son pedológicamente estables.

Suborden

Las clases a nivel de Suborden, dentro de cada Orden, están separadas en base a propiedades del suelo mayores. La mayoría de esas propiedades son dinámicas, tales como el régimen de humedad del suelo o las temperaturas muy frías del suelo. También se consideran otras propiedades relacionadas con materiales o procesos que retardan el desarrollo de horizontes, tales como las sedimentaciones aluviales.

Gran Grupo

Las clases a nivel de Gran Grupo, dentro de cada Suborden, están diferenciadas en función de propiedades de control más subordinado. Esas propiedades son más bien estáticas, tales como capas que retardan el movimiento del agua o la penetración de las raíces.

Subgrupo

Las clases a nivel de Subgrupo, dentro de cada Gran Grupo, están diferenciadas en función de:

- a) Un conjunto de procesos armónicos o traslapados en espacio o tiempo que hace que un suelo se desarrolle a partir de, o bien hacia otro tipo de suelo del que ha sido reconocido a nivel de Gran Grupo, Suborden u Orden.
- b) Un conjunto de procesos o condiciones que no han sido reconocidos como criterio en ninguna de las clases de las jerarquías superiores.
- c) Un conjunto de suelos que no encaja ni en a) ni en b) pero que se considera que tipifica al concepto central del Gran Grupo.

Familia

Las clases a nivel de Familia, dentro de cada Subgrupo, están separadas en base a propiedades que afectan el comportamiento o el potencial de futuros cambios. Se utilizan factores de capacidad, tales como tamaño de partículas, mineralogía y profundidad de suelo; y factores de intensidad, tales como temperatura del suelo y actividades de intercambio.

Series

Las clases a nivel de Series, dentro de cada Familia, están separadas en base a propiedades que reflejan un rango relativamente estrecho en los factores de formación de suelos y en los procesos que transforman a los materiales parentales en suelos. Algunas propiedades pueden ser la presencia de fragmentos gruesos, contenido de arena o limo, color y expresión y grosor de los horizontes.

HORIZONTES Y CARACTERÍSTICAS DE DIAGNÓSTICO

Tanto los horizontes como las características de diagnóstico han constituido los elementos más novedosos introducidos por este sistema taxonómico, los cuales han permitido no sólo tener claras definiciones de rasgos morfológicos que, hasta la aparición de ella, más bien se asumían, sino que además han permitido una clarificación y sistematización de los conocimientos. Las definiciones, conceptos y requerimientos que se describen más adelante han sido extraídos de Soil Survey Staff (1999) en forma resumida, tratando de conservar la esencia de cada horizonte y de cada característica.

Un horizonte de suelo es una capa más o menos paralela a la superficie del suelo. Sus características provienen de la acción de los factores de formación de suelos y posee propiedades que no tienen las capas inmediatamente superiores e inferiores. Éstas se pueden definir en terreno y se refieren a color, textura, estructura, presencia de carbonatos, clase de resistencia-ruptura, entre otras.

Muchas de las capas que se diferencian para los suelos orgánicos no cumplen con la definición de un horizonte de suelo. Se asume que estas capas se han formado durante los períodos en que los materiales que ahora se denominan “suelo” se han acumulado. Para evitar definiciones que pueden no conducir a nada se prefiere hacer mención a “material suelo” como un término más amplio que incluye tanto a horizontes como a capas en suelos orgánicos.

Horizontes diagnósticos superficiales

El **epipedón** es un horizonte que se ha formado en o cerca de la superficie y, en el cual, la mayor parte de la estructura de roca ha desaparecido. Puede tener colores más oscuros que el resto del suelo por el mayor contenido de materia orgánica (MO) o mostrar evidencias de eluviación o ambos.

Un depósito aluvial o eólico reciente que posee estratificaciones finas o un horizonte Ap bajo el cual existen esas estratificaciones no se considera como un epipedón debido a que aún los procesos de formación de suelos no han sido lo suficientemente intensos como para eliminar esas huellas de los procesos geológicos y geomorfológicos de sedimentación. Un epipedón no es necesariamente un horizonte A; puede incluir parte o todo el horizonte B iluvial en caso que el obscurecimiento por efecto de la MO se extienda desde la superficie hasta el horizonte B.

Epipedón Antrópico (Gr. anthropos, ser humano)

Es un horizonte cuya formación se ha originado a causa de períodos muy prolongados de cultivo por el hombre, ya sea como lugar de residencia o como lugar de crecimiento de cultivos de riego. Su nivel de fósforo es muy elevado debido a las acumulaciones de huesos y conchas, restos animales y vegetales. El epipedón antrópico se presenta en diferentes Órdenes. En Chile no ha sido descrito.

Requerimientos:

1. 1.500 mg kg⁻¹ o más de P₂O₅; ó
2. Si el suelo no está regado, el epipedón está seco por 9 meses o más en años normales.

Epipedón Folístico (L. folia, hoja)

Consiste en materiales orgánicos que se presentan de preferencia en regiones frías y húmedas. Difieren del epipedón hístico en que están saturados con agua por menos de 30 días acumulativos en años normales. Los epipedones folísticos son más comunes en Spodosols y en Inceptisols. En Chile no ha sido descrito, aun cuando es posible que se encuentre en suelos orgánicos que se encuentran en zonas no reconocidas de la X Región de Los Lagos (Chiloé continental y algunas islas del archipiélago) y la XI Región de Aysén.

Requerimientos:

1. Materiales orgánicos > 20 cm espesor y > 75% de fibras; o Db < 0,1; o espesor > 15 cm; ó
2. Ap con un contenido de carbono orgánico en peso:
 - a. > 16% , si hay > 60% de arcilla; ó
 - b. 8%, si no hay arcilla.

Epipedón Hístico (Gr. histos, tejido)

Consiste en materiales orgánicos (turba o turba descompuesta) si el suelo no ha sido arado. Se caracteriza por tener períodos de saturación y de reducción en alguna época del año. Normalmente se encuentra en la superficie aun cuando puede estar enterrado. Consiste en una capa (uno o más horizontes) que está caracterizada por saturación (> 30 días acumulativos) y reducción por algún tiempo en años normales. Se puede presentar en diferentes Órdenes de suelos. En Chile se le ha descrito en los suelos orgánicos de cuencas con drenaje restringido (Bofedales) de la I Región de Tarapacá, que se encuentran sobre los 4.000 msnm y en la II Región de Antofagasta en las denominadas vegas de altura, asociadas a los sectores de inundación de los cursos de agua. También se ha descrito en ñadis (Placaquands) con drenaje pobre y muy pobre, en la X Región de Los Lagos.

Requerimientos:

1. Materiales orgánicos de 20-60 cm espesor y > 75% de fibras; o Db < 0,1; o espesor 20-40 cm; ó
2. Ap con un contenido de carbono orgánico (en peso):
 - a. > 16% carbono orgánico, si hay > 60% de arcilla; ó
 - b. 8% carbono orgánico, si no hay arcilla.

Epipedón Melánico (Gr. melas, melan, negro)

Es un horizonte que se encuentra en la superficie o próximo a ella, grueso, de color oscuro con alto contenido de carbono orgánico asociado a minerales de rango de ordenamiento corto o complejos Al-humus. El color oscuro se atribuye a MO del “Tipo A” proveniente de la acumulación de raíces de gramíneas. El índice melánico permite separar este humus del formado bajo vegetación de bosque. El material suelo está dominado por alófana, posee una densidad aparente (Db) baja y una capacidad de adsorción de aniones alta. Se presenta sólo en Andisols. En Chile es muy frecuente en los Andisols de la X Región de los Lagos, sin embargo, en los Andisols de más al norte, generalmente es reemplazado por un epipedón úmbrico.

Requerimientos:

1. Límite superior se encuentra en la superficie o dentro de los 30 cm superficiales; y
2. En capas con espesores > 30 cm:
 - a. Propiedades ándicas; y
 - b. Valor y Croma (Munsell) < 2 e índice melánico < 1,7; y
 - c. Carbono orgánico como promedio ponderado > 6% y > 4% en cada capa.

Epipedón Mólico (L. mollis, suave)

Es un horizonte superficial relativamente grueso, de color oscuro, rico en humus, rico en cationes bivalentes y con estructura de suelo. La estructura debe ser lo suficientemente fuerte de tal manera que menos de la mitad del volumen tenga estructura de roca y más de la mitad del volumen no sea duro, muy duro y masivo cuando seco. Se considera que los prismas con diámetros mayores a 30 cm caen en el concepto de masivo, a menos que exista una estructura secundaria.

Se considera que el epipedón mólico se ha formado por la descomposición de residuos orgánicos en presencia de cationes bivalentes. La acumulación y reciclaje de la MO es probablemente rápida. El tiempo medio de residencia (^{14}C) se ha medido entre 100 y 1.000 años. La restricción en el contenido de P_2O_5 se ha colocado con el fin de excluir suelos de labranza muy antiguos que han adquirido las propiedades del epipedón mólico. Aun cuando puede ser truncado por erosión se ha considerado que sus propiedades son tan trascendentes que se utiliza como horizonte diagnóstico al nivel categórico más alto. Si la erosión ha sido tan fuerte que el epipedón ya no posee la profundidad suficiente para ser considerado como mólico, se cambiará a ócrico. Se encuentra asociado a Mollisols y raramente se presenta en otros Órdenes. En Chile, normalmente se le ha descrito en la zona central y en los suelos de la Depresión Intermedia (32°30' hasta 37°30' aproximadamente) y con requerimientos mínimos; hacia el sur cuando el color y la profundidad alcanzan los requerimientos del epipedón mólico, la saturación de bases baja de 50%, por lo que a la mayoría de los epipedones se les considera como úmbricos.

Requerimientos:

1. En seco:
 - a. Agregados con diámetro < 30 cm; ó
 - b. Clase de ruptura-resistencia moderadamente dura o más suave; y
2. Estructura de roca en menos de la mitad de volumen; y
3. Color:
 - a. Valor (Munsell): 3 o menos (húmedo); 5 o menos (seco); y
 - b. Croma (Munsell): 3 o menos (húmedo); y
4. Saturación de bases (NH_4Oac) $\geq 50\%$; y
5. Carbono orgánico:
 - a. 2,5% o más, si el Valor en húmedo es 4 ó 5; ó
 - b. 0,6% o más; y
6. Después de mezclar 18 cm superficiales, la profundidad mínima del epipedón es:
 - a. 10 cm, si existe el horizonte petrocálcico o duripán; ó
 - b. 25 cm, si la textura es areno francosa fina o más gruesa; ó
 - c. 25 cm, si los siguientes rasgos se encuentran por debajo de los 75 cm desde la superficie:
 - límite superior de caliza pedogénica; y
 - límite inferior de algún horizonte argílico, cámbico, nítrico, óxico o espódico; y
 - límite superior de un horizonte petrocálcico, duripán o fragipán; ó
 - d. 18 cm si la textura del epipedón es areno francosa muy fina o más fina; y si el límite de los rasgos señalados anteriormente se encuentran a menos de 75 cm de profundidad; ó
 - e. 18 cm o más, si ninguna de las condiciones señaladas es aplicable; y
7. Menos de 1.500 mg kg⁻¹ de P₂O₅; y
8. Húmedo por 90 días o más (acumulativos), cuando la temperatura es > 5°C, si el suelo no está regado; y
9. Valor $n = 0,7$ o menos.

Epipedón Ócrico (Gr, ochros, pálido)

El epipedón ócrico no cumple con las definiciones de ninguno de los otros siete epipedones ya sea porque tiene poca profundidad o es muy seco, tiene un Valor y un Croma muy alto, tiene escaso contenido de carbono orgánico, tiene valor n muy alto, índice melánico muy alto o es masivo y duro o muy duro cuando seco. El epipedón ócrico incluye horizontes eluviales que se encuentran en la superficie o próximos a ella y que se extienden hasta el horizonte eluvial inmediatamente inferior. El epipedón ócrico no tiene estructura de roca y no incluye sedimentos finos estratificados. Se presenta en diferentes Órdenes. En Chile se le ha descrito en diferentes regiones y asociado a distintos suelos.

Epipedón Plágeno (Ger. plaggen, tierra vegetal)

El epipedón plágeno es una capa superficial formada por el hombre, que tiene más de 50 cm de profundidad y que se ha generado por aplicaciones de abonos (estiércol) por muchos años. Desde la época medieval, la cama del ganado constituida por paja y estiércol, se incorporaba a los campos de cultivo, lo cual hizo en muchos casos que se engrosara el horizonte Ap hasta profundidades de 1 m. Así el color del epipedón plágeno y el contenido de carbono orgánico dependerán del material que se haya usado para la cama del ganado. Comúnmente el contenido de carbono orgánico fluctúa entre 1,5 y 4%. El Valor (Munsell) varía de 1 a 4

(húmedo) y el Croma es 2 o menos. Se le describe también con trozos de artefactos de ladrillo o de alfarería. Está asociado a Inceptisols. En Chile no se ha descrito.

Epipedón Úmbrico (L. umbra, oscuro)

El epipedón úmbrico es un horizonte superficial relativamente grueso, de color oscuro, rico en humus, que no puede distinguirse a simple vista del epipedón mólico, pues la única diferencia con éste último es que el epipedón úmbrico tiene una saturación de bases inferior a 50%. El epipedón úmbrico se encuentra asociado a Inceptisols, Andisols, Alfisols, Ultisols y Gelisols. Constituye el epipedón que se encuentra en suelos de la VIII Región del Bío-Bío y de la IX Región de la Araucanía y que reemplaza al epipedón mólico, debido a la disminución de la saturación de bases.

Requerimientos:

1. En seco:
 - a. Agregados con diámetro < 30 cm; ó
 - b. Clase de ruptura-resistencia moderadamente dura o más suave; y
2. Color:
 - a. Valor (Munsell) 3 o menos (húmedo), 5 o menos (seco); y
 - b. Croma (Munsell) 3 o menos (húmedo); y
3. Saturación de bases (NH₄Oac) < 50%; y
4. Carbono orgánico 0,6% o más; y
5. Después de mezclar 18 cm superficiales, la profundidad mínima del epipedón es:
 - a. 10 cm, si existe un contacto paralítico o un duripán; ó
 - b. 25 cm, si la textura del epipedón es areno francosa fina o más gruesa; ó
 - c. 25 cm, si el límite inferior de algún horizonte argílico, cámbico, nátrico, óxico o espódico se encuentra por debajo de los 75 cm desde la superficie; ó
 - d. 18 cm, si la textura del epipedón es areno francosa muy fina o más fina, y si el límite de los rasgos señalados anteriormente se encuentran a menos de 75 cm de profundidad; ó
 - e. 18 cm o más, si ninguna de las condiciones señaladas es aplicable; y
6. Menos de 1.500 mg kg⁻¹ de P₂O₅; y
7. Húmedo por 90 días o más (acumulativos) cuando la temperatura es > 5°C, si el suelo no está regado; y
8. Valor *n* = 0,7 o menos; y
9. No tiene artefactos, ni marcas que caracterizan el epipedón plágeno.

Horizontes diagnósticos subsuperficiales

Estos horizontes se encuentran bajo la superficie del suelo, pero pueden encontrarse en la superficie por truncamiento del suelo. La mayoría se consideran como horizonte B y algunos se consideran como parte del horizonte A.

Horizonte Ágrico (L. ager, campo)

El horizonte ágrico es un horizonte iluvial formado bajo cultivo, que contiene cantidades significativas de arcilla, humus y limo iluviales. Cuando un suelo se ha cultivado por períodos muy prolongados, se producen cambios en el horizonte inmediatamente debajo de la capa arable. Los poros grandes de la capa arable y la ausencia de vegetación inmediatamente después de la aradura permiten que se produzca un escurrimiento turbulento de fango hacia la base de la capa arable. El agua penetra a través de los canales de lombrices y de los espacios entre terrones y agregados hasta la base de la capa arada, de tal manera que los materiales en suspensión se depositan a medida que el agua se retira hacia los espacios capilares. De esta manera, los canales de lombrices y de las raíces, así como las superficies de los agregados, quedan recubiertos con una mezcla oscura de MO, limo y arcilla. Si las lombrices son escasas, las acumulaciones pueden tomar la forma de lamelas cuyo grosor puede ir desde unos pocos milímetros hasta 1 centímetro.

En regímenes de humedad xéricos, toma la forma de lamelas directamente debajo del horizonte Ap; también puede ser parte del horizonte argílico. El horizonte ágrico está asociado a Alfisols. No ha sido descrito en Chile.

Requerimientos:

1. Posición: se encuentra inmediatamente debajo de un Ap; y
2. Profundidad de 10 cm o más, y además:
 - a. 5% o más de canales de lombrices con recubrimientos; ó
 - b. 5% o más de lamelas de 5 mm o más de espesor.

Horizonte Álbico (L. albus, blanco)

El horizonte álbico es un horizonte eluvial, de 1 cm o más de espesor que contiene 85% o más de materiales álbicos. Generalmente se encuentra bajo un horizonte A y bajo el horizonte álbico se puede encontrar un horizonte argílico, cámbico, kándico, nátrico o espódico o un fragipán. Puede encontrarse entre un epipedón mólico y un argílico o nátrico; en algunos casos el horizonte álbico puede separar horizontes que, si estuvieran juntos, cumplirían los requerimientos de un epipedón mólico. Debajo del horizonte álbico puede existir un contacto dénsico, lítico o paralítico que genera un nivel freático colgado. El horizonte álbico se encuentra en Spodosols, Alfisols, Ultisols y Mollisols. En Chile los procesos de eluviación no han sido tan intensos como para formar horizontes álbicos bien desarrollados. Los que se han descrito son de limitada profundidad y de débil expresión. Existen datos puntuales de su presencia en la XII Región de Magallanes y es probable que sea frecuente en la XI Región de Aysén.

Horizonte Argílico (L. arcilla, arcilla blanca)

El horizonte argílico es un horizonte subsuperficial que posee cantidades significativamente más elevadas de arcillas filosilicatadas que el material suprayacente. Muestra evidencias claras de iluviación de arcilla y puede encontrarse en la superficie a causa de procesos de erosión. Como no hay evidencias de iluviación de arcilla o ellas son muy débiles en suelos de paisajes recientes, se ha estimado que la formación del horizonte argílico requiere, al menos, algunos miles de años. En algunos paisajes del Pleistoceno tardío los horizontes argílicos están mejor expresados en suelos bajo bosque que en suelos bajo pradera. El clima también es un factor decisivo: prácticamente no hay evidencias de iluviación de arcilla en suelos con régimen de humedad perúdic, en los cuales el agua percola a través del suelo en todas las estaciones del año. No todos los procesos que intervienen en la génesis del horizonte argílico han sido comprendidos en su totalidad. Se resumen los más importantes:

Eluviación-iluviación de arcilla: la arcilla en suspensión es transportada hacia abajo por el agua del suelo, desde un horizonte a otro o dentro del mismo horizonte. Se ha comprobado que la arcilla fina del horizonte eluvial es mineralógicamente igual a la del horizonte iluvial, por lo que se ha asumido que la arcilla se moviliza como tal y no como producto de descomposición que se resintetizaría para formar partículas del tamaño arcilla.

Si las partículas de arcilla están agregadas por sesquióxidos u otros agentes cementantes, este cemento se debe disolver primero antes que se produzca la migración de arcilla. Las arcillas con doble capa difusa amplia se dispersan más fácilmente que las arcillas con doble capa difusa estrecha. Si la fuerza iónica de la solución suelo es alta, las arcillas tienden a flocular. El humedecimiento de un suelo seco, disturba la fábrica del suelo y puede producir dispersión de las arcillas. Iones sodio en la solución tienden a aumentar la dispersión de las arcillas.

En suelos que se secan periódicamente, la arcilla en suspensión se mueve hacia abajo y se detiene en el subsuelo seco a medida que la solución suelo es absorbida. La superficie de los agregados actúa como un filtro e impide que las arcillas penetren al interior de los agregados. Así, las plaquetas de arcilla recubren a las superficies de los agregados o de los poros y se ubican con su mayor eje paralelo a la superficie sobre la cual se han depositado. Estos recubrimientos se denominan películas de arcilla o cutanes.

Si un horizonte se encuentra sobre un material de textura más gruesa, se interrumpe la continuidad capilar y el agua tiende a permanecer en los capilares finos por sobre la zona de contacto. Al retirarse el agua por evaporación o por succión por las raíces, los materiales que se encontraban en suspensión y/o en solución se depositan, incluyendo a la arcilla.

La acumulación de la arcilla, en algunos suelos, se produce principalmente por floculación. El movimiento de la arcilla dispersa se detiene si existe una capa con pH diferente o diferente concentración de electrolitos o ambos. La conclusión de la mayoría de los científicos es que no toda la arcilla es iluviada, sino que una parte importante tiene su formación *in situ*.

Disolución de arcilla en el epipedón: este proceso puede llevar a la pérdida de arcilla, la cual puede ser mayor en los horizontes superficiales debido a que en ellos la meteorización es más intensa. El resultado es una diferenciación textural vertical.

Erosión selectiva: el golpe de la gota de lluvia sobre el suelo desnudo tiende a movilizar a las partículas más finas pendiente abajo. Eventualmente, parte de la fracción fina puede ser eliminada del horizonte superficial, dejando una concentración de partículas gruesas, cuyo resultado contribuye a una diferenciación textural vertical del perfil.

Formación de arcilla in situ: la diferenciación textural vertical se acentúa en algunos suelos cuando el horizonte superficial se seca, pero el subsuelo permanece húmedo. La presencia de agua en el subsuelo permite la hidrólisis con la consiguiente formación de arcilla.

Destrucción de la arcilla en un horizonte subsuperficial: la secuencia de ciclos oxidativos y reductores produce una destrucción de las arcillas. Durante la reducción el Fe^{+2} desplaza cationes intercambiables que son eliminados por lixiviación. Durante la oxidación del ión ferroso intercambiable se genera H^+ , el cual ataca a los filosilicatos y los destruye. Este proceso se denomina ferrólisis, mediante la cual un suelo saturado estacionalmente, aun cuando se encuentre completamente saturado de bases, puede desarrollar un horizonte limoso o arenoso con bajo contenido de arcilla y baja capacidad de intercambio de cationes (CIC).

Debido a que la formación de un horizonte argílico se produce a una tasa muy lenta, su presencia señala una estabilidad de las superficies geomorfológicas por períodos prolongados. Si se presenta en suelos de regiones áridas, que rara vez tienen humedad y además están libres de carbonatos, probablemente señalan un suelo antiguo en superficies geomorfológicas estables, de tal antigüedad que el clima ha cambiado desde que el horizonte se formó. En la actualidad la precipitación no es suficiente para remover carbonatos o translocar arcillas.

En climas subhúmedos, el horizonte argílico puede constituir un criterio para separar entre superficies del Holoceno o del Pleistoceno tardío, de otras más antiguas. En climas fríos y húmedos el horizonte argílico parece no ser permanente; se forma lentamente y hay evidencias que, con el tiempo se traslada hacia mayores profundidades y se destruye. En su lugar se forma un horizonte glósico o espódico.

En regiones tropicales, húmedas, templadas que están forestadas, la presencia del horizonte argílico es una marca de una superficie estable. En los trópicos húmedos la fracción arcilla es muy baja en sílice debido a la profunda meteorización; dominan las arcillas 1:1 y los óxidos e hidróxidos de Fe, con una total ausencia de arcillas 2:1. El horizonte argílico está asociado con Alfisols, Ultisols, Aridisols y Mollisols. En Chile ha sido descrito en Aridisols de las terrazas marinas de la IV Región de Coquimbo, lo cual ha sido interpretado como un rasgo pedogénico relictivo, cuyo origen se encontraría en condiciones climáticas diferentes a las actuales. También se le ha descrito en los Xeralfs que forman parte de la Cordillera de la Costa, formados por meteorización de granito. En los Udalfs derivados de la meteorización de micaesquistos en la formación costera de la IX Región de la Araucanía y la X Región de Los Lagos (principalmente Udults). En la zona central de la Depresión Intermedia se le ha descrito asociado a diferentes suelos, la mayoría de ellos de colores rojos o pardo rojizos, tales como la Serie Collipulli, Mininco y otras. El material parental de estos suelos es variable, desde cenizas volcánicas Pleistocénicas hasta depósitos fluvio-glaciales terciarios.

Requerimientos:

1. Presenta un espesor de:
 - a. 7,5 cm o más, si tiene una distribución de tamaño de partículas franca gruesa, franca fina, limosa gruesa, limosa fina o muy fina, franca o arcillosa; ó
 - b. 15 cm o más, si tiene una distribución de tamaño de partículas arenosa o arenosa esquelética; ó
 - c. 15 cm o más, si está compuesto por lamelas; y
2. Evidencias de iluviación de arcillas, ya sea:
 - a. Puentes de arcilla orientada en granos de arena; ó
 - b. Películas de arcilla relleno de poros; ó
 - c. Películas de arcilla en caras verticales y horizontales de agregados; y
3. Si hay un horizonte eluvial, el horizonte iluvial debe tener más arcilla total que el horizonte eluvial, en una distancia vertical inferior a 30 cm, de la siguiente manera:
 - a. Si el horizonte eluvial tiene < 15% arcilla, el horizonte argílico tiene, al menos, 3% más; ó
 - b. Si el horizonte eluvial tiene entre 15 y 40% de arcilla, el horizonte argílico debe tener, al menos, 1,2 veces el contenido de arcilla del horizonte eluvial; ó
 - c. Si el horizonte eluvial tiene 40% o más de arcilla, el horizonte argílico debe tener, al menos, 8% más que el horizonte eluvial.

Horizonte Cálcico (L. calcis, caliza)

El horizonte cálcico es un horizonte iluvial en el cual se han acumulado carbonatos de calcio secundarios u otros carbonatos de manera significativa. Para que exista una acumulación pedogénica de carbonatos debe haber mayor cantidad de carbonatos que en el horizonte superior o bien, debe haber carbonatos secundarios claramente identificables, ya sea diseminado o en forma de filamentos. Un horizonte cálcico puede presentarse en conjunto con un epipedón mólico, un horizonte argílico o nátrico. El horizonte cálcico se presenta en Aridisols, Alfisols, Mollisols, Inceptisols y Gelisols. En Chile se le ha descrito asociado a Mollisols en la Región Metropolitana y a Aridisols en la IV Región de Coquimbo. No se descarta su presencia en sectores no reconocidos de la II Región de Antofagasta y III Región de Atacama.

Requerimientos:

1. Tiene 15 cm o más de espesor; y
2. No está cementado o indurado; y
3. Tiene 15% o más de CaCO_3 equivalente y éste es 5% más que el horizonte subyacente.

Horizonte Cámbico (L. cambiare, de cambio)

El horizonte cámbico es el resultado de alteraciones físicas, transformaciones químicas o remociones o la combinación de dos o más procesos.

Las alteraciones físicas corresponden al movimiento de las partículas del suelo por congelamiento y descongelamiento, contracción y dilatación, proliferación radical, humedecimiento y secado, o por actividades animales (incluyendo actividades humanas) al extremo de destruir más de la mitad de la estructura de la roca original para formar agregados.

La estructura de roca incluye las estratificaciones finas de sedimentos no consolidados y saprolito.

Las transformaciones químicas son el resultado de:

1. Hidrólisis de minerales primarios para formar arcillas y liberar sesquióxidos; ó
2. Solución, redistribución o remoción de carbonatos o yeso; ó
3. Reducción, segregación y remoción de hierro; ó
4. Combinación de estos procesos.

Un horizonte cámbico también se puede generar por acumulación de arcillas silicatadas, sesquióxidos o MO; o por remoción de carbonato de calcio o de yeso. Las acumulaciones deben ser muy escasas o el horizonte muy delgado como para cumplir los requerimientos de otros horizontes diagnósticos. Se le considera un horizonte B, pero puede incluir algo de horizontes A, E y transicionales. Es parte del solum y normalmente se encuentra en la profundidad hasta donde alcanzan las raíces de las plantas nativas.

Bajo muchos horizontes argílicos y espódicos, hay horizontes BC y CB que son transicionales al C, caracterizados por meteorización y alteración. La alteración de estos horizontes transicionales es comparable a la de otros horizontes cámbicos. Otros horizontes transicionales como AB, EB o BA entre un A o un E y un horizonte argílico o cámbico, podrían tener también propiedades diagnósticas de un cámbico y se les considera como tal; sin embargo no se les considera como diagnósticos por encima del nivel de Serie.

El horizonte cámbico puede tener varias formas cuya significación genética varía de un suelo a otro; sin embargo todas esas formas conllevan a la connotación de un horizonte que ha sido alterado. De esta forma se describen varias formas dependiendo de las condiciones de su génesis: formado en presencia de condiciones ácuicas; en regiones húmedas, subhúmedas y templadas; en regiones húmedas o subhúmedas a partir de materiales altamente calcáreos o en regiones áridas o semiáridas. A pesar de la diversidad de formas que puede adoptar, existen algunos rasgos que son comunes a todos ellos. Principalmente asociado a Inceptisols, pero también se puede encontrar en Aridisols, Mollisols, Vertisols, Andisols y Gelisols. Ha sido descrito en diversos suelos a lo largo de todo el país.

Requerimientos:

El horizonte cámbico es un horizonte de alteración de 15 cm o más de espesor. Si está formado por lamelas, sus espesores combinados deben ser más de 15 cm. Además:

1. Textura arenosa muy fina, areno francosa muy fina o más fina; y
2. Evidencias de alteración en algunas de las siguientes formas:
 - a. Condiciones ácuicas (50 cm superficiales); y
 - estructura de suelo y ausencia de estructura de roca; y
 - colores que no cambian con la exposición al aire; y
 - colores dominantes, húmedos:
 - valor de 3 o menos y croma de 0; ó
 - valor de 4 o más y croma de 1 o menos; ó
 - cualquier valor, croma de 2 o menos y concentraciones redox; ó
 - b. Sin condiciones ácuicas y tiene estructura de suelo; y
 - croma más alto, valor más alto, matiz más rojo, mayor contenido de arcilla que el horizonte inferior o superior; ó
 - evidencias de remoción de carbonatos; y
4. Sus propiedades no cumplen los requerimientos para horizontes antrópico, hístico, folístico, melánico, mólico, plágeno, úmbrico, duripán, fragipán, argílico, cálcico, gípsico, nátrico, óxico, petrocálcico, petrogípsico, plácico o espódico.

Duripán (L. durus, duro)

El duripán es un horizonte subsuperficial cementado por sílice iluvial, cuya cementación es de tal dureza que menos del 50% de fragmentos secos se disuelven en agua o en HCl. Su grado de cementación es variable debido a que puede incluir otros componentes además de la sílice, tales como el carbonato de calcio, lo cual puede hacer variar su apariencia. En regiones áridas y semiáridas puede variar gradualmente hacia horizontes petrocálcicos; en regiones húmedas puede variar gradualmente hacia fragipanes o hacia materiales terrosos no cementados.

El duripán es un horizonte que ocurre principalmente en suelos con regímenes de humedad xérico o arídico, de tal manera que se espera que la sílice pueda translocarse dentro del perfil del suelo pero no eliminarse totalmente. Su presencia está asociada a regiones afectadas por volcanismo y los suelos tienen cantidades considerables de vidrios volcánicos. Estos últimos tienden a meteorizarse fácilmente, generando silicatos solubles con una tasa muy rápida. También la meteorización de minerales ferromagnésicos y de feldespatos puede contribuir a la formación de duripanes. Si el material parental contiene cantidades importantes de calcio, el duripán puede presentarse en conjunto con horizontes cálcicos o petrocálcicos. Principalmente asociado a Aridisols, pero también se puede encontrar en Alfisols, Mollisols, Andisols, Inceptisols y Spodosols. El duripán ha sido descrito como sustrato de diferentes suelos en la zona central, tales como la Serie Pudahuel (Durixeroll) y San Rafael (Durixeroll). También se le ha descrito como sustrato de algunos ñadis (Placaquands) en reemplazo del depósito fluvioglacial.

Requerimientos:

1. El pan está cementado o indurado en más del 50% del volumen; y
2. El pan presenta evidencias de acumulación de ópalo u otras formas de sílice, como recubrimientos laminares, lentes, intersticios rellenos, puentes en granos de arena; y
3. Menos del 50% del volumen de fragmentos secos se disgregan en HCl; y
4. Las raíces sólo pueden penetrarlo a través de grietas verticales, espaciadas cada 10 cm o más.

Horizonte Espódico (Gr. *spodos*, ceniza)

El horizonte espódico es un horizonte iluvial que contiene más de 85% de materiales espódicos. Los materiales espódicos contienen materiales activos amorfos iluviales compuestos por MO y aluminio, con o sin hierro. El término activo se utiliza para describir materiales que tienen una alta carga dependiente del pH, una gran superficie y alta retención de agua. En suelos no cultivados el horizonte espódico normalmente se encuentra debajo de un horizonte álbico.

El horizonte espódico se forma en ambientes húmedos, fríos o templados, aun cuando también puede ocurrir en climas cálidos. No se presenta en ambientes áridos. En climas fríos los horizontes espódicos se presentan en suelos que tienen vegetación de matorral (*Erica* y *Calluna*) o bosque (hoja ancha o coníferas). El horizonte espódico se forma en materiales arenosos, arenoso-esqueletal, franco-grueso, franco-esqueletal o en materiales ándicos, y muy raramente en materiales de textura fina. En materiales parentales calcáreos, el horizonte espódico no comienza a formarse hasta que se han lixiviado los carbonatos desde la parte superior del suelo. Se puede formar en materiales parentales relativamente frescos que contienen abundantes minerales meteorizables o en arenas cuarzosas.

También se puede formar en suelos bien drenados o en suelos que tienen niveles freáticos fluctuantes. Parece ser que hay horizontes espódicos en suelos permanentemente saturados con agua. En condiciones óptimas un horizonte espódico se puede desarrollar en algunos cientos de años. Igualmente su destrucción biológica puede ser muy rápida en caso de aplicaciones de fertilizantes y cal. La mayoría de los horizontes espódicos tienen acumulaciones de MO, aluminio y hierro.

Parece ser que el aluminio siempre está presente y es esencial. Los sesquióxidos que se han movilizado hacia los horizontes espódicos provienen de la disolución de minerales primarios y del reciclado producido por la vegetación. En los horizontes eluviales que se encuentran sobre los horizontes espódicos, los aluminosilicatos se encuentran alterados lo cual es más evidente en los minerales máficos.

Se ha postulado que la formación del horizonte espódico se produce por una floculación mutua de los coloides sesquioxídicos cargados positivamente con los coloides orgánicos cargados negativamente. También se ha asumido que la floculación de los sesquióxidos y la MO se ha producido por cambios en el potencial redox o en el pH a medida que aumenta la profundidad. De acuerdo con las hipótesis más actuales, la asociación entre la MO con el hierro y el aluminio se produce por quelación y enlaces electrostáticos. Los compuestos formados son

solubles si la concentración de sesquióxidos es baja, pero precipitan cuando la concentración alcanza un nivel crítico. Otras investigaciones han demostrado que grandes cantidades de aluminio y hierro pueden translocarse como solución desde un horizonte A hasta un horizonte B antes de complejarse con la MO. Así, las soluciones de compuestos orgánicos que se movilizan a través del suelo van adquiriendo sesquióxidos desde los minerales primarios y desde parte del horizonte espódico, hasta que eventualmente precipitan en algún lugar del horizonte espódico.

Los rasgos morfológicos que caracterizan a la mayor parte de los horizontes espódicos son:

- Clase de tamaño de partículas arenosa, arenosa-esqueletal, franca gruesa, franca-esqueletal o limosa gruesa.
- Límite superior abrupto.
- En el límite superior del horizonte espódico el matiz, croma y valor cambian marcadamente en pocos centímetros.
- Puede no tener estructura o podría ser granular, laminar, de bloques o prismática.
- Recubrimientos discontinuos de mezclas amorfas isotrópicas de MO, hierro y aluminio.

Sólo asociado a Spodosols. No se ha descrito en Chile, pero hay antecedentes que indican que habrían Spodosols en la las Regiones XI de Aysén y XII de Magallanes.

Requerimientos:

1. Es un horizonte subsuperficial que se encuentra bajo un horizonte O, A, Ap o E; y
2. Debe tener más de 85% de materiales espódicos en una capa de 2,5 cm o más de espesor que no forme parte de un horizonte Ap.

Fragipán (*L. fragilis*, quebradizo)

Un fragipán es un horizonte subsuperficial alterado de más de 15 cm de espesor, que restringe la entrada del agua y de las raíces en su matriz. Puede encontrarse debajo de un horizonte argílico, cámbico, álbico o espódico, pero también se puede encontrar en un horizonte argílico y en un horizonte álbico. Tiene bajo contenido de MO y una Db más alta en relación a los horizontes superiores. En húmedo es quebradizo en más del 60% del volumen. Muchos fragipanes tienen rasgos redoximórficos, poseen evidencias de translocación de arcillas y tienen una baja conductividad hidráulica. Muchos poseen estructura prismática muy gruesa, otros llegan a ser macizos. Pueden tener caras verticales blanqueadas en los bordes de prismas. Se considera que los fragipanes están libres de raíces excepto a través de las caras blanqueadas.

No se conocen con certeza los procesos que están involucrados en la génesis de los fragipanes. Las características de quebradizo y de alta densidad se han atribuido a maduración física, peso de los glaciares, procesos de permafrost u otros eventos pleistocénicos; algunas de sus propiedades pueden ser heredadas de paleosoles enterrados. La dureza de los fragipanes cuando secos se atribuye esencialmente a un empaquetamiento cerrado de las partículas y a los enlaces generados por la arcilla; sin embargo, esta última, por si sola, no explica la fragilidad

del pan cuando está húmedo; es posible que sea el resultado de enlaces químicos débiles de uno o más agentes que no serían los mismos en todos los suelos. Se ha sugerido que los enlaces de hidrógeno con los aluminosilicatos amorfos podría ser uno de los responsables para la fragilidad demostrada por la mayoría de los fragipanes.

La mayoría de los autores considera los fragipanes como horizontes genéticos, basados en:

- Hay evidencias de pedogénesis, tales como arcilla orientada en la matriz o en la cara de los agregados, recubrimientos de materiales álbicos en las caras de los agregados o en grietas, estructura de suelo y rasgos redoximórficos.
- El fragipán es más o menos paralelo a la superficie.
- El límite superior de la mayoría de los fragipanes tiene un rango estrecho de profundidad de alrededor de 50 a 100 cm.
- Los materiales parentales tienen rasgos en común, como textura franca, escasos carbonatos, y gran cantidad de limo o arena muy fina.
- Fragipanes de morfología similar se encuentran debajo de varios horizontes, tales como argílico, espódico, cámbico y álbico.
- Los fragipanes se forman sólo en suelos donde el agua se mueve hacia abajo en los perfiles y se encuentran a profundidades donde raramente hay congelamiento.
- Comúnmente los fragipanes se forman en suelos bajo vegetación de bosque.

Se encuentran asociados a Ultisols, Alfisols, Spodosols e Inceptisols. En Chile hay escasas descripciones de fragipanes.

Requerimientos:

1. La capa debe tener más de 15 cm de espesor; y
2. La capa debe mostrar evidencias de pedogénesis; y
3. Tiene estructura prismática gruesa, columnar o de bloques de cualquier grado; y
4. Fragmentos secos se disgregan en agua en más del 50% del horizonte; y
5. Tiene una clase de ruptura-resistencia firme o más firme, es quebradizo y no tiene raíces.

Horizonte Gípsico (L. gypsum, yeso)

El horizonte gípsico es un horizonte iluvial en el cual se ha acumulado yeso secundario en cantidades considerables. Está asociado a regiones áridas donde existen materiales parentales ricos en yeso. Debido a su solubilidad el yeso se puede disolver en el suelo y causar daños en estructuras, sistemas de riego, caminos. En Chile no se han descrito horizontes gípsicos.

Requerimientos:

1. Debe tener más de 15 cm de espesor; y
2. No está cementado o indurado, de manera que cumpla los requerimientos del horizonte petrogípsico; y
3. Tiene más de 5% de yeso; y
4. El producto de su espesor (cm), multiplicado por el contenido de yeso (%) es 150 o más.

Horizonte Glósico (Gr. glossa, lengua)

El horizonte glósico se desarrolla como resultado de la degradación de un horizonte argílico, kándico o nátrico desde los cuales los óxidos de hierro libres y la arcilla han sido removidos. El material resultante de la remoción que se encuentra entre los agregados es material álbico. El proceso de eluviación comienza desde el exterior de los agregados hacia el interior de ellos. El límite entre las partes iluviales y eluviales del horizonte glósico puede ser abrupto o claro y quebrado o irregular. De preferencia se presenta en Alfisols y Ultisols. En Chile no se han descrito horizontes glósicos.

Requerimientos:

El horizonte glósico tiene 5 cm o más de espesor; y

1. La parte eluvial (materiales álbicos) constituye entre 15 y 85% del horizonte glósico; y
2. Las partes iluviales son remanentes de horizontes argílicos, kándicos o nátricos.

Horizonte Kándico (modificado de Kandita)

El horizonte kándico es un horizonte subsuperficial que posee cantidades de arcilla significativamente mayor que las del horizonte superior. La fracción arcilla está compuesta predominantemente por filosilicatos 1:1, principalmente caolinita con cantidades variables de óxidos e hidróxidos de Fe y Al. Los recubrimientos de arcilla (cutanes) pueden o no estar presentes.

La diferenciación textural de pedones que tienen horizontes kándicos puede ser producto de uno o varios procesos secuenciales o simultáneos. En primer lugar, en muchos suelos no se puede identificar con certeza si el mayor contenido de arcilla es el resultado de iluviación o no, debido a que los cutanes pueden estar ausentes, pues pueden haber sido destruidos por actividad biológica o por procesos de pedoturbación. En segundo lugar, la meteorización de los filosilicatos puede llevar a una pérdida relativa de arcilla en los suelos, la cual es más intensa en los horizontes superficiales donde la meteorización es más intensa. La eliminación de bases y algo de sílice se acentúa por las altas tasas de lixiviación y las altas temperaturas. En tercer lugar, la erosión selectiva a causa del golpe de la gota de lluvia que arrastra a las partículas más finas pendiente abajo, da como resultado un horizonte superficial de textura más gruesa. En cuarto lugar, la sedimentación de materiales más gruesos en la superficie, la cual es común en regiones intertropicales y que dan origen a discontinuidades litológicas.

La presencia de un horizonte kándico señala un alto grado de meteorización del suelo mineral, como sucede en los suelos de superficies muy antiguas donde ha existido una profunda meteorización bajo condiciones climáticas cálidas y moderadas, a alta precipitación. El alto grado de meteorización se puede evidenciar por la presencia de arcillas 1:1 y de óxidos e hidróxidos de hierro y aluminio. No hay presencia de minerales de rango de ordenamiento corto. Se presenta en Ultisols y Oxisols. En Chile hay pocos suelos que presentan horizonte kándico, uno de ellos es la Serie Santa Sofía (IX Región de la Araucanía) clasificada como un Kanhapludalf.

Requerimientos:

1. Es un horizonte subsuperficial verticalmente continuo que se encuentra bajo un horizonte superficial de textura más gruesa; y
2. Incremento de arcilla en una distancia vertical de 15 cm o menos:
 - a. 4% o más que el horizonte superficial si éste tiene menos de 20% de arcilla; ó
 - b. 20% o más que el horizonte superficial si éste tiene entre 20 y 40% de arcilla; ó
 - c. 8% o más que el horizonte superficial si éste tiene más de 40% de arcilla; y
3. Tiene 30 cm o más de espesor; y
4. Tiene una clase textural areno francosa fina o más fina; y
5. Tiene una CIC de 16 cmol(+) o menos por kg de arcilla y una CICE de 12 cmol(+) o menos por kg de arcilla, en el 50% o más de su espesor; y
6. Tiene un decrecimiento regular del carbono orgánico con la profundidad.

Horizonte Nátrico (**L. natrium, sodio**)

El horizonte nátrico es una variante del horizonte argílico en el cual hay acumulación de sodio. Como el sodio es un agente dispersante, acelera la iluviación de la arcilla, de tal manera que se ha podido comprobar que los horizontes nátricos se forman en suelos de edad holocénica, aun en regiones áridas y semiáridas. Principalmente asociado a Aridisols, pero también se puede encontrar en Alfisols, Mollisols y escasamente en Gelisols. En Chile se le ha descrito asociado a Aridisols en la IV Región de Coquimbo, como un rasgo pedogénico relictos. Es probable que no se presente en los suelos de las regiones más desérticas a causa del régimen de humedad más extremo.

El horizonte nátrico presenta los siguientes requerimientos, en adición a los requerimientos del horizonte argílico:

Requerimientos:

1. Columnas o prismas en alguna parte; ó
2. Estructura de bloques y materiales eluviales de granos de limo o arena; y
3. PSI (porcentaje de sodio intercambiable) de 15% o más (relación de adsorción de sodio [RAS] de 13 o más); ó
4. Más magnesio intercambiable, más sodio que calcio, más acidez intercambiable.

Orstein

Orstein corresponde a un horizonte cementado formado por materiales espódicos. Es una capa relativamente horizontal por lo cual tiende a restringir el paso de las raíces. También puede presentarse con orientación de columnas, lenguas, pilares o puentes irregulares y finalmente como nódulos. Orstein tiene más de 25 mm de espesor y una cementación en más del 50% en volumen. Se diferencia del horizonte plácico solamente en base a su espesor, pues el horizonte plácico tiene menos de 25 mm, en cambio el orstein tiene más de 25 mm. Se presenta en Spodosols. No se ha descrito en Chile.

Requerimientos:

1. Está constituido por materiales espódicos; y
2. Es una capa que tiene más del 50% cementado; y
3. Tiene más de 25 mm de espesor.

Horizonte Óxico (F. oxide, óxido)

El horizonte óxico es un horizonte mineral subsuperficial de textura franco arenosa o más fina que tiene una baja CIC y un bajo contenido de minerales meteorizables. La fracción del tamaño arcilla está dominada por caolinita con o sin óxidos de hierro y aluminio. Las fracciones limo y arena están dominadas por cuarzo y otros minerales resistentes. Minerales meteorizables que son la fuente potencial de nutrientes para las plantas, se encuentran en menos de 10%. El horizonte óxico no posee propiedades ándicas ni tampoco posee cantidades importantes de minerales de rango corto de ordenamiento.

Una de las características más importantes del horizonte óxico es que prácticamente no tiene minerales primarios meteorizables, por lo tanto la liberación potencial de elementos nutrientes para las plantas es muy limitada. El contenido de arcilla es prácticamente constante con la profundidad, indicando una elevada estabilidad de la fracción arcilla. Además, la estructura granular fina y muy fina es estable confiriéndole al horizonte una buena porosidad y friabilidad. La Db es generalmente baja, próxima a 1 Mg m^{-3} .

El horizonte óxico se encuentra en suelos con superficies geomorfológicas estables muy antiguas. Se puede presentar en superficies más jóvenes si el material parental es basalto, serpentina u otra roca fácilmente meteorizable o bien si el material parental ha sufrido una meteorización previa. No son comunes en suelos de pendientes fuertes a causa del permanente rejuvenecimiento que éstos sufren. Los suelos que se encuentran en superficies antiguas del Terciario medio o tardío, generalmente han sido retrabajados, meteorizados previamente, transportados a través de distancias cortas y redepositados probablemente varias veces.

Después que los materiales parentales se redepositan la meteorización continúa, cuya intensidad dependerá de las condiciones del medio. En regiones de climas áridos la meteorización será mínima, por lo tanto se estima que las propiedades óxicas se obtuvieron en climas previos más húmedos o en condiciones pobremente drenadas. A partir de materiales parentales de fácil meteorización y en condiciones climáticas favorables, los horizontes óxicos se forman en superficies jóvenes y en períodos de tiempo relativamente cortos. Los procesos más importantes que intervienen en su formación son la lixiviación y la pérdida de sílice, lo cual resulta en un solum profundo, debido a que el frente de meteorización se mueve rápidamente hacia abajo de tal manera que en el caso de algunas rocas básicas y ultrabásicas prácticamente no hay una real zona saprolítica, debido a que el horizonte óxico descansa directamente en la roca. Los minerales primarios se han alterado hacia caolinita y, simultáneamente o más tardíamente, se acumula gibsita y/o goetita.

Frecuentemente los suelos con horizontes óxicos ocupan las partes altas del paisaje. Debido al fuerte régimen de lixiviación a que están sometidos estos suelos, el potencial de sílice es muy

bajo y no tienen posibilidad de síntesis de minerales 2:1. Aun en suelos saturados, con horizontes óxicos, el agua de recarga puede ser muy baja en sílice y en bases, debido a que los suelos están continuamente lixiviados. Las condiciones más favorables para la formación de horizontes óxicos son los regímenes de temperatura isohipertérmico y los regímenes de humedad údico y perúdic. Se presenta en Oxisols. No se ha descrito en Chile.

Requerimientos:

1. Tiene 30 cm o más de espesor; y
2. Textura franco arenosa o más fina; y
3. Menos de 10% de minerales meteorizables en la fracción 50-200 micrones; y
4. Menos de 5% de estructura de roca; y
5. Límite superior difuso y un incremento de arcilla con la profundidad:
 - a. Menos de 4% (absoluto) si el horizonte superficial tiene menos de 20% de arcilla; ó
 - b. Menos de 20% (relativo) si el horizonte superficial tiene entre 20 y 40% de arcilla; ó
 - c. Menos de 8% (absoluto) si el horizonte superficial contiene 40% o más de arcilla; y
6. CIC de 16 cmol(+) o menos por kg de arcilla y CICE de 12 cmol(+) o menos por kg de arcilla.

Horizonte Petrocálcico (Gr. *petra*, *roca* y *cálcica*)

El horizonte petrocálcico es un horizonte iluvial en el cual se han acumulado carbonatos de calcio secundarios y otros carbonatos al extremo que el horizonte se presenta cementado o indurado, de tal manera que fragmentos secos no se disgregan en agua. En algunos suelos formados en materiales parentales ricos en carbonatos o que reciben adiciones eólicas regulares de carbonatos, los horizontes cálcicos tienden a taponarse con carbonatos y a cementarse en un horizonte continuo y masivo. También existe evidencia que el horizonte petrocálcico se puede formar por procesos *in situ* de alteración de la caliza, disolución y reprecipitación de los carbonatos. Los horizontes petrocálcicos se presentan de preferencia en suelos más antiguos que el Holoceno y parecen constituir una señal de un estado avanzado de evolución de los suelos. Algunos horizontes petrocálcicos pueden tener una capa laminar superficial, en la cual las gravas y las arenas han sido empujadas hacia fuera por la cristalización del carbonato de calcio. Principalmente asociado a Aridisols, pero también se puede presentar en Alfisols, Mollisols e Inceptisols. En Chile se ha descrito asociado a Aridisols, en particular en la IV Región de Coquimbo y en la III Región de Atacama. En estas regiones los horizontes petrocálcicos se presentan como un conjunto de gravas redondeadas y facetadas cementadas irreversiblemente por carbonato de calcio. Localmente se le conoce como “tertel”.

Requerimientos:

1. El horizonte está cementado o indurado por carbonatos, con o sin sílice como agentes cementantes; y
2. A causa de la continuidad lateral del horizonte, las raíces sólo pueden penetrarlo a través de las grietas verticales; y
3. Tiene un espesor de:
 - a. 10 cm o más; ó
 - b. 1 cm o más si consiste en una capa laminar directamente sobre roca.

Horizonte Petrogíptico (Gr. *petra*, *roca* y *yeso*)

El horizonte petrogíptico es un horizonte iluvial en el cual yeso secundario se ha acumulado al extremo que el horizonte se presenta cementado o indurado. Los horizontes petrogípticos se presentan sólo en regiones áridas y se desarrollan en materiales parentales ricos en yeso. Asociado a Aridisols. En Chile no se ha descrito.

Requerimientos:

1. El horizonte está cementado o indurado por yeso, con o sin otros agentes cementantes; y
2. A causa de la continuidad lateral del horizonte, las raíces sólo pueden penetrarlo a través de las grietas verticales; y
3. El horizonte tiene 10 cm o más de espesor; y
4. El horizonte tiene 5% o más de yeso y el producto de su espesor (cm) multiplicado por el contenido de yeso (%) es de 150 o más.

Horizonte Plácico

El horizonte plácico es un pan delgado de color negro o rojizo oscuro, cementado por hierro (o hierro y manganeso) y MO. Frecuentemente está asociado con estratificación de los materiales parentales, tal como una discontinuidad abrupta en la conductividad hidráulica, asociada a diferentes tamaños de partículas en capas de cenizas.

Generalmente se encuentra dentro de los 50 cm superficiales y es más o menos paralelo a la superficie con formas onduladas como un pan simple que se puede bifurcar. El horizonte plácico es una barrera para las raíces. Varían en color desde el rojo oscuro al negro. Sus componentes principales son el hierro y el carbono y los componentes secundarios el aluminio y el manganeso. Su origen se relaciona con formas reducidas de hierro que se movilizan desde los horizontes superficiales, y que se oxida y precipita en el horizonte B donde puede formar complejos órgano-metálicos. Las formas más comunes de hierro en los horizontes plácicos son la ferrihidrita y la goetita pobremente cristalizada, ambas con gran capacidad para adsorber aniones, incluyendo sustancias húmicas.

Las condiciones más favorables para la reducción y la movilización del hierro se encuentran en suelos profundamente lixiviados, ácidos y con horizontes superficiales orgánicos ricos en microorganismos anaeróbicos. En muchos suelos, los horizontes plácicos se forman en el límite entre capas que presentan clases de tamaño de partículas contrastantes y también inmediatamente por sobre un contacto lítico, dénsico o paralítico.

Se han descrito horizontes plácicos cuya formación data de 3.000 años, pero también hay evidencias de horizontes plácicos incipientes cuyo origen no tiene más de 100 años. Asociado a Spodosols, Inceptisols y Andisols. Se ha descrito como horizonte B_{hs} en los ñadis (Placaquands) en la X Región de Los Lagos. Se ubica como una lámina delgada de color rojizo o rojizo-negro, entre el suelo de origen volcánico y el sustrato fluvioglacial. Se le

considera impermeable al paso de las raíces y del agua y localmente se le conoce como “fierrillo”.

Requerimientos:

1. El horizonte está cementado o indurado con hierro, o hierro y manganeso, con MO, con o sin otros agentes cementantes; y
2. A causa de la continuidad lateral del horizonte, las raíces sólo pueden penetrarlo a través de las grietas verticales; y
3. Tiene un espesor mínimo de 1 mm y, si está asociado a materiales espódicos, tiene menos de 25 mm de espesor.

Horizonte Sáfico (L. sal, sal)

El horizonte sáfico es un horizonte de acumulación de sales más solubles en agua fría que el yeso. Las sales comunes que forman parte del horizonte sáfico son la halita que es la forma cristalina del cloruro de sodio y sulfatos solubles que se acumulan en sus formas cristalinas. En los sectores desérticos de Chile, los horizontes sáficos tienen una clase de resistencia a la ruptura dura o rígida, que constituyen una barrera al paso de las raíces, aun cuando sean capaces de disgregarse en agua. Asociado a Aridisols y escasamente a los Gelisols más secos.

Requerimientos:

1. Tiene 15 cm o más de espesor; y
2. Por 90 días consecutivos o más:
 - a. Conductividad eléctrica (CE) de 30 dSm⁻¹ o más; y
 - b. El producto de la CE (en dSm⁻¹) por el espesor (en cm) es igual o mayor de 900.

Horizonte Sómbrico (F. sombre, oscuro)

El horizonte sómbrico es un horizonte subsuperficial de suelos minerales que se ha formado en condiciones de drenaje libre. Contiene humus iluviado que no está asociado al aluminio como ocurre con el humus del horizonte espódico, y tampoco está disperso como ocurre en el horizonte nátrico. Por lo tanto, el horizonte sómbrico no tiene la alta CIC del horizonte espódico ni tampoco tiene la alta saturación de bases que posee el horizonte nátrico. Tampoco se encuentra bajo un horizonte álbico. Se encuentra restringido a regiones frías y húmedas de los plateaus de altura y las montañas de regiones tropicales y subtropicales.

Debido a la fuerte lixiviación, la saturación de bases es inferior a 50%; presenta un valor y/o un cromax (Munsell) más bajo que el horizonte superior y posee más MO. Se puede formar en un horizonte argílico, cámbico u óxico.

El horizonte sómbrico se puede confundir en terreno con un horizonte A enterrado. Comúnmente la distinción debe hacerse por medio de micromorfología. Está asociado a Inceptisols, Oxisols y Ultisols. No ha sido descrito en Chile.

Características de diagnóstico para suelos minerales

Materiales álbicos

Corresponden a materiales suelo que tienen un color que está determinado por el color de las partículas primarias de arena y limo más que por sus recubrimientos. Esto implica que la arcilla y/o los óxidos de hierro han sido removidos hacia horizontes inferiores. Capas de arenas de color claro o de cenizas volcánicas relativamente inalteradas u otros materiales depositados por viento o agua, no se consideran materiales álbicos, aun cuando tengan los mismos colores y una morfología similar. Estos son materiales parentales que no están caracterizados por la remoción de arcilla y/o hierro libre.

Requerimientos:

1. Croma de 2 o menos; y
 - a. Valor, húmedo de 3 y valor, seco 6 o más; ó
 - b. Valor, húmedo de 4 o más y valor, seco 5 o más; ó
2. Croma de 3 o menos; y
 - a. Valor, húmedo de 6 o más; ó
 - b. Valor, seco de 7 o más; ó
3. Croma está controlado por el color de los granos de arena y limo sin recubrimientos.

Propiedades ándicas

Las propiedades ándicas son el resultado de la presencia de cantidades significativas de alófana, imogolita, ferrihidrita o complejos humus-aluminio. Estos materiales originalmente denominados como “amorfos”, se forman durante la meteorización de las tefras u otros materiales parentales que contienen cantidades importantes de vidrios volcánicos. Aun cuando los vidrios volcánicos constituyen un componente común para muchos Andisols, no constituyen un requerimiento del Orden Andisols. Esto se debe a que algunos suelos pueden desarrollar propiedades ándicas sin la influencia de los vidrios volcánicos.

Los vidrios volcánicos constituyen un componente común de tefras frescas los cuales, en la mayoría de los ambientes, se meteorizan hacia minerales de rango de ordenamiento corto. El concepto de Andisols incluye a suelos débilmente meteorizados con mucho vidrio volcánico así como también otros suelos más fuertemente meteorizados ricos en minerales de rango de ordenamiento corto. El vidrio volcánico se define como vidrio translúcido ópticamente isotrópico o pumicita de cualquier color. Los granos compuestos deben tener, al menos, 50% de vidrio volcánico para que sean contabilizados como vidrios volcánicos.

Requerimientos:

1. El suelo debe tener menos de 25% de carbono orgánico; y
2. En la fracción tierra fina:
 - a. $Al + \frac{1}{2} Fe$ 2% o más; y
 - b. Db (33 kPa) de $0,9 \text{ Mg m}^{-3}$ o menos; y
 - c. Retención de fosfatos de 85% o más; ó
3. En la fracción tierra fina, 25% o más de retención de fosfatos, 30% o más de partículas de 0,02 a 2,0 mm; y
 - a. $Al + \frac{1}{2} Fe$ 0,4% o más y 30% o más de vidrios volcánicos en 0,02 a 2,00 mm; ó
 - b. $Al + \frac{1}{2} Fe$ 2% o más y 5% o más de vidrios volcánicos en 0,02 a 2,00 mm; ó
 - c. $Al + \frac{1}{2} Fe$ entre 0,4 y 2% y cantidades proporcionales de vidrios volcánicos en la fracción 0,02 y 2,00 mm (según Diagrama 1, Soil Survey Staff, 1999, pp. 81).

Materiales espódicos

Los materiales espódicos se forman en un horizonte iluvial que se encuentra bajo un epipedón hístico, ócrico o úmbrico o un horizonte álbico. Puede ocurrir también en un epipedón úmbrico o en un horizonte Ap. Un horizonte que contiene materiales espódicos tiene una densidad óptica del extracto de oxalato (DOEO) de 0,25 o más, valor que es comúnmente 2 veces superior a la DOEO del horizonte eluvial. Este incremento indica una acumulación de materiales orgánicos translocados en el horizonte iluvial. Un suelo con materiales espódicos muestra evidencia que materiales orgánicos y aluminio, con o sin hierro, se han movilizado desde el horizonte eluvial hasta el horizonte iluvial.

Requerimientos:

1. pH (agua, 1:1) de 5,9 o menos y carbono orgánico de 0,6 o más; y
2. Uno de ambos:
 - a. Un horizonte álbico, que se extiende en más del 50% de cada pedón y directamente bajo él, colores en húmedo:
 - Matiz de 7.5YR o más rojo; ó
 - Matiz de 7.5YR, valor de 5 o menos y croma de 4 o menos; ó
 - Matiz de 10YR y croma de 2 o menos; ó
 - Color de 10YR 3/1; ó
 - b. Con o sin horizonte álbico y uno de los colores listados anteriormente y uno o más de las siguientes:
 - Cementación con MO y aluminio en más del 50% en volumen y una clase de ruptura-resistencia firme o muy firme; ó
 - 10% o más de recubrimientos en granos de arena; ó
 - $Al + \frac{1}{2} Fe$ (%) de 0,5 o más; ó
 - DOEO de 0,25 o más.

Minerales meteorizables

Minerales de arcilla: todas las arcillas 2:1, sepiolita, talco y glauconita, aunque éstos últimos no siempre se encuentran en el tamaño arcilla.

Minerales del tamaño limo y arena (0,02 a 0,2 mm): feldespatos, feldespatoides, minerales ferromagnésicos, vidrios, micas, zeolitas y apatitas.

Características de diagnóstico para suelos orgánicos

Se pueden diferenciar tres clases de materiales orgánicos dependiendo del grado de descomposición de los materiales vegetales: fíbricos, hémicos y sápricos.

El concepto de fibras corresponde al de trozos de tejidos de plantas en los materiales orgánicos de suelo (se excluyen las raíces vivas), que:

- Al tamizarlas son retenidas por un tamiz de una apertura de 0,15 mm.
- Muestran evidencia de estructura celular de las plantas.
- Los materiales están lo suficientemente descompuestos de tal manera que pueden ser molidos, aplastados o desmenuzados.

Materiales fíbricos de suelo

Los materiales fíbricos son los menos descompuestos de los materiales orgánicos y contienen grandes cantidades de fibras a las cuales se les puede reconocer su origen botánico. Normalmente la D_b es inferior a $0,1 \text{ Mg m}^{-3}$, y poseen un alto contenido de agua en saturación.

Materiales hémicos de suelo

Los materiales hémicos presentan una descomposición intermedia entre los materiales fíbricos menos descompuestos y los materiales sápricos más descompuestos. Los colores son comúnmente pardo grisáceo oscuro a pardo rojizo oscuro. Las fibras se destruyen cuando el material se amasa en saturado. La D_b fluctúa entre $0,07$ y $0,18 \text{ Mg m}^{-3}$, el contenido de fibra varía entre $1/3$ y $2/3$ del volumen total y el máximo contenido de agua en saturación fluctúa entre 450 y 850% .

Materiales sápricos de suelo

Los materiales sápricos son los más descompuestos. Su color varía desde gris muy oscuro a negro y son relativamente estables: cambian muy poco, tanto física como químicamente, en comparación con los otros materiales orgánicos. La D_b es superior a $0,2 \text{ Mg m}^{-3}$, el contenido de fibra es inferior a $1/3$ del volumen y el máximo contenido de agua a saturación es inferior a 450% .

Materiales humilúvicos

Los materiales humilúvicos corresponden a humus iluvial que se acumula en las partes inferiores de algunos suelos orgánicos ácidos que han sido drenados y cultivados.

Materiales límnicos

Los materiales límnicos incluyen materiales orgánicos e inorgánicos que contienen 30% o más de MO y que fueron depositados en agua por precipitación o por la acción de organismos como algas o diatomeas; o derivados de plantas subacuáticas.

Características de diagnóstico para suelos orgánicos e inorgánicos

Condiciones ácuicas

Los suelos con condiciones ácuicas son aquellos que corrientemente sufren saturación periódica o continua, evidenciada por la presencia de rasgos redoximórficos. Las condiciones ácuicas consideran los siguientes elementos:

1. La saturación, se caracteriza por una presión cero o positiva en el agua del suelo. La duración de la saturación para crear condiciones ácuicas en el suelo es muy variable, pues depende de las condiciones edáficas locales y por lo tanto no se especifica. Se pueden definir tres tipos de saturación:

Endosaturación: el suelo está saturado con agua en todos los horizontes desde el límite superior de la saturación hasta una profundidad de 2 m o más desde la superficie del suelo mineral.

Episaturación: el suelo está saturado con agua en uno o más horizontes dentro de los 200 cm desde la superficie del suelo mineral y tiene uno o más horizontes no saturados, dentro de la misma profundidad, por debajo de la capa saturada.

Saturación ácnica: este término se refiere a condiciones ácuicas especiales que se presentan en suelos cultivados y regados (riegos por inundación).

2. El grado de reducción de un suelo se puede caracterizar directamente por la medida de su potencial redox. Uno de los medios prácticos, de terreno, que permite evaluar las condiciones de reducción de un suelo está relacionado con la reducción del hierro, debido a que produce rasgos redoximórficos visibles. Para estos efectos se puede utilizar la prueba del $\alpha\alpha$ -dipiridilo.
3. Los rasgos redoximórficos, asociados a exceso de humedad, son el resultado de períodos de oxidación y de reducción de compuestos de hierro y manganeso. La reducción se produce cuando el suelo está saturado y la oxidación cuando el suelo no está saturado. Las formas reducidas de Fe y Mn son móviles y pueden ser transportadas por agua a través del suelo. La precipitación de estos iones se producirá en zonas aireadas del suelo, teniendo presente que el Mn se reduce más rápidamente que el Fe, en tanto que el Fe se oxida más rápidamente que el Mn.

Se definen los siguientes rasgos redoximórficos:

Concentraciones redox: corresponden a zonas de acumulación aparente de Fe y Mn:

- Nódulos y concreciones: son cuerpos discretos cementados que se pueden extraer intactos desde el suelo.
- Masas: corresponden a concentraciones, no cementadas de componentes, en la matriz del suelo.
- Recubrimientos en poros: son zonas de acumulación al interior de los poros.

Empobrecimientos redox: son zonas de croma bajo (croma inferior al de la matriz) donde los óxidos de Fe y Mn solos o bien los óxidos de Fe y Mn conjuntamente con la arcilla han sido eliminados. Estos rasgos incluyen:

- Empobrecimientos de Fe: corresponden a zonas que poseen bajas cantidades de óxidos de Fe y Mn, pero que tienen contenidos de arcilla similares a los de la matriz adyacente (albans o neoalbans).
- Empobrecimientos de arcilla: corresponden a zonas que poseen bajos contenidos de Fe, Mn y arcilla (recubrimientos de limo, esqueletanos).

Matriz reducida: corresponde a una matriz del suelo que tiene un croma bajo *in situ*, pero que sufre un cambio en matiz o croma dentro de los 30 minutos que el material ha sido expuesto al aire.

Cryoturbación

La cryoturbación (batido por hielo) consiste en la mezcla de la matriz del suelo que resulta en horizontes quebrados o irregulares o acumulaciones de materiales orgánicos en el permafrost, fragmentos de roca orientados y recubrimientos de limo en fragmentos de roca.

Materiales géllicos

Son materiales orgánicos o minerales que muestran evidencia de cryoturbación (batido por hielo) y/o segregación de hielo en la capa de descongelamiento anual y/o en la parte superior del permafrost. Las estructuras asociadas a los materiales géllicos incluyen a la laminar, bloques o granular. La segregación de hielo se manifiesta como lentes de hielo, venas de hielo, cristales segregados de hielo y cuñas de hielo. Los procesos criogénicos que resultan en materiales géllicos provienen principalmente de los cambios de volumen del agua en hielo.

Capa glácica

Es un hielo masivo subsuperficial en la forma de lentes o de cuñas, con un espesor sobre 30 cm y con más de 75% de hielo visible.

Permafrost

El permafrost está definido como una condición térmica, mediante la cual el material (incluyendo el suelo) permanece bajo 0°C por más de dos años sucesivos. Puede estar cementado por el hielo, o en el caso que no exista suficiente agua intersticial, se considera como un permafrost seco. La plancha de permafrost se encuentra en equilibrio dinámico con el medio.

Materiales sulfurosos

Los materiales sulfurosos contienen compuestos sulfurosos oxidables. Consisten en materiales orgánicos o minerales que tienen pH superior a 3,5. Los materiales sulfurosos se acumulan como suelo o como sedimento en condiciones de saturación permanente. Si un suelo que contiene materiales sulfurosos se drena o si esos materiales se exponen a condiciones de oxidación, se transforman en ácido sulfúrico y el pH puede caer bajo 3. El ácido puede inducir la formación de sulfatos de aluminio o de hierro. Este último, la jarosita, forma concentraciones redoximórficas de color amarillo.

Horizonte sulfúrico

Un horizonte sulfúrico se forma como resultado del drenaje y la consecuente oxidación de materiales orgánicos ricos en sulfuros.

Requerimientos:

Está compuesto por materiales orgánicos o minerales, tiene 15 cm o más de espesor, pH de 3,5 o menos; y

- a. Concentraciones de jarosita; ó
- b. Se encuentra directamente bajo materiales sulfurosos; ó
- c. 0,05% o más de sulfatos solubles en agua.

Regímenes de humedad de los suelos

El término “regímenes de humedad de los suelos” se refiere a la presencia o ausencia de nivel freático o de agua retenida a tensión inferior a 1.500 kPa en el suelo o en un horizonte específico durante algunos períodos del año. El agua retenida a tensiones superiores a 1.500 kPa no está disponible para la mayoría de las plantas mesofíticas. Puede suceder que un suelo esté saturado y además sea salino, de tal manera que el agua no está disponible para las plantas; en este caso se considera como salino y no como seco. Por lo tanto un horizonte se considera como seco cuando el agua está retenida a tensiones de 1.500 kPa o más, y se considera húmedo cuando el agua está retenida a tensiones inferiores a 1.500 kPa, pero superiores a 0. Un suelo puede estar húmedo continuamente en uno o más horizontes a través del año o en alguna parte del año. Puede estar húmedo en invierno y seco en verano y viceversa.

A través de los tiempos geológicos han existido cambios significativos en el clima, de tal manera que suelos que se pudieron haber formado en climas húmedos, en la actualidad se encuentran en climas áridos y preservan rasgos relictos que reflejan el régimen de humedad anterior conjuntamente con rasgos que responden al régimen actual. El régimen de humedad del suelo es sólo parcialmente función del clima. Suelos de regiones áridas no son necesariamente secos; pueden ser secos, húmedos o saturados dependiendo de la posición en el paisaje, debido a que pueden recibir agua desde fuentes diferentes a la lluvia directa, tales como runoff, derretimiento de nieve, niveles freáticos o incluso fuentes artesianas.

Régimen de humedad ácuico: el régimen de humedad ácuico es un régimen de reducción, en el cual prácticamente no hay oxígeno disuelto, a causa de la saturación con agua. Se considera que algunos suelos no tienen régimen ácuico, aun cuando se encuentren saturados con agua, debido a que el agua se encuentra en movimiento o debido a que el medio no es favorable para los microorganismos. No se ha determinado cuanto tiempo el suelo debe estar saturado para que se le considere que tiene régimen ácuico, pero se estima que debe ser de algunos días, debido a que está implícito en el concepto que no hay oxígeno disuelto. Algunos suelos con régimen de humedad ácuico pueden tener también régimen de humedad xérico, ústico o arídico. En la Taxonomía el elemento formativo “aqu” se refiere a las condiciones ácuicas y no al régimen de humedad ácuico.

Régimen de humedad arídico y tórrico: en el régimen arídico (tórrico), la sección de control de humedad (SCH), en años normales:

- Debe estar seca por más de la mitad de los días acumulativos en que la temperatura del suelo se encuentra sobre 5°C; y
- Debe estar húmeda en alguna parte por menos de 90 días consecutivos cuando la temperatura del suelo está por sobre 8°C.

Los suelos con régimen de humedad arídico se presentan en climas áridos; algunos se encuentran en regiones semiáridas y poseen ciertas características que los mantienen secos. En este régimen no hay lixiviación y si existe una fuente de sales solubles, ellas se acumulan en el suelo. Los límites de temperatura del suelo, excluyen al régimen arídico de las regiones polares muy frías y a las áreas de gran elevación. Se considera que esos suelos tienen condiciones anhidras.

Régimen de humedad údico: en el régimen de humedad údico, la SCH no está seca en ninguna parte por 90 días acumulativos en años normales. Si la temperatura media anual del suelo (TMAS) es inferior a 22°C y la temperatura media del invierno (TMI) y la temperatura media del verano (TMV) difieren en 6°C o más, la SCH está seca por menos de 45 días consecutivos en los cuatro meses siguientes al solsticio de verano. El régimen údico es característico de suelos de zonas húmedas con lluvias bien distribuidas, con suficiente lluvia en verano, la cual más el agua almacenada iguala o excede la evapotranspiración. En años normales el agua se mueve en profundidad a través del suelo.

Régimen de humedad ústico: el régimen de humedad ústico es intermedio entre el arídico y el údico. El concepto de ústico es que es un régimen con humedad limitada, pero que está presente en los momentos adecuados para el crecimiento de los cultivos. El concepto de ústico no se aplica a suelos que tienen permafrost o un régimen de temperatura críico.

Si TMAS es de 22°C o más, o si la TMV y la TMI difieren en menos de 6°C, la SCH está seca en alguna parte por 90 días o más acumulativos en años normales, y está húmeda por más de 180 días acumulativos por año o por 90 días o más consecutivos. Si la TMAS es inferior a 22°C y la TMV y la TMI difieren en 6°C o más, la SCH está seca por 90 días o más acumulativos, pero no está seca por más de la mitad de los días acumulativos cuando la temperatura del suelo es superior a 5°C. En años normales, la SCH está húmeda por 45 días

consecutivos o más durante los 4 meses siguientes al solsticio de invierno, y está seca por menos de 45 días durante los cuatro meses siguientes al solsticio de verano.

El régimen ústico caracteriza al clima de monsoon, con una o dos estaciones secas. En regiones templadas subhúmedas o semiáridas, las lluvias son normalmente en primavera y verano, o primavera y otoño, pero nunca en invierno.

Régimen de humedad xérico: el régimen de humedad xérico caracteriza a áreas con clima de tipo mediterráneo, es decir inviernos fríos y húmedos y veranos cálidos y secos. La lluvia que cae en invierno, cuando el potencial de evapotranspiración se encuentra en su mínimo, es muy efectiva para lixiviar. La SCH se encuentra seca por 45 días consecutivos o más durante los 4 meses siguientes al solsticio de verano; y está húmeda por 45 días consecutivos o más durante los cuatro meses siguientes al solsticio de invierno. La TMAS es inferior a 22°C, y la TMV y la TMI difieren en 6°C o más.

Regímenes de temperatura de los suelos

Dentro de ciertos límites, la temperatura controla el crecimiento de las plantas y también la formación de los suelos. Bajo el punto de congelación no hay actividad biológica y el agua no se mueve como líquido. Entre los 0°C y los 5°C, tanto la germinación de muchas semillas como el crecimiento de raíces es imposible. La temperatura varía en el suelo de un horizonte a otro. Cerca de la superficie la temperatura varía con las horas del día y con las estaciones del año. Para fines prácticos, el régimen de temperatura se puede describir por la TMAS, el promedio de las fluctuaciones estacionales, y la gradiente entre la temperatura media de la estación más cálida y la temperatura media de la estación más fría.

Régimen crítico: los suelos tienen una TMAS inferior a 8°C, pero no tienen permafrost.

a) En suelos minerales, la TMV:

Si el suelo no está saturado:

- Sin horizonte O, inferior a 15°C; ó
- Con horizonte O, inferior a 8°C; ó

Si el suelo está saturado:

- Sin horizonte O, inferior a 13°C; ó
- Con horizonte O ó epipedón hístico, inferior a 6°C.

b) En suelos orgánicos, la TMAS es inferior a 6°C.

Régimen frígido: un suelo con régimen frígido es más cálido en verano que otro con régimen crítico. La TMAS es inferior a 8°C y la diferencia entre TMV y la TMI es superior a 6°C.

Régimen méxico: la TMAS es de 8°C o más, pero inferior a 15°C; la diferencia entre TMV y la TMI es superior a 6°C.

Régimen térmico: la TMAS es de 15°C o más, pero inferior a 22°C; la diferencia entre TMV y la TMI es superior a 6°C.

Régimen hipertérmico: la TMAS es de 22°C o más; la diferencia entre TMV y la TMI es superior a 6°C.

Cuando la diferencia entre la TMV y TMI difieren en menos de 6°C, el régimen de temperatura lleva el prefijo “iso”.

Régimen isofrígido: la TMAS es inferior a 8°C.

Régimen isomésico: la TMAS es de 8°C o más, pero inferior a 15°C.

Régimen isotérmico: la TMAS es de 15°C o más, pero inferior a 22°C.

Régimen isohipertérmico: la TMAS es de 22°C o superior.

Regímenes de humedad y temperatura de los suelos en Chile

Tomando como base el trabajo realizado por Van Wambeke y Luzio (1982), además de los reconocimientos de suelos realizados recientemente entre la V Región de Valparaíso y la X Región de Los Lagos, se propone la siguiente distribución de los regímenes de humedad y temperatura para los suelos en Chile.

Regímenes de humedad

Límite arídico-xérico: se considerará como límite entre ambos regímenes, el límite político entre la V Región de Valparaíso y la IV Región de Coquimbo que, aproximadamente coincide con el paralelo 32. Hacia el sur, entre mar y cordillera es xérico; hacia el norte entre mar y cordillera en la IV, III, II y I, es arídico, considerando que pueden existir situaciones puntuales que debieran evaluarse individualmente.

Límite xérico-údic: el límite entre ambos regímenes de humedad se encuentra entre las Regiones de la Araucanía y del Bío-Bío, desde la cordillera hasta aproximadamente 37°30'-37°45', en el meridiano 72°30'.

1. Hacia el norte, quedan como **xéricos**, los sectores de Precordillera de los Andes y de la Depresión Intermedia desde la línea imaginaria que pasa por:

Santa Bárbara
Quilaco
Mulchén
Renaico
Angol
Antihuala

Curanilahue

Desde la línea imaginaria que va desde Navidad, Litueche, La Estrella, hacia el norte, los suelos tienen régimen xérico hasta el límite con el régimen arídico.

2. Hacia el sur, quedan como **údicos**, desde la línea imaginaria que pasa por:

Collipulli
Huequén
Los Sauces
Lebu
Cañete
Purén
Contulmo

3. Quedan como **ústicos**, la franja costera que incluye el sector de terrazas costeras y cuyo límite sur lo constituye el río Itata.

Navidad
Litueche
La Estrella
Pichilemu
Paredones
Vichuquén
Curepto
Constitución
Chanco
Curanipe
Cobquecura
Río Itata

Regímenes de temperatura

Régimen térmico: coincide muy bien con el régimen de humedad **xérico**, es decir, desde el límite político entre la V Región de Valparaíso y la IV Región de Coquimbo, desde mar a cordillera, hasta la línea imaginaria que pasa por:

Santa Bárbara
Quilaco
Mulchén
Renaico
Angol
Antihuala
Curanilahue

El régimen térmico caracteriza también a todo el norte del país, entre la I Región de Tarapacá y la IV Región de Coquimbo, coincidiendo con el régimen de humedad **arídico**.

Régimen isotérmico: la franja costera que identifica a los regímenes temperatura **isotérmicos** corresponde bien con los regímenes de humedad de **ústicos**, es decir, abarca las mismas localidades ya señaladas y con el mismo límite sur del río Itata.

Navidad
Litueche
La Estrella
Pichilemu
Paredones
Vichuquén
Curepto
Constitución
Chanco
Curanipe
Cobquecura
Río Itata

Régimen mésico: se ubica, hacia el sur, por la Depresión Intermedia y la Precordillera de los Andes, desde la línea imaginaria que pasa por:

Collipulli
Huequén
Los Sauces
Lebu
Cañete
Purén
Contulmo

Régimen isomésico: se distribuye por una franja costera, desde el río Itata hacia el sur, por:

Concepción
Coronel
Lota
Arauco
Lebu
Tirúa
Puerto Saavedra
Toltén

Hasta la línea imaginaria que va desde:

San José de la Mariquina

Lanco
Lago Calafquén

Desde esta línea hacia el sur se extiende el régimen isomésico en toda la X Región de Los Lagos, desde la Cordillera de los Andes hasta la línea costera, la Isla de Chiloé y adyacentes, y la provincia de Palena.

LOS ÓRDENES DE LA TAXONOMÍA

Alfisols

Los suelos clasificados como Alfisols poseen rasgos que evidencian translocación de arcillas silicatadas sin una desbasificación marcada y sin la presencia de procesos que llevan a la formación de un epipedón mólico. Los principales rasgos que caracterizan a los Alfisols consisten en la presencia de un epipedón ócrico o úmbrico, un horizonte argílico o nátrico, un suplemento de bases de medio a alto y una disponibilidad de agua para las plantas por más de la mitad del año.

En Chile, los Alfisols tienen una amplia distribución, principalmente entre la V Región de Valparaíso y la VIII Región del Bío-Bío, tanto en la Depresión Intermedia como en la Cordillera de la Costa y la Precordillera de los Andes. En la Depresión Intermedia pueden ser suelos planos, casi planos o de relieve moderado, utilizados intensamente en agricultura. En la Cordillera de la Costa presentan un relieve más fuerte y su aptitud es más bien forestal. La mayoría de ellos son muy susceptibles a la erosión, a causa de sus elevados contenidos de arcilla y se encuentran con avanzados procesos erosivos debido al manejo inadecuado al que han sido sometidos. Muchos Alfisols caen dentro del término de “Rojos Arcillosos” utilizado vulgarmente.

Andisols

La característica más relevante de los Andisols es la dominancia de minerales de baja cristalinidad (minerales de rango de ordenamiento corto) o complejos humus-Al, que resultan de la meteorización y de la transformación mineral con translocaciones mínimas. Las características comunes a los Andisols son una alta retención de fósforo, alta retención de agua y elevada CIC. El material parental lo constituyen las eyecciones volcánicas o materiales volcanoclásticos, los cuales pueden evolucionar prácticamente en cualquier medio, siempre que exista la temperatura adecuada y la suficiente disponibilidad de agua para permitir la meteorización de los vidrios volcánicos y la formación de los minerales de rango de ordenamiento corto. Pueden tener cualquier epipedón y cualquier horizonte subsuperficial, siempre que posean propiedades ándicas en el 60% de los 60 cm superficiales, sin contar horizontes O que tengan más de 25% de carbono orgánico. Antes de 1989, estos suelos se incluían en los Inceptisols, principalmente como Andepts y Andaquepts, términos que desaparecieron al aceptarse el Orden de los Andisols.

En Chile, los Andisols se encuentran ampliamente distribuidos y muy bien expresados, de tal manera que el pedón representativo del Orden es uno de la Serie Pelchuquín, clasificado como Media amórfica, mélica, Eutric Fulvudand (Soil Survey Staff, 1999). Las tefras están diseminadas desde el Altiplano en el límite con Bolivia en la I Región de Tarapacá hasta la Región XII de Magallanes; sin embargo el grado de evolución de los materiales volcánicos es diferente. En las regiones cordilleranas del norte de Chile debido a las bajas temperaturas y a la escasa disponibilidad de agua, los regímenes biológicos (vegetación y fauna) son muy limitados, por lo tanto la meteorización no ha alcanzado la intensidad suficiente como para producir la destrucción de los materiales primarios y la síntesis de nuevos minerales. Sólo se han detectado propiedades ándicas, débilmente expresadas, en algunos perfiles del altiplano (Luzio *et al.*, 2002b), pero que no alcanzan a clasificar a esos suelos como Andisols.

En la Región Central (Regiones VII y VIII) principalmente se encuentran Xerands, tanto en la Depresión Intermedia como hacia la Precordillera de los Andes. En la IX Región de la Araucanía y la X Región de Los Lagos alcanzan su máxima expresión, con perfiles bien desarrollados y propiedades ándicas claras y definidas, ocupando posiciones de terrazas aluviales, terrazas remanentes, abanicos aluviales; con diferentes relieves que van desde plano (0 a 1% de pendiente) hasta posiciones de cerros escarpados con más de 50% de pendiente. Son suelos aptos para diferentes usos silvoagropecuarios, tales como remolacha, papas, cereales, frutales, praderas para lechería y/o engorda y plantaciones forestales.

Aridisols

Los Aridisols están caracterizados por la siguiente combinación de propiedades: no hay disponibilidad de agua para plantas mesofíticas por períodos prolongados, uno o más horizontes pedogénicos, un horizonte superficial de color claro y bajo en humus, sin grietas profundas y anchas y sin propiedades ándicas. Los Aridisols no tienen agua disponible durante la mayor parte del tiempo en que los suelos tienen la temperatura suficiente para el crecimiento de los cultivos (superior a 5°C), y nunca tienen agua continuamente disponible por 90 días cuando la temperatura del suelo se encuentra por sobre los 8°C. Son los suelos de las regiones áridas, en las cuales no hay agua que penetre en los suelos, ya sea por precipitaciones escasas o muy débiles que, por una razón u otra no penetran en el suelo. En condiciones naturales, la vegetación consiste en pastos y arbustos efímeros, cactáceas y arbustos xerofíticos; pero si se riegan, muchos Aridisols son adecuados para una gran variedad de cultivos.

En Chile, de acuerdo a Van Wambeke y Luzio (1982), el régimen de humedad arídico que caracteriza a los Aridisols, se extiende aproximadamente desde el paralelo 32°LS hacia el norte. En toda esta amplia región, los Aridisols están asociados a Entisols e Histosols (en cuencas cerradas de la alta cordillera). Existe escasa información de suelos de las regiones áridas, a excepción de los estudios realizados en los valles, tales como Copiapó, Huasco, Elqui y Choapa, donde los Aridisols se asocian a Entisols de origen aluvial. Sin embargo no existen levantamientos de suelos de las zonas áridas y desérticas fuera de los valles. Los estudios realizados en la IV Región de Coquimbo (Luzio *et al.*, 1978), tanto en las terrazas marinas como hacia el interior demostraron la existencia de Aridisols evolucionados, con horizontes

argílicos (Argids) y también con horizontes petrocálcicos (Calcids). En el Altiplano de la I Región de Tarapacá y la II Región de Antofagasta se han descrito Cryids (Luzio *et al.*, 2002b) con muy escaso desarrollo, de escasa profundidad y sin horizontes genéticos.

Entisols

La única característica común a todos los Entisols es la dominancia de materiales edáficos minerales y la ausencia de horizontes pedogénicos. Justamente la ausencia de procesos de formación de suelos constituye una diferenciación importante, la cual se puede deber a un material parental inerte, tal como ocurre con las arenas cuarcíferas en las que no se forman horizontes genéticos; roca dura lentamente soluble, tal como la caliza; tiempo insuficiente para la formación de horizontes como ocurre en depósitos aluviales o eólicos recientes; pendientes muy escarpadas donde la tasa de erosión excede la tasa de formación pedogénica; mezcla reciente de horizontes por animales o por araduras profundas de hasta 1 ó 2 metros. Se consideran suelo en el sentido que éstos son capaces de mantener una vegetación, encontrándose en cualquier clima y bajo cualquier vegetación.

En Chile, al igual que otras partes, los Entisols se encuentran en todas las condiciones climáticas y de vegetación. Con regímenes arídico, xérico, údico y ústico, es decir a lo largo y ancho de todo el país, principalmente asociados a los depósitos aluviales recientes en terrazas, conos y abanicos; también como depósitos coluviales en la base de pendientes escarpadas.

Gelisols

La única propiedad de los Gelisols es la presencia de permafrost, conjuntamente con rasgos y propiedades asociadas con congelamiento y descongelamiento. Estos rasgos incluyen horizontes quebrados o irregulares y la incorporación de materiales orgánicos en los horizontes inferiores, especialmente a lo largo del límite superior del permafrost. El congelamiento y descongelamiento produce estructuras granulares, laminares y vesiculares en los horizontes superficiales y subsuperficiales. El incremento de volumen, a causa del congelamiento se considera como un proceso de formación de suelos importante en los Gelisols. Estos suelos se encuentran confinados a las altas latitudes o grandes alturas.

En Chile, se puede suponer que estos suelos se encuentran en la Antártica. Al menos los trabajos de Luzio *et al.* (1987) y Luzio *et al.* (1992) así lo indicarían, aun cuando esas investigaciones fueron realizadas con anterioridad a la aceptación del Orden de los Gelisols. En sectores del Altiplano (Luzio y Vera, 1982) describieron permafrost seco rasgo que, solamente en la actualidad (Soil Survey Staff, 1999), ha sido reconocido como un rasgo pedogénico. No se esperaba encontrar este tipo de suelos en otros sectores, pues se supone que en la alta Cordillera de los Andes, no existen las condiciones para el desarrollo de estos suelos.

Histosols

El único rasgo que caracteriza a los Histosols es poseer un alto contenido de carbono orgánico en los 80 cm superficiales del suelo y no tener un permafrost. El contenido de carbono

orgánico es, al menos, 20 a 30% en más de la mitad de su profundidad. La mayoría de los Histosols son turba o pantano, consistente en restos de plantas acumuladas en agua que pueden ser hojarasca de bosque o musgos, o ambos y tienen drenaje libre.

En Chile, se han descrito Histosols en varias regiones del país. Los mejores descritos son los Histosols asociados a los bofedales de la I Región de Tarapacá y la II Región de Antofagasta, sobre los 4.000 msnm y en cuencas cerradas de drenaje restringido, o también en sectores de inundación de los ríos del Altiplano, tales como Caquena, Parinacota, Isluga (Luzio *et al.*, 2002a). Normalmente estos suelos poseen horizontes fíbricos en la superficie y hémicos y sápricos en profundidad. En algunos ñadis (Placaquands, X Región de Los Lagos), el horizonte superficial contiene un elevado porcentaje de carbono orgánico, de tal manera que se encuentran taxonómicamente en el límite entre un Histosols y un Andisols. Se supone que en la XI Región de Aysén debieran existir suelos orgánicos, particularmente en muchas de las islas de la Región. Sin embargo, hasta ahora sólo se tienen datos puntuales (Grez, 1989).

Inceptisols

Los Inceptisols poseen una amplia gama de propiedades y se presentan en una amplia variedad de climas. Se pueden formar casi en cualquier medio, excepto en los medios áridos, y además las diferencias en vegetación pueden ser muy grandes. Los Inceptisols pueden ser gradacionales hacia cualquier otro Orden y se pueden presentar en una gran variedad de paisajes. Los rasgos más importantes que identifican a estos suelos son una disponibilidad de agua para las plantas por más de la mitad del año, o por más de tres meses durante la estación cálida; uno o más horizontes pedogénicos de alteración o de concentración con escasa o nula acumulación de materiales translocados, fuera de carbonatos o de sílice amorfa. Tampoco poseen un horizonte superficial grueso y oscuro, rico en calcio que caracteriza a los Mollisols y tampoco poseen propiedades ándicas que caracterizan a los Andisols.

En Chile, los Inceptisols tienen una distribución semejante a la de los Entisols, es decir, se les encuentra en casi todos los climas y con diferentes tipos de vegetación. Sólo se exceptúan las regiones áridas y desérticas al norte del paralelo 30°, aproximadamente. Se les encuentra en la Región Central, en la Depresión Intermedia y hacia la Precordillera de la Costa y de los Andes. Estudios pedogénicos detallados en la Cordillera Pelada (X Región de Los Lagos) han descrito Inceptisols desarrollados a partir de micaesquistos (Luzio *et al.*, 2001) con vegetación nativa de alerce (*Fitzroya cupresoides*).

Mollisols

Las propiedades que caracterizan a los Mollisols son poseer un horizonte superficial pardo oscuro a negro (epipedón mólico) que ocupa más de 1/3 del espesor combinado de los horizontes A y B o tiene más de 25 cm de espesor; la estructura no es dura o muy dura cuando seca; el calcio domina entre los cationes extractables en el horizonte A y B; dominan los minerales de arcilla cristalinos de CIC moderada a alta; poseen menos de 30% de arcilla en los 50 cm superficiales y no poseen grietas. Los Mollisols se forman bajo vegetación de praderas en climas que tienen de moderado a marcado déficit de humedad. Unos pocos se han formado en ecosistemas de bosque o en marismas en climas húmedos.

En Chile, los Mollisols se encuentran ampliamente distribuidos en la Región Central, en la Depresión Intermedia, entre la V Región de Valparaíso y la VIII Región del Bío-Bío, ocupando los relieves más planos; en los relieves más abruptos (sobre 15% de pendiente) generalmente son reemplazados por Alfisols o Inceptisols. El material parental son depósitos aluviales o rocas calcáreas ferruginosas como ocurre en sectores de Polpaico en la Región Metropolitana. Una de las características de los Mollisols en la Región Central, es que alcanzan los requerimientos mínimos del epipedón mólico y rara vez es posible encontrar un epipedón profundo y negro que correspondería al concepto central del Orden. Se trata de suelos muy productivos aptos para todos los cultivos de la región.

Oxisols

La característica más esencial de los Oxisols es la extrema meteorización de los minerales hacia kaolinita (caolinita) y óxidos libres, con la excepción del cuarzo y otros minerales primarios resistentes. Además presentan una fracción arcilla de muy baja actividad y una textura franca o arcillosa (franco arenosa o más fina). Los Oxisols son suelos típicos de regiones tropicales y subtropicales en superficies que han sido estables por largos períodos de tiempo. Generalmente estas superficies son comienzos del Pleistoceno o más antiguas, aun cuando hay casos de Oxisols que se presentan en superficies más jóvenes cuando los materiales edáficos han sido redepositados. Los Oxisols se desarrollan en climas húmedos; sin embargo a causa de los cambios climáticos algunos se encuentran, en la actualidad, en climas áridos.

En Chile no se han descrito Oxisols.

Spodosols

Los Spodosols poseen, al menos en un sequum superior, rasgos que señalan procesos dominantes de translocación de humus y aluminio, o humus, aluminio y hierro como materiales amorfos. El horizonte espódico B, de color negro o rojizo, está formado por una acumulación de materiales amorfos con una alta CIC, posee texturas gruesas, pH dependiente de la carga y es pobre en bases. En algunos Spodosols no disturbados se encuentra un horizonte albico sobre el horizonte espódico.

En Chile no se han descrito ni analizado Spodosols que cumplan con los requerimientos de la Taxonomía; sin embargo es muy probable que sean comunes en amplios sectores continentales e insulares no reconocidos de la Región de Aysén, e igualmente en sectores de la Región de Magallanes.

Ultisols

Al igual que los Alfisols, los Ultisols tienen claras evidencias de translocaciones, pero además, poseen evidencias de intensa lixiviación. Los Ultisols poseen horizonte argílico y un bajo suministro de bases, particularmente en los horizontes inferiores. La CIC es de moderada a

baja y el decrecimiento de la saturación de bases con la profundidad refleja un reciclaje de bases por las plantas o bien adiciones de fertilizantes. En general, pueden ser suelos muy productivos si se fertilizan ya que comúnmente no carecen de agua.

En Chile, los Ultisols son suelos que se encuentran asociados al régimen de humedad údico y al régimen de temperatura mésico, es decir, fundamentalmente en la IX Región de la Araucanía y la X Región de Los Lagos. Reemplazan a los Alfisols que se distribuyen entre las Regiones V y VIII. Se distribuyen en la Depresión Intermedia, la Cordillera de la Costa y la Precordillera de los Andes. En la Depresión Intermedia pueden ser suelos casi planos o de relieve moderado, utilizados intensamente en agricultura. En la Cordillera de la Costa presentan un relieve más fuerte y su aptitud es más bien forestal; la mayoría de ellos son muy susceptibles a la erosión, a causa de sus elevados contenidos de arcilla y se encuentran con avanzados procesos erosivos, a causa del manejo inadecuado al que han sido sometidos. Poseen, al menos, dos clases de materiales parentales reconocidos, tales como micaesquistos (Asociación Nahuelbuta, CIREN-CHILE, 2002) y sedimentos volcánicos antiguos (Series Araucano y Correltúe, *op. cit.*). Al igual que los Alfisols, en Chile se les ha incluido dentro del término de “Rojos Arcillosos” utilizado vulgarmente.

Vertisols

Los Vertisols tienen evidencias de falla de los materiales edáficos a lo largo de planos de cizalla (slikensides), lo cual implica que los materiales edáficos tienen movimiento. Otras propiedades de diagnóstico son una alta Db cuando el suelo está seco, conductividad hidráulica baja a muy baja cuando el suelo está húmedo, considerable elevación y subsidencia de la superficie del suelo entre el suelo húmedo y el suelo seco y una rápida entrada del agua al suelo a causa de las grietas abiertas. Están definidos en términos de un alto contenido de arcilla, notables cambios de volumen con los cambios de humedad, grietas que se abren y cierran periódicamente, slikensides y agregados estructurales en forma de cuña. En algunos Vertisols, el desarrollo de horizontes eluviales/iluviales sugiere que los procesos de pedoturbación no son lo suficientemente rápidos como para encubrir los procesos de translocación por períodos prolongados.

En Chile, los Vertisols se encuentran en la Región Central, en la Depresión Intermedia, entre la V Región de Valparaíso y la VII Región del Maule, ocupando relieves planos o casi planos en cuencas de sedimentación del tipo lacustre o semi lacustre. Existen áreas muy características donde se han desarrollado estos suelos, tales como sectores al norte de la ciudad de Santiago, en Batuco y Polpaico, otros en la VI Región del Libertador Bernardo O’Higgins como Peralillo y en la VII Región del Maule en Linares, Parral. En general, presentan las características descritas en la Taxonomía, sin embargo, la presencia de slikensides es muy débil, al igual que el relieve gilgai, que era diagnóstico para el Orden en versiones anteriores de la Taxonomía. A causa de la baja conductividad hidráulica, estos suelos se han usado intensamente en el cultivo de arroz inundado. En la actualidad tienen diversos usos.

EJEMPLOS DE SUELOS CLASIFICADOS EN CHILE DE ACUERDO A LA TAXONOMÍA DE SUELOS (USDA)

V Región de Valparaíso

(Soil Survey Staff. 1996. Keys to Soil Taxonomy. USDA, Natural Resources Conservation Service, Seventh Edition. 644 p.)

Serie Agua del Gato, Franca fina, mixta, térmica Petrocalcic Calciaquoll.
Serie Calera, Franca fina, mixta, térmica Typic Haploxeroll.
Serie Casablanca, Limosa fina, mixta, térmica Typic Xerochrept.
Serie Catapilco, Fina, mixta, térmica Udollic Albaqualf.
Serie Curimón, Franca fina, mixta, térmica Fluventic Haploxeroll.
Serie Hijuelas, Franca fina, mixta, térmica Fluventic Haploxeroll.
Serie La Ligua, Limosa fina, mixta, térmica Typic Haploxeroll.
Serie Lo Vásquez, Franca fina, mixta, térmica Ultic Haploxeralf.
Serie Ocoa, Franca fina, mixta, térmica Typic Xerochrept.
Serie Olmué, Franca gruesa, mixta, térmica Entic Haploxeroll.
Serie Pullali, Limosa fina, mixta, térmica Typic Haplorexoll.
Serie Quillota, Franca fina, mixta, térmica Typic Xerumbrept.
Serie Rungue, Fina, mixta, térmica Vertic Haplorexoll.
Serie Santo Domingo, Franca gruesa, mixta, térmica Typic Xerorthent.

Región Metropolitana

(Soil Survey Staff. 1994. Keys to Soil Taxonomy. USDA, Soil Conservation Service, Sixth Edition. 306 p.)

Serie Batuco, Arcillosa sobre franca gruesa, calcárea, térmica Sodic Haploxerert.
Serie Colina, Franca gruesa, mixta, térmica Fluventic Haploxeroll.
Serie Chicureo, Fina, montmorrillonítica, térmica Typic Haploxerert.
Serie Huechún, Arcillosa, mixta, térmica Vertic Calcixeroll.
Serie Huechuraba, Fina, mixta, térmica Typic Argixeroll.
Serie Hospital, Limosa fina, mixta, térmica Mollic Epiaquept.
Serie Lampa, Franca gruesa, mixta, térmica Typic Haploxeroll.
Serie Lonquén, Franca esqueletal, mixta, térmica Entic Haploxeroll.
Serie Maipo, Franca fina, mixta, térmica Fluventic Haploxeroll.
Serie Mapocho, Limosa fina, mixta, térmica Fluventic Haploxeroll.
Serie Polpaico, Limosa fina, mixta, térmica Typic Haploxeroll.
Serie Pudahuel, Franca gruesa, mixta, térmica Vitrandic Durixeroll.
Serie Quilicura, Franca fina, mixta, térmica Typic Haploxeroll.
Serie Rinconada de Lo Vial, Franca gruesa, mixta, térmica Typic Xerochrept.
Serie Santiago, Franca gruesa sobre arenosa esqueletal, mixta, térmica Entic Haploxeroll.
Serie Urraca, Fina, montmorrillonítica, térmica Typic Haploxerert.

VI Región del Libertador Bernardo O'Higgins

(Soil Survey Staff. 1994. Keys to Soil Taxonomy. USDA, Soil Conservation Service, Sixth Edition. 306 p.)

Serie Antivero, Franca fina sobre arenosa esqueletal, mixta, térmica Ultic Argixeroll.
Serie Cachapoal, Franca gruesa sobre arenosa esqueletal, mixta, térmica Typic Xerochrept.
Serie Caleuche, Franca fina, mixta, térmica Typic Duraqualf.
Serie Colchagua, Fina, montmorrillonítica, térmica Xeric Epiaquept.

Serie Cunaco, Limosa fina, mixta, térmica Fluventic Haploxeroll.
 Serie Graneros, Franca gruesa, mixta, térmica Aquic Haploxeroll.
 Serie Huique, Fina, montmorrillonítica, térmica Typic Calcixerert.
 Serie Lihueimo, Fina, montmorrillonítica, térmica Aquic Durixerert.
 Serie Limanque, Franca gruesa sobre arenosa esquelal, mixta, térmica Typic Xerumbrept.
 Serie Malloa, Fina, montmorrillonítica, térmica Vertic Haploxeroll.
 Serie O'Higgins, Limosa gruesa, mixta, térmica Fluventic Haploxeroll.
 Serie Pilpoy, Fina, mixta, térmica Typic Rhodoxeralf.
 Serie Pumanque, Franca fina, mixta térmica Dystric Durochrept.
 Serie Rancagua, Franca gruesa, mixta, térmica Fluventic Haploxeroll.
 Serie Teno, Limosa fina, mixta, térmica Haplic Haploxerollic Durixeroll.

VII Región del Maule

(Soil Survey Staff. 1996. Keys to Soil Taxonomy. USDA, Natural Resources Conservation Service, Seventh Edition. 644 p.)

Serie Bramadero, Media, térmica Humic Haploxerand.
 Serie Buchupureo, Franca gruesa, mixta, mésica Fluvaquentic Eutrochrept.
 Serie Camarico, Franca, mixta, térmica, delgada Lithic Xerochrept.
 Serie Canosa, Fina, smectítica, térmica Typic Haploxerert.
 Serie Colbún, Arcillosa, mixta, térmica Ultic Argixeroll.
 Serie Cumpeo, Media, térmica Humic Haploxerand.
 Serie Curicó, Fina, mixta, térmica Palexerollic Durixeroll.
 Serie Chanco, Fina, mixta, térmica Ultic Argixeroll.
 Serie Diguillín, Media, térmica Humic Haploxerand.
 Serie Huencuecho, Muy fina, mixta, térmica Abruptic Argiaquoll.
 Serie Linares, Franca gruesa, mixta, térmica Typic Xerorthent.
 Serie Maule, Franca fina, mixta, térmica Ochreptic Haploxeralf.
 Serie Mirador, Fina, mixta, térmica Ultic Palexeralf.
 Serie Panimávida, Fina, mixta, térmica Typic Xerumbrept.
 Serie Parral, Fina, mixta, térmica Aquic Haploxeralf.
 Serie Pelarco, Franca fina, mixta, térmica Typic Haploxeroll.
 Serie Piedra Blanca, Franca gruesa, mixta, térmica Fluventic Xerochrept.
 Serie Quella, Fina, smectítica, térmica Aquic Durixerert.
 Serie Romeral, Media sobre franca esquelal, térmica Humic Haploxerand.
 Serie San Javier, Franca gruesa, mixta, térmica Ultic Haploxeroll.
 Serie San Rafael, Franca fina, mixta, térmica Aquic Durixeroll.
 Serie Talca, Fina, mixta, térmica Ultic Haploxeralf.
 Serie Tregualemo, Limosa fina, mixta, térmica Andic Dystrochrept.
 Serie Trilico, Fina, mixta, térmica Typic Rhodoxeralf.

VIII Región del Bío-Bío

(Soil Survey Staff. 1996. Keys to Soil Taxonomy. USDA, Natural Resources Conservation Service, Seventh Edition. 644 p.)

Serie Antuco, Ceniza pumícea, térmica Humic Vitrixerand.
 Serie Arenales, mixta, térmica, Dystric Xeropsamment.
 Serie Arrayán, Media, térmica, Typic Melanoxerand.
 Serie Cobquecura, limosa fina, mixta, mésica Umbric Dystrochrept.
 Serie Collinco, Fina, mixta, térmica Typic Rhodoxeralf.
 Serie Collipulli, Muy fina, mixta, térmica Typic Rhodoxeralf.
 Serie Coreo, Ceniza pumícea, térmica Typic Vitrixerand.

Serie Laraquete, Mixta, isomésica Typic Udipsamment.
Serie Mayulermo, Media, térmica Humic Haploxerand.
Serie Ninhue, Franca fina, mixta, térmica Fluvaquentic Eutrochrept.
Serie Renaico, limosa gruesa, mixta, térmica Fluventic Haploxeroll.
Serie Santa Bárbara, Media, mésica Typic Haploxerand.
Serie Trupán, Media, mésica Humic Haploxerand.

IX Región de la Araucanía

(Soil Survey Staff. 1996. Keys to Soil Taxonomy. USDA, Natural Resources Conservation Service, Seventh Edition. 644 p.)

Serie Araucano, Muy fina, mixta, mésica Typic Paleudult.
Serie Carampangue, Franca gruesa, mixta, mésica Fluvaquentic Dystrochrept.
Serie Correltúe, Fina, mixta, mésica Andic Haplohumult.
Serie Cunco, Media, mésica, Acrudoxic Hapludand.
Serie Curacautín, Media, mésica Pachic Melanudand.
Serie Freire, Media, mésica Typic Placudand.
Serie Hueicoya, Fina, mixta, mésica Typic Haplohumult.
Serie Los Prados, Media, mésica Acrudoxic Melanudand.
Serie Metrenco, Fina, mixta, mésica Typic Paleudult.
Serie Mininco, Fina, mixta, mésica Typic Rhodudalf.
Serie Pemehue, Media, mésica Eutric Pachic Fulvudand.
Serie Pitrufrquén, Media, mésica Lithic Placudand.
Serie Pucón, Media, mésica Typic Hapludand.
Serie Temuco, Media, mésica Typic Hapludand.
Serie Victoria, Media, mésica Typic Durudand.
Serie Vilcún, Media, mésica Pachic Melanudand.
Serie Villarrica, Media, mésica Acrudoxic Fulvudand.

X Región de Los Lagos, provincia de Valdivia

(Soil Survey Staff. 1998. Keys to Soil Taxonomy. USDA, Natural Resources Conservation Service, Eighth Edition. 326 p.)

Serie Calafquén, Media, mésica Acrudoxic Fulvudand.
Serie Huiti, Media, mésica Acrudoxic Duraquand.
Serie Lanco, Media, mésica, delgada Typic Durudand.
Serie La Pelada, Franca fina, mésica, delgada Oxíc Dystrudept.
Serie La Unión, Fina, mixta, mésica Andic Dystrudept.
Serie Loncoche, Media, mésica Acrudoxic Hapludand.
Serie Los Lagos, Media, mésica Typic Durudand.
Serie los Ulmos, Muy fina, haloisítica, mésica Typic Paleudult.
Serie Panguipulli, Media, mésica Aquic Hapludand.
Serie Pelchuquín, Media, amórfica, mésica Eutric Fulvudand.
Serie Puerto Fonk, Media, mésica Pachic Melanudand.
Serie Río Bueno, Media, mésica Typic Durudand.
Serie Valdivia, Media, mésica Duric Hapludand.

X Región de Los Lagos, provincia de Osorno

(Soil Survey Staff. 1998. Keys to Soil Taxonomy. USDA, Natural Resources Conservation Service, Eighth Edition. 326 p.)

Serie Bahía Mansa, fina, mixta, mésica Oxíc Dystrudept.
 Serie Corte Alto, Media, mésica Typic Hapludand.
 Serie Cudico, Fina, mixta, mésica Typic Hapludult.
 Serie Frutillar, Media, mésica Typic Placaquand.
 Serie Huilma, Fina, mixta, mésica Andic Palehumult.
 Serie Huiño-Huiño, Fina, mixta, mésica Aquandic Humaquept.
 Serie Osorno, Media, mésica Typic Hapludand.
 Serie Piedras Negras, Media, mésica Acrudoxic Hydric Melanudand.
 Serie Puerto Octay, Media, mésica Typic Hapludand.
 Serie Punotro, Fina, mixta, mésica Andic Dystrudept.

X Región de Los Lagos, provincia de Llanquihue

(Soil Survey Staff. 1999. Soil Taxonomy. USDA, Natural Resources Conservation Service. Agriculture Handbook 436. Second Edition, 869 p.)

Serie Alerce, Media, amórfica, isomésica Duric Histic Placaquand.
 Serie Collihuínco, Fina, mixta, isomésica Andic Dystrudept.
 Serie Corte Alto, Media, isomésica Typic Hapludand.
 Serie Llanquihue, Media, amórfica, isomésica Hydric Endoaquand.
 Serie Maullín, Media, amórfica, isomésica Histic Endoaquand.
 Serie Mayamó, Media, isomésica Acrudoxic Durudand.
 Serie Nueva Braunau, Media, amórfica, isomésica Acrudoxic Hapludand.
 Serie Puerto Montt, Media, amórfica, isomésica Acrudoxic Durudand.
 Serie Ralún, Media pumícea, amórfica, isomésica Acrudoxic Hapludand.

X Región de Los Lagos, Isla Grande de Chiloé

(Soil Survey Staff. 1999. Soil Taxonomy. USDA, Natural Resources Conservation Service. Agriculture Handbook 436. Second Edition, 869 p.)

Serie Aitui, Media, amórfica, isomésica Hydric Fulvudand.
 Serie Calonje, Media, amórfica, isomésica, Histic Placaquand.
 Serie Coiguín, Media, amórfica, isomésica Hydric Endoaquand.
 Serie Coquiao, Media, amórfica, isomésica Hydric Fulvudand.
 Serie Chonchi, Media, amórfica, isomésica Acrudoxic Durudand.
 Serie Dalcahue, Media, amórfica, isomésica Hydric Fulvudand.
 Serie Mechaico, Media, isomésica Acrudoxic Durudand.
 Serie Mocopulli, Media, amórfica, isomésica Histic Duraquand.
 Serie Pachabrán, Media, amórfica, isomésica Histic Duraquand.
 Serie Piruquina, Media, amórfica, isomésica Acraquoxic Duraquand.
 Serie Tepuhueico, Media, amórfica, isomésica Duric Histic Placaquand.

**BASE MUNDIAL DE REFERENCIA PARA LOS RECURSOS DE SUELO
(BMR, FAO, 1998)**

**WORLD REFERENCE BASE FOR SOIL RESOURCES
(WRB, FAO, 1998)**

Se puede considerar que las primeras reuniones sostenidas en Sofía, Bulgaria en 1981 y 1982, sentaron las bases para establecer un programa internacional tendiente a la obtención de un sistema común de clasificación de suelos. De esta manera nació el “International reference base for soil classification” (IRB), cuya misión fundamental era servir de base para la revisión de la Leyenda del Mapa de Suelos del Mundo (FAO-UNESCO, 1974).

Numerosas reuniones sostuvo IRB en Hamburgo (1986), Roma (1987), Almaty (Kazakstan, 1988), Kyoto (1990). A este nivel ya se reconocían 20 agrupaciones mayores de suelos a nivel mundial. En 1988 FAO publicó la “Leyenda revisada del Mapa de Suelos del Mundo”, la cual reconocía 28 agrupaciones mayores de suelos. En la reunión de consulta de Montpellier (1992) se pudo comprobar que las veinte agrupaciones mayores de suelos de Kyoto eran demasiado amplias para poder definir los suelos en forma consistente. Además surgió el problema que FAO reconocía 28 agrupaciones para el Mapa de Suelos del Mundo, por lo tanto se estimó injustificable que se desarrollaran dos sistemas paralelamente, por lo cual se decidió que IRB adoptara la Leyenda Revisada de FAO como marco y trama de sus futuras actividades, con la intención de aplicar los principios, las definiciones y las relaciones entre los suelos provenientes de las unidades de FAO. Este nuevo esfuerzo se realizaría con el patrocinio de ISSS/FAO/ISRIC bajo el nombre de “World Reference Base for Soil Resources”.

El grupo WRB también sostuvo varias reuniones en diferentes países, hasta la publicación del último documento de FAO, 1998; que es el que se discute en este texto.

El principal objetivo de WRB es proporcionar una base científica a la Leyenda Revisada de FAO de 1988. Esto significa que existe una estrecha relación entre WRB y la Leyenda del Mapa de Suelos del Mundo, la cual frecuentemente se usa como clasificación de suelos, pero cuyo propósito original fue solamente servir como la leyenda de un mapa específico.

Los objetivos específicos del WRB son los siguientes:

- Desarrollar un sistema internacional aceptable, usando la terminología de FAO y que pueda ser correlacionado con las clasificaciones locales.
- Que posea una sólida base científica de manera que pueda servir como referencia para otras disciplinas tales como la agricultura, la geología, la hidrología y la ecología.
- Reconocer las relaciones espaciales que existen entre suelos y horizontes, tales como han sido caracterizadas en crono y toposecuencias.
- Enfatizar la caracterización morfológica en desmedro de las aproximaciones meramente analíticas de los laboratorios.

Principios de WRB

Los principios esenciales de WRB se pueden sintetizar en los siguientes puntos:

- La clasificación de suelos se basa en las propiedades de los suelos definidas en términos de horizontes diagnósticos y sus características, las cuales deberían ser, en su mayoría, mensurables en terreno.
- Los horizontes diagnósticos y sus características tienen su origen en los procesos de formación de suelos, aun cuando estos últimos no se usan como criterio de diferenciación.
- Los rasgos diagnósticos al nivel más alto de generalización, se seleccionan teniendo presente el manejo de los suelos.
- No se consideran parámetros climáticos, los cuales se utilizan con fines de interpretación, pero no deben constituir parte de las definiciones de los suelos.
- WRB permite la correlación con las clasificaciones locales, a través de dos niveles:
 1. La “Base de Referencia” que constituye el primer nivel que comprende 30 grupos de referencia de suelos; y
 2. “El sistema de clasificación WRB” que consiste en una combinación de modificadores (o calificadores) que se agregan a los grupos de referencia de suelos.
- Las unidades de WRB deben ser representativas de grandes regiones edáficas, de manera de proporcionar una visión comprehensiva de los suelos del mundo.
- La Leyenda Revisada del Mapa de Suelos del Mundo (FAO/UNESCO) constituye la base de WRB.
- La nomenclatura de los grupos de suelos, provienen de términos usados tradicionalmente o que han sido incorporados al lenguaje común.

Principios generales de la diferenciación de clases según WRB

En el nivel categórico más alto, las clases se diferencian, principalmente, por los procesos pedogénicos primarios que han generado las características de los suelos; excepto cuando se presentan materiales parentales ‘especiales’ que tienen una significación especial; y

- En los niveles categóricos más bajos, las clases se diferencian por procesos de formación de suelos secundarios que han afectado a las características primarias de los suelos. En algunos casos, se han tomado en consideración características de los suelos que tienen efecto significativo en el uso.
- Se ha reconocido que un número importante de Grupos de Referencia se presentan en diferentes condiciones climáticas, por lo tanto no se consideraron separaciones en la clasificación de los suelos debido a características climáticas.

Conceptos básicos de WRB

La cubierta suelo

Corresponde a una morfología, vertical y lateral, y su funcionamiento.

La cubierta suelo es un cuerpo natural continuo con tres dimensiones espaciales y una dimensión temporal. Sus principales rasgos son:

- Está formada por constituyentes orgánicos y minerales.
- Los constituyentes están organizados en **estructuras** específicas del medio pedogénico.
- La cubierta suelo se encuentra en evolución constante, proporcionando la cuarta dimensión, es decir el tiempo.

La estructura del suelo

La organización morfológica de la cubierta suelo se considera a diferentes escalas de observación, desde el arreglo básico de las partículas que se puede observar en el microscopio, hasta el arreglo de sistemas pedogénicos en escala del paisaje.

Organizaciones elementales: son estructuras formadas por los constituyentes y se pueden ver a ojo desnudo o con microscopio: agregados, vacíos, cutanes, nódulos, rasgos de actividad biológica. El color del material suelo ayuda a reconocer las organizaciones elementales.

Arreglos: los volúmenes pedogénicos están determinados por la presencia de varias organizaciones elementales. Ejemplos son arreglos ándico, cálcico, ferrálico, vértico, los cuales se reconocen por asociaciones específicas de color, vacíos, cutanes, nódulos, etc.

Horizontes: volumen pedogénico más o menos paralelo a la superficie de la tierra. Un horizonte se distingue por la presencia de uno o más tipos de arreglos, además de su espesor, extensión lateral y sus límites morfológicos verticales y laterales.

Sistema pedogénico: distribución espacial e interrelaciones entre horizontes a escala del paisaje. Se puede describir por el arreglo de los horizontes.

Horizontes, propiedades y materiales diagnósticos

Los horizontes, propiedades y materiales tratan de reflejar rasgos que han sido ampliamente reconocidos en los suelos y que se utilizan para describir y definir las clases de suelos.

Horizontes diagnósticos: álbico, ándico, antrácuico, antropedogénico, árgico, cálcico, cámbico, chérnico, críico, dúrico, ferrálico, férrico, fólico, frágico, flúvico, gípsico, hístico, hidrárgico, hórtico, irrágrico, melánico, mólico, nátrico, nítico, ócrico, petrocálcico, petrodúrico, petrogípsico, petroplántico, plágico, plántico, sálico, spódico, sulfúrico, takírico, térrico, úmbico, vértico, vítrico, yérmico.

Propiedades diagnósticas: cambio textural abrupto, lenguas albelúvicas, álicas, arídicas, roca dura continua, ferrálicas, géricas, gléicas, permafrost, carbonatos secundarios, estágnicas, fuertemente húmicas.

Materiales diagnósticos de suelos: antropogeomórficos, calcáricos, flúvicos, gipsíricos, orgánicos, sulfídicos, téfricos.

GRUPOS DE REFERENCIA DE SUELOS (Siguiendo la secuencia de la clave)

Histosols (HS). Poseen un horizonte hístico o fólico.

Cryosols (CR). Poseen uno o más horizontes cryicos dentro de 100 cm.

Anthrosols (AT). Poseen un horizonte hórico, irrágrico, plágico o térrico o un horizonte antrácuico.

Leptosols (LP). Tienen menos de 25 cm de profundidad o tienen menos de 10% de tierra fina.

Vertisols (VR). Poseen un horizonte vértico, 30% de arcilla dentro de 100 cm y grietas que se abren y se cierran periódicamente.

Fluvisols (FL). Poseen materiales edáficos flúvicos.

Solonchaks (SC). Poseen un horizonte sálico.

Gleysols (GL). Poseen propiedades gléicas dentro de los 50 cm.

Andosols (AN). Poseen un horizonte ándico o vítrico que comienza a los 25 cm de profundidad.

Podzols (PZ). Poseen un horizonte espódico que comienza dentro de 200 cm desde la superficie del suelo.

Plinthosols (PT). Poseen un horizonte plíntico o petroplíntico dentro de los 50 cm de la superficie del suelo.

Ferralsols (FR). Poseen un horizonte ferrálico entre los 25 y 200 cm de profundidad.

Solonetz (SN). Poseen un horizonte nátrico dentro de 100 cm.

Planosols (PL). Poseen un horizonte eluvial y un cambio textural abrupto asociado con propiedades estágnicas.

Chernozems (CH). Poseen un horizonte mólico con croma húmedo de dos o menos y concentraciones de carbonatos secundarios.

Kastanozems (KS). Poseen un horizonte mólico con croma húmedo de dos o más y concentraciones de carbonatos secundarios.

Phaeozems (PH). Poseen un horizonte mólico y una saturación de bases de más de 50%.

Gypsisols (GY). Poseen un horizonte gípsico o petrogípsico dentro de 100 cm.

Durisols (DU). Poseen un horizonte dúrico o petrodúrico dentro de 100 cm.

Calcisols (CL). Poseen un horizonte cálcico o petrocálcico dentro de 100 cm.

Albeluvisols (AB). Poseen un horizonte árgico dentro de 100 cm y lenguas albelúvicas en el horizonte árgico.

Alisols (AL). Poseen un horizonte árgico con una CIC de más de 24 cmol kg⁻¹ y propiedades álicas en la mayor parte entre 25 y 100 cm.

Nitisols (NT). Poseen un horizonte nítico dentro de los 100 cm y límites graduales o difusos entre horizontes.

Acrisols (AC). Poseen un horizonte árgico con una CIC de menos de 24 cmol kg⁻¹.

Luvisols (LV). Poseen un horizonte árgico con una CIC de más de 24 cmol kg⁻¹.

Lixisols (LX). Poseen un horizonte árgico.

Umbrisols (UM). Poseen un horizonte úmbrico.

Cambisols (CM). Poseen un horizonte cámbico.

Arenosols (AR). Poseen una textura areno francosa o más gruesa y menos de 35% de fragmentos de roca.

Regosols (RG). Otros suelos.

GRUPOS DE REFERENCIA DE SUELOS
(Acorde a su formación)

GRUPO 1. Suelos orgánicos:

HISTOSOLS

GRUPO 2. Suelos minerales cuya formación está condicionada por influencias humanas, no confinada a una región particular:

ANTHROSOLS

GRUPO 3. Suelos minerales cuya formación está condicionada por el material parental desarrollado en:

- Material volcánico: ***ANDOSOLS***
- Arenas residuales o en movimiento: ***ARENOSOLS***
- Arcillas expandibles: ***VERTISOLS***

GRUPO 4. Suelos minerales cuya formación está condicionada por topografía/fisiografía:

- En áreas bajas con topografía plana:

FLUVISOLS
GLEYSOLS

- En áreas elevadas sin topografía plana (erodables):

LEPTOSOLS
REGOSOLS

GRUPO 5. Suelos minerales cuya formación está condicionada por edad limitada, no confinada a alguna región particular:

CAMBISOLS

GRUPO 6. Suelos minerales cuya formación está condicionada por el clima (y vegetación climáticamente inducida) en regiones tropicales y subtropicales húmedas (profundos y maduros):

NITISOLS
FERRALSOLS
PLINTHOSOLS
ACRISOLS
ALISOLS

LIXISOLS

GRUPO 7. Suelos minerales cuya formación está condicionada por el clima (y vegetación climáticamente inducida) en regiones áridas y semiáridas:

SOLONETZ
SOLONCHAKS
GYPISISOLS
CALCISOLS
DURISOLS

GRUPO 8. Suelos minerales cuya formación está condicionada por el clima (y vegetación climáticamente inducida) en regiones de estepas o estepáricas:

CHERNOZEMS
KASTANOZEMS
PHAEZEMS

GRUPO 9. Suelos minerales cuya formación está condicionada por el clima (y vegetación climáticamente inducida) en regiones forestales y de praderas subhúmedas:

LUVISOLS
ALBELUVISOLS
PLANOSOLS
PODZOLS
UMBRISOLS

GRUPO 10. Suelos cuya formación está condicionada por procesos de congelamiento y descongelamiento alternados. Con permafrost dentro de 100 cm y procesos de crioturbación:

CRYOSOLS

Cuadro 1. Proposiciones de correlación entre WRB (FAO) y Soil Taxonomy (USDA)

WRB (FAO)	SOIL TAXONOMY (USDA)
HS	HISTOSOLS
PL, AB, algunos NI, LV y LX	ALFISOLS
PL, AL, AC y algunos NI	ULTISOLS
PZ	ESPODOSOLS
CH, KS y PH	MOLLISOLS
FR	OXISOLS
SC, SN, GY, DU y CL	ARIDISOLS
VR	VERTISOLS
CR	GELISOLS
AN	ANDISOLS
UM, CM y AT	INCEPTISOLS
AR, RG y FL	ENTISOLS

BIBLIOGRAFÍA

- CIREN-CHILE. 2002. Estudio agrológico, IX Región de la Araucanía. Centro de Información de Recursos Naturales. Publicación 122. 360 p.
- FAO. 1998. World Reference Base for Soil Resources (WRB). 84 World Soil Resources Report. Food and Agriculture Organization. International Society of Soil Science, International Soil Reference and Information Centre, Rome 1998. 109 p.
- FAO-UNESCO. 1974. Soil map of the world 1:5.000.000 Volume 1: Legend. Food and Agriculture Organization. & Unesco, Paris.
- GREZ, R. 1989. Procesos físico-químicos en suelos de drenaje restringido. Boletín de la Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo, 9: 64-90.
- LUZIO, W., BADILLA, I. y VERA, W. 1978. Zonificación del sistema fitoedáfico en el secano costero de la IV Región de Chile. pp: 476-495. *In*: II Simposio Nacional de la Ciencia del Suelo. Facultad de Agronomía, Universidad de Chile, Octubre. Tomo II.
- LUZIO, W., CARRASCO, A. y TORRES, T. 1987. Datos químicos de muestras de suelos de la Isla Rey Jorge, Islas Shetland del Sur. Serie Científica INACH 16: 147-261.
- LUZIO, W., CASANOVA, M., VERA, W. y NORAMBUENA, P. 2002a. Suelos hidromórficos como sustento del recurso forrajero en el altiplano chileno. Worldwide Multiconference, HIGH SUMMIT, Mendoza, Argentina. Actas del Congreso. Resumen en p. 82.
- LUZIO, W., NORAMBUENA P., CASANOVA M. y VERA, W. 2002b. Génesis y propiedades de algunos suelos del Altiplano de Chile. Revista de la Ciencia del Suelo y Nutrición Vegetal, 2(1): 35-52.
- LUZIO, W. y VERA, W. 1982. Caracterización de los suelos en ecosistemas de la I y II Región. SACOR (CORFO)-CODECIAGRO (U. DE CHILE). 126 p.
- LUZIO, W., VERA, W. y CARRASCO, A. 1992. Desarrollo de suelos en condiciones desérticas frías y medio ambiente antártico de Chile. Agricultura Técnica (Chile), 52(4): 363-366.
- LUZIO, W., SADZAWKA, A., BESOAÍN, E. y LARA, P. 2001. Inceptisols de la Cordillera de la Costa en la X Región (40°15' - 41°00') de Chile. Revista de la Ciencia del Suelo y Nutrición Vegetal, 1(2): 1-16.
- SOIL SURVEY STAFF. 1994. Keys to soil taxonomy. United State Department Agriculture, Soil Conservation Service, 6th Edition. 306 p.
- SOIL SURVEY STAFF. 1996. Keys to soil taxonomy. United State Department Agriculture, Natural Resources Conservation Service, 7th Edition. 644 p.
- SOIL SURVEY STAFF. 1998. Keys to soil taxonomy. United State Department Agriculture, Natural Resources Conservation Service, 8th Edition. 326 p.
- SOIL SURVEY STAFF. 1999. Soil taxonomy. United State Department Agriculture, Natural Resources Conservation Service. Agriculture Handbook 436. 2nd Ed., 869 p.
- VAN WAMBEKE, A. y LUZIO, W. 1982. Determinación de los regímenes de humedad y temperatura de los suelos de Chile. Agricultura Técnica (Chile), 42(2): 149-159.
- WILDING, L. 2000. Pedology. pp: E-1 – E-4. *In*: Sumner M.E. (ed.) Handbook of Soil Science. CRC Press, New York. 2.313 p.

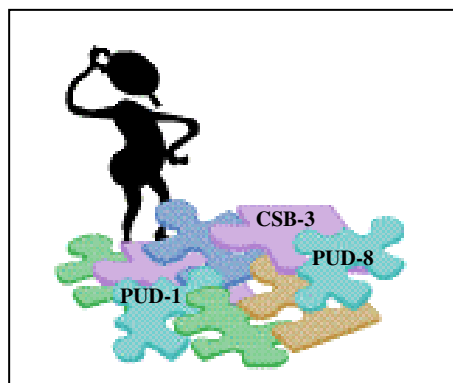
8

CARTOGRAFÍA DE SUELOS

Patricio Lara G., Centro de Información de Recursos Naturales (CIREN)

Walter Luzio L., Universidad de Chile

LARA, P. y LUZIO, W. 2006. Cartografía de suelos. pp: 318–343. *In*: Avances en el conocimiento de los suelos de Chile. (Re-edición, 2020). Luzio, W. y Casanova, M. (Eds.). Santiago, Chile



INTRODUCCIÓN

Este capítulo sobre los levantamientos agrológicos y las técnicas para realizarlos no tiene la intención de ser una publicación original. Está basada en textos clásicos, tales como el Soil Survey Manual (Soil Survey División Staff, 1993) del cual se han tomado párrafos prácticamente textuales. Algunos ejemplos se han adecuado a los nombres y localidades de Chile. En todo caso, debe considerarse como una guía de conceptos básicos complementados con otros escritos relacionados con la cartografía y la clasificación de los suelos. Por esta razón, el hacer un levantamiento de suelos requiere de un conjunto de otros conocimientos complementarios que necesariamente deben formar parte de la organización básica cuando se trata de un proyecto de Mapas de Suelos de una región.

Desde siempre el suelo ha sido considerado como el medio natural para el crecimiento de las plantas, independiente si éste tiene horizontes claramente diferenciables o nó. En tal sentido se considera que el suelo es importante debido a que sustenta una vegetación que suministra alimentos, fibras, medicamentos y además porque constituye un filtro para las aguas y puede permitir el reciclaje de desperdicios.

Se considera que el suelo es un continuum, que se encuentra como una delgada capa en la superficie de la corteza terrestre, interrumpida por la presencia de rocas desnudas, zonas de congelamiento permanente, aguas profundas o en los glaciares. Así considerado, el suelo es un cuerpo natural formado por sólidos, líquidos y gases, que ocupa un espacio en la superficie de la corteza terrestre y que posee horizontes o estratos cuyo origen se encuentra en las adiciones, sustracciones, transferencias y transformaciones que sufrió o está sufriendo el material de origen.

El límite superior del suelo es el límite con el aire, las aguas someras, las plantas vivas o el material orgánico sin descomponer. Se consideran aguas profundas las que tienen más de 2,5 m de profundidad, lo cual es demasiado profundo para el crecimiento de las plantas superiores. Los límites laterales corresponden a áreas donde el suelo gradúa hacia aguas profundas, rocas desnudas, o hielo, aun cuando estas delimitaciones pueden ser tan graduales que el límite entre “suelo” y “no suelo” no se puede determinar con claridad. El límite inferior es más difícil de definir. El suelo está constituido por horizontes, que son el producto de la alteración del material de origen, acción climática, el relieve y los organismos a través del tiempo. Corrientemente el suelo en su límite inferior gradúa hacia la roca madre o hacia materiales terrosos desprovistos de animales, raíces o actividad biológica. Sin embargo, el límite de la actividad biológica es difícil de identificar, pues normalmente es gradual o difuso.

Para la mayoría de los casos el límite inferior de los suelos se sitúa a los 2 m, independiente de las diferentes situaciones que se pueden presentar:

- La actividad biológica o los procesos pedogénicos están activos a más de 2 m.
- Los materiales paralíticos por debajo del contacto paralítico no se consideran suelo.
- Cuando hay horizontes cementados impermeables al paso de las raíces, el suelo se extiende hasta la capa cementada más profunda, pero no más allá de los 2 m.

- Sólo para cierto tipo de manejos, se deben considerar las capas más profundas de los 2 m si éstas afectan el movimiento de agua y aire.
- En los trópicos húmedos, el suelo se puede extender a más de 2 m sin que exista un cambio apreciable.
- En suelos mal drenados, los materiales reducidos (rasgos redoximórficos) pueden comenzar a los pocos centímetros bajo la superficie y pueden continuar por varios metros sin cambios de importancia.

CONCEPTOS BÁSICOS

En cartografía de suelos se clasifican las partes individuales que constituyen el continuum suelo. Las Clases están definidas de tal manera que incluyan cuerpos de suelo de naturaleza y tamaño significativo. De esta forma, las Clases son conceptos y no suelos reales; sin embargo están relacionadas con los cuerpos que las representan en la naturaleza: *el pedón* y *el polipedón*.

Pedón

El pedón constituye un concepto, que se incluye en Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999), como una unidad de muestreo dentro del suelo. Un pedón se reconoce como el tamaño mínimo que puede ser considerado como un suelo; es lo suficientemente grande para presentar el arreglo y naturaleza de los horizontes y también la variabilidad de otras propiedades.

Se extiende hacia abajo hasta el límite inferior del suelo, a través de todos los horizontes genéticos y, si estos son de escasa profundidad, hasta la parte superior del material subyacente. El pedón incluye la zona radical de la mayor parte de las plantas perennes. Para la mayoría de los reconocimientos de suelos, el límite inferior es la roca o una profundidad de 2 m, lo que sea más superficial. La superficie corresponde, más o menos a un polígono que va desde 1 m² a 10 m², dependiendo de la variabilidad del suelo.

Polipedón

Un pedón se considera demasiado pequeño para exhibir la variabilidad de rasgos extensivos, tales como pendiente y pedregosidad. De tal manera que se ha creado el concepto de polipedón que consiste en una unidad de clasificación, un cuerpo suelo, homogéneo a nivel de Serie de Suelos y lo suficientemente grande para mostrar todas las características del suelo consideradas en la descripción y clasificación.

El polipedón constituye la unión entre los cuerpos reales de suelo que ocurren en la naturaleza y las abstracciones conceptuales que constituyen las Clases Taxonómicas.

LA SERIE DE SUELOS

La Serie de Suelos constituye la categoría más homogénea del sistema taxonómico. Como Clase, una Serie de Suelos consiste en un grupo de suelos o polipedones que tienen horizontes que presentan un arreglo similar y que son iguales en sus características diferenciadoras. Los suelos de una Serie tienen un rango de propiedades relativamente estrecho.

Una Serie de Suelos se individualiza por todas las características que diferencian a las categorías superiores, además de las características que son significativas a nivel de Serie. Algunas características que se usan para diferenciar a las Series de Suelos son: tipo, profundidad y arreglo de horizontes, estructura, color, textura, reacción, consistencia, contenido de carbonatos y otras sales, contenido de humus, contenido de fragmentos de roca y composición mineralógica.

Una diferencia significativa en cualquiera de estas propiedades constituye una base para reconocer una Serie diferente. Sin embargo, raramente dos suelos difieren en sólo una de estas características, pues la mayoría de ellas están relacionadas y por lo tanto cambian en conjunto.

Nuevas Series

Algunos suelos se encuentran fuera de los límites de cualquier Serie de Suelos reconocida, debido a que tienen un conjunto único de propiedades. Estos suelos son incluidos dentro de una **Serie de Suelos potencial**, que quedará como tal hasta que sus propiedades puedan ser descritas en detalle, su extensión sea definida y se hayan resuelto todos los conflictos que pudieran existir con otras Series.

Variante

Se designa como **variante** a un suelo que tiene características fuera de los límites de cualquier Serie de Suelos reconocida y que tiene menos de 800 hectáreas. Las variantes difieren lo suficiente en una o más propiedades de la Serie de la cual toman su nombre, de tal manera que las interpretaciones para usos corrientes difieren.

Taxadjunto

Son polipedones cuyas propiedades están fuera de cualquier rango de Series reconocidas y están fuera de los límites de las Clases de categorías superiores en una o más características diferenciadoras de la Serie. Las diferencias son tan pequeñas que las interpretaciones para uso y manejo no son afectadas. Toma el nombre de una Serie establecida que sea la más similar en características. Es un adjunto a, pero no es parte de la Serie nominada. El ejemplo siguiente es típico. Una Serie de Suelos definida como miembro de una Familia térmica se la puede identificar y cartografiar en un área extensa donde los suelos tienen un régimen de temperatura térmico. Cerca del límite geográfico entre los regímenes térmico y mésico, un suelo podría ser similar en todos los aspectos con la excepción que tiene un régimen de temperatura mésico con no más de 2 ó 3 grados menos que el límite del régimen térmico. Ese suelo está fuera de los límites de variación de la Serie establecida, pero difiere sólo ligeramente en una sola propiedad. Si no se ha establecido una Serie de Suelos similar con régimen de temperatura mésico, el suelo se puede considerar como un taxadjunto. Lleva el nombre de la Serie establecida sin mencionar que se trata de un taxadjunto.

Fases

En caso que una propiedad de un taxón tenga un rango amplio para las interpretaciones, o si un rasgo externo al suelo es significativo para el uso y manejo, estos elementos constituyen las bases para el reconocimiento de Fases. Comúnmente las Fases incluyen sólo parte del rango de las características exhibidas por el taxón, pero las Fases pueden estar definidas por otros atributos tales como riesgo de heladas, naturaleza del substrato y posición fisiográfica. Estas no son características usadas para identificar un taxón, pero afectan el uso y manejo.

Una unidad cartográfica que lleva el nombre de una Fase de un taxón consiste predominantemente en la Fase de ese taxón pero además incluye otros componentes. Cuando se sobreponen los límites de una taxa sobre el patrón del suelo en la naturaleza, las áreas definidas por la clase taxonómica rara vez coinciden con el área de mapeo (Van Wambeke y Forbes, 1988).

Todas las propiedades del suelo no son necesariamente usadas como Fases. Las propiedades usadas para definir los límites entre las Clases han sido elaboradas para una conveniente descripción del suelo y, cuando sea apropiado, se podrían utilizar como Fases. Sin embargo, no siempre son útiles para todos los suelos. Las diferencias que son significativas para un tipo de suelo no lo son para cualquier otro tipo. Las Fases de un taxón deben diferir en forma significativa en comportamiento. Si la separación de las Fases no persigue algún propósito útil, ellas se deben combinar o refundir, indicando la combinación en el informe. La justificación para el establecimiento de Fases se encuentra exclusivamente en el comportamiento para el uso y manejo del suelo.

Las áreas misceláneas

Algunas áreas poseen escaso suelo o no tienen un suelo capaz de soportar vegetación, sin que se tenga que realizar una habilitación de proporciones. Un ejemplo lo constituyen los afloramientos rocosos. Estas superficies se denominan áreas misceláneas, cuyos nombres se utilizan en la misma forma en que se utilizan los nombres de los taxa de suelos para identificar las unidades cartográficas.

UNIDADES CARTOGRÁFICAS

Una unidad cartográfica es una colección de áreas definidas y denominadas igualmente en términos de los componentes de suelos o áreas misceláneas o ambas. Cada unidad cartográfica difiere en algún aspecto de todas las demás áreas de reconocimiento y en el mapa se identifica con una simbología única (Soil Survey Manual, 1993). La unidad cartográfica consiste en uno o más componentes. Un componente individual de una unidad cartográfica representa la colección de polipedones o partes de polipedones que son miembros del taxón o un tipo de áreas misceláneas.

En los mapas, los límites entre los suelos se muestran mediante líneas, las cuales separan segmentos en el mapa. Los segmentos representan cuerpos de suelos tal como se reconocen en el campo. Cada área que está completamente circunscrita en el mapa por límites de suelos se denomina **delineación de suelos** (también se conocen como polígonos). De esta manera una **unidad cartográfica** es el conjunto de todas las delineaciones de suelo que están identificadas por un símbolo único, un color, un nombre u otra representación en el mapa. Todas las delineaciones de suelos que tienen la misma identificación constituyen una unidad cartográfica.

Los mapas de suelos casi siempre contienen más de una unidad cartográfica. Estas unidades pueden ser ordenadas de diferentes maneras. Cualquier lista de unidades cartográficas se le puede llamar una **leyenda**.

Las unidades cartográficas tienen símbolos y nombres. Las reglas de nomenclatura pueden diferir de una leyenda a otra, por tal razón es importante conocer el origen de los nombres. Una fuente de nombres puede ser un sistema de clasificación de suelos.

Una delineación de una unidad cartográfica generalmente contiene el componente dominante del nombre de la unidad cartográfica, pero no siempre contiene un representante de cada clase de inclusión. Un componente dominante está representado en una delineación por parte de un polipedón, un polipedón completo o varios polipedones. Se representa parte de un polipedón cuando se utiliza el criterio de fase, tal como una pendiente y, en estas condiciones el polipedón está subdividido. Se presenta un polipedón completo cuando no se utiliza el criterio de fase y éste no requiere de subdivisión, o bien los rasgos exhibidos por los polipedones individuales no cruzan los límites de la fase. Varios polipedones podrían representarse si la unidad cartográfica consiste en dos o más componentes dominantes y su patrón es tal que, al menos, uno de los componentes no es continuo sino que se presenta como cuerpos o

polipedones aislados. De igual forma, cada inclusión en una delineación está representada por parte de un polipedón, un polipedón completo o varios polipedones.

Ciertas delineaciones de algunas unidades cartográficas podrían no contener ninguno de los componentes dominantes nombrados en la descripción de la unidad cartográfica, pero contienen suelos muy similares. En muchos reconocimientos de suelos, algunos suelos se presentan como cuerpos cartografiados pero, en total, tienen una extensión muy limitada. Estos normalmente se incluyen con otras unidades cartográficas en caso que no existan diferencias de interpretación para propósitos prácticos.

El tipo de unidad cartográfica que se usa en un reconocimiento, depende principalmente de los propósitos del reconocimiento y del patrón en que se presentan los suelos o áreas misceláneas en el paisaje. El patrón de distribución en la naturaleza está fijado y no corresponde exactamente en cada delineación a una determinada unidad cartográfica. Estos patrones se deben identificar en los reconocimientos de suelos, de tal manera que las unidades cartográficas cumplan con los objetivos del reconocimiento. Debe recordarse que las interpretaciones se hacen para áreas de la tierra y las unidades cartográficas más útiles son aquellas que agrupan similitudes.

Designación de las unidades cartográficas

Al estudiar los patrones de los suelos en los diferentes paisajes, el edafólogo debe mantener en mente que debe encontrar la mejor manera de relacionar esos patrones con las unidades cartográficas más apropiadas. Se debe determinar el tipo de unidad cartográfica, el nivel taxonómico y las Fases que se requieren para satisfacer los objetivos del reconocimiento. Cada unidad cartográfica que se identifica debe ser evaluada en dos aspectos: 1) ¿Puede ser cartografiada en forma consistente?; y 2) ¿Se necesita para cumplir los requerimientos del reconocimiento?.

Los objetivos del reconocimiento determinan el tipo de unidad cartográfica y el nivel taxonómico que se utilizará para identificar los componentes de las unidades cartográficas.

Para los reconocimientos de detalle se deben tomar ciertas decisiones:

- Criterio para reconocer las Fases de Series de Suelos.
- Cuan ampliamente o estrechamente se definirán las Fases.
- Fases similares de diferentes Series, que poseen idénticas interpretaciones, se pueden combinar.

Para reconocimientos menos detallados se deben tomar decisiones acerca de:

- Cómo se identifican las complejidades de los suelos en grandes áreas y que cumplan con los requerimientos del reconocimiento.
- Combinaciones de suelos más útiles para formar las unidades cartográficas.
- Cuál nivel taxonómico se utilizará para designar a las unidades cartográficas.
- Cuáles Fases contribuyen a mejorar la interpretación de las unidades cartográficas.

Para la designación de las unidades cartográficas se utilizan los nombres de los taxa con o sin algún término modificatorio. Por ejemplo, el nombre Bramadero, franco limosa, 5 a 8% de pendiente, indica que la Serie Bramadero (un Xerand) es la dominante en la unidad cartográfica.

En forma progresiva se han ido reconociendo o estableciendo rangos cada vez más estrechos de las propiedades de los suelos, a medida que se han ido afinando los métodos de medición de las propiedades de los suelos, que ha aumentado la experiencia de campo y que se han intensificado los requerimientos de uso y manejo de los suelos. Sin embargo, un rango estrecho de propiedades no se establece sólo porque existen los métodos que permiten hacerlo, pues el hecho de establecer muchas separaciones que pueden ser innecesarias sólo sirve para gastar mucho tiempo en dibujar las delineaciones en los mapas y hacen que el reconocimiento sea difícil de usar. Pero también, el no separar dos unidades cartográficas significativamente diferentes hacen que el reconocimiento sea menos útil. Por lo tanto, la calidad del reconocimiento estará en la habilidad para balancear todas las alternativas que se presenten.

El uso inapropiado de Fases para designar a unidades cartográficas e interpretaciones equivocadas de los procedimientos del reconocimiento, pueden dar como resultado mapas de suelos excesivamente detallados con delineaciones innecesarias o, al contrario, demasiado poco detallados para cumplir con los objetivos del reconocimiento. Se pueden crear muchos problemas si se utilizan clases preestablecidas de propiedades previamente seleccionadas (como textura superficial, profundidad, pendiente, erosión acelerada y pedregosidad) y todas sus combinaciones como criterios de Fases. De esta manera la distinción de Fases debe ser compatible con las variaciones naturales de los suelos.

Una Serie puede variar en profundidad a la roca entre 1,5 m a más de 2 m. Para algunos usos la separación a 1,5 m puede ser significativa. Si en un reconocimiento de suelos se observa que el suelo varía en profundidad a la roca desde menos de 1,75 m a ligeramente más de 1,75 m, aparentemente no se justificarían dos Fases diferentes. Las diferencias en unos pocos centímetros en la profundidad aparecen de escasa importancia, resultando en un mapa poco consistente. En este caso es mejor designar una sola Fase de profundidad a la roca.

Clases de unidades cartográficas

Una unidad cartográfica puede contener uno o varios componentes taxonómicos; puede tener suelos a los cuales se hace referencia por un nombre taxonómico o un no-suelo. Los componentes pueden diferir en el tamaño y la forma de sus áreas, en la intensidad del contraste entre ellos, en la distribución geográfica, entre otros aspectos.

Es deseable que el nombre de las unidades cartográficas utilice términos que indiquen la clasificación taxonómica de sus componentes. Así, el usuario de los inventarios de suelos recibe el máximo de la información que puede proporcionar la clasificación. De esta manera, las unidades cartográficas definidas y denominadas son agregados de taxa, cada uno de los cuales puede tener una calificación, por ejemplo, por el nombre de una Fase.

Para los reconocimientos de suelos se utilizan cuatro tipos de unidades cartográficas:

- Consociaciones.
- Complejos.
- Asociaciones.
- Grupos no diferenciados.

Consociaciones

Las áreas delineadas en una Consociación están dominadas por un solo taxón (o un área miscelánea) y suelos similares. Como norma, por lo menos la mitad de los pedones en cada delineación de una Consociación son de la misma unidad taxonómica, la cual proporciona el nombre de la unidad cartográfica.

De lo que resta de la delineación, la mayoría corresponde a unidades taxonómicas tan similares al suelo denominado (que da el nombre a la unidad cartográfica), que las interpretaciones recomendadas para el nivel categórico del taxón no se afectan de manera significativa. En una unidad cartográfica del tipo Consociación la cantidad total de inclusiones disímiles de otros componentes no excede el 15% si son limitativas, y el 25% si son no limitativas, con no más de 10% de una inclusión disímil limitativa y contrastante, como un solo componente. La cantidad de inclusiones disímiles en una delineación individual, puede ser superior a esta cifra, si no representa una ventaja el establecimiento de una nueva unidad cartográfica. El suelo, en una Consociación puede ser identificado en cualquier nivel taxonómico.

Una Consociación identificada para un área miscelánea, está dominada por el tipo de área que le da el nombre, de tal manera que las inclusiones no afectan significativamente el uso de la unidad cartográfica. Generalmente, esto significa que menos del 15% de cada delineación es suelo o menos del 25% corresponde a otros tipos de áreas misceláneas.

Complejos y Asociaciones

Los Complejos y las Asociaciones consisten en dos o más componentes disímiles que se presentan en un patrón regular conocido.

Para determinar si se usa el nombre de Complejos o Asociaciones, se sigue la siguiente regla arbitraria: *los componentes principales de un complejo no se pueden cartografiar separadamente a una escala de aproximadamente 1:24.000*. A esta escala una superficie de 0,4 cm² en el mapa representa una superficie de 2,3 hectáreas en el terreno. Los componentes identificados en una Asociación deben ser cartografiables separadamente a esa escala. En ambos casos los componentes principales son lo suficientemente diferentes en morfología o comportamiento, de tal forma que la unidad cartográfica no puede denominarse una Consociación.

En cada delineación de un Complejo, o de una Asociación, todos los componentes principales están normalmente presentes, aunque sus proporciones podrían variar considerablemente de una delineación a otra. La cantidad total de inclusiones disímiles de los componentes

principales no deben exceder el 15% si son limitativas y el 25% si son no limitativas. Una inclusión disímil, limitante y contrastante no debiera exceder el 10%.

Grupos no diferenciados

Los grupos no diferenciados consisten en dos o más taxa que no están consistentemente asociados geográficamente, pero que se incluyen en la misma unidad cartográfica debido a que el uso y el manejo es el mismo o muy similar para usos comunes. Generalmente se incluyen juntos debido a que algunas características que ellos comparten, limitan su uso y manejo, tales como pendiente excesiva, pedregosidad o inundaciones.

En los grupos no diferenciados, uno de los atributos es tan abrumadoramente limitativo que no es necesaria una subdivisión de la unidad. Por ejemplo, si dos o más suelos muy escarpados y separados geográficamente, tienen casi el mismo potencial para uso y manejo, se deberían colocar en la misma unidad cartográfica, pues no tendría una finalidad práctica cartografiarlos separadamente.

Suelos similares y suelos disímiles

Suelos similares

Los suelos similares son semejantes en la mayoría de las propiedades usadas como criterio para distinguirlos al nivel categórico del taxón que los denomina y **los niveles categóricos superiores**. Ellos comparten los límites de las propiedades de diagnóstico en las que difieren, o las diferencias son muy ligeras. Sus diferencias son escasas tanto en número como en intensidad. La mayoría de los suelos similares difieren en no más de dos o tres criterios que los diferencian. Las interpretaciones para los usos más comunes de estos suelos, considerados como un grupo, son semejantes.

Se pueden considerar los siguientes ejemplos: son suelos similares las Fases de una misma Serie que comparten los límites de la mayoría de los criterios de la Fase dentro de la variación de propiedades de una Serie. Así, las Fases de pendientes de 4 a 8% y de 8 a 12% de una misma Serie, comparten el límite de 8%. El gradiente de pendiente de cada una de estas Fases es relativamente estrecho. Las demás propiedades de los suelos son idénticas. Los dos suelos son **Fases similares** de la misma Serie de Suelos.

Suelos disímiles

Los suelos que no son similares, son disímiles; no hay clases intermedias. Las diferencias entre suelos disímiles son grandes en número o en intensidad, o en ambos. Las diferencias pueden ser en propiedades de diagnóstico de Fases, Series, Familias o taxa de categorías superiores, o en combinaciones de propiedades que son de diagnóstico a diferentes niveles categóricos.

Considerados separadamente, los suelos disímiles, normalmente ameritan predicciones diferentes acerca de sus potencialidades para usos importantes, las inversiones que necesitan para su uso efectivo, o su comportamiento bajo usos diferentes. Si de una pareja de suelos disímiles, uno cubre sólo pequeñas áreas en la unidad cartográfica dominada por el otro, las predicciones que se hagan para la unidad cartográfica no serán afectadas en forma significativa. Si esa inclusión no restringe el uso de áreas enteras o impone limitaciones en la viabilidad de las prácticas de manejo, su impacto sobre las predicciones que se hagan para la unidad cartográfica puede ser pequeño.

Si suelos disímiles ocupan superficies suficientemente grandes como para modificar el uso de la unidad cartográfica, el nombre de la unidad cartográfica tiene que permitir la identificación de esa limitación.

Puede ser que algunas diferencias entre los suelos sean lo suficientemente importantes como para mencionarlas en el nombre de la unidad cartográfica debido a que restringen en forma significativa el uso de la tierra. Por el contrario, otras diferencias podrían no tener efecto en las interpretaciones. Esta consideración constituye la base para la identificación de los conceptos siguientes.

Inclusiones no limitativas

Las inclusiones de suelos que tienen restricciones menos severas para el uso, que el suelo dominante de la unidad cartográfica, puede que no afecte la mayor parte de las predicciones de la unidad como un todo. Estas inclusiones se describen como inclusiones no limitativas.

Inclusiones limitativas

Si una inclusión tiene restricciones significativamente más severas para el uso que el suelo dominante, o afecta a los requerimientos de manejo, su presencia en una unidad cartográfica, aunque sea en pequeña proporción, puede afectar considerablemente las predicciones. Estas son las inclusiones más críticas y se les considera como inclusiones limitativas.

Inclusiones cartográficas y como minimizarlas

Prácticamente, en todas las delineaciones de una unidad cartográfica se incluyen otros individuos suelo o áreas misceláneas que no están identificadas en el nombre de la unidad cartográfica. La mayoría de esas áreas son demasiado pequeñas para ser delineadas

separadamente y su ubicación no se puede efectuar por los métodos prácticos de terreno. Algunas inclusiones cartográficas (denominadas también impurezas) se colocan, en forma deliberada en delineaciones identificadas como otra unidad cartográfica con el fin de evitar los detalles excesivos en el mapa o en la leyenda.

Las inclusiones reducen la homogeneidad de las unidades cartográficas y pueden afectar las interpretaciones. El objetivo general de un reconocimiento es definir unidades cartográficas que contengan el mínimo de inclusiones que tengan un comportamiento diferente al componente principal. El número de inclusiones refleja la pureza taxonómica de las unidades cartográficas y ese número debe estimarse a partir de observaciones realizadas durante el reconocimiento.

La importancia de las inclusiones, en términos del área que cubren y de sus propiedades contrastantes, no debe ser tal que lleguen a afectar significativamente las interpretaciones que se podrían hacer basadas en las propiedades de los suelos usados para denominar a la unidad cartográfica. Idealmente las unidades cartográficas denominadas y definidas deberían contener la menor cantidad de inclusiones permitidas por las técnicas cartográficas.

Si las delineaciones contienen más de una Clase de suelos y cada una de ellas afecta en forma diferente su uso y manejo, las unidades cartográficas se designan por los nombres de los suelos que las componen. En este caso la cantidad de inclusiones no mencionadas se reduce aumentando el número de componentes nombrados en la unidad cartográfica, sin cambiar las definiciones de los componentes mismos.

En otro caso cuando los suelos componentes tienen potencialidad de uso y requerimientos de manejo similares, la unidad cartográfica podrá ser denominada por la Clase dominante de suelo, refiriéndose al resto de los componentes en la descripción de la unidad cartográfica en el informe. De esta manera se reduce el número de suelos señalados en el nombre de la unidad cartográfica, sin disminuir, en forma significativa el contenido de información práctica.

Otra manera de disminuir las inclusiones en una unidad cartográfica consiste en elevar el nivel categórico de la unidad taxonómica, de tal forma que se abarque una mayor variedad de suelos. Sin embargo, este método no siempre tiene buenos resultados.

La decisión de establecer un nuevo taxón depende del grado de similitud con suelos ya clasificados, además de su extensión. Por estas razones, es muy importante reconocer los grados de diferencias entre suelos. Si las diferencias son pequeñas y no afectan el uso y manejo, los suelos se reconocen como **suelos similares**; y si las diferencias afectan el uso y manejo los suelos se consideran como **suelos disímiles**. Por ejemplo, para inventario específico del recurso suelo, o en una región determinada, no tiene sentido crear nuevos subgrupos con la consecuente proliferación de nuevas Familias y Series, si las bases para la diferenciación es sólo una pequeña desviación de la definición de una Clase, la cual nunca alcanza el concepto central del taxón dentro del área del estudio y además tiene una extensión geográfica limitada.

Otro caso se refiere al uso de la tierra y a la presencia de atributos que restringen el crecimiento de los cultivos. La presencia de una propiedad severamente limitante en una

porción de un grupo de suelos que pertenecen todos al mismo taxón, es una razón para distinguir esa porción como una unidad cartográfica separada. La decisión para hacerlo así dependerá del grado de similitud, basándose en la severidad de la limitación y de la posibilidad de cartografiarla como una unidad separada.

Unidades taxonómicas versus unidades cartográficas

En ciencia, algunas clasificaciones se denominan taxonomías y definen unidades taxonómicas. En los inventarios del recurso suelo las unidades taxonómicas se centran en el mismo objeto (los suelos) que las unidades cartográficas, pero cada una corresponde a conceptos diferentes, y son útiles para intereses distintos, aunque persiguen objetivos comunes.

Las **Unidades taxonómicas** o **Clases**, pueden ser y frecuentemente son creadas sin tener en cuenta la distribución geográfica de los suelos. Por ejemplo, es posible concebir una Clase que agrupa a todos los suelos que tienen colores grises en el subsuelo. Puede que no sea necesario delinear este agrupamiento en un mapa. De esta manera el clasificador ha creado un concepto abstracto que acepta como miembros a todos los suelos que tienen una propiedad seleccionada. La clase de color gris sería un *taxón* en un sistema taxonómico y como tal sería una subdivisión del ‘universo’ suelo. El nombre de la subdivisión denominaría a todos los suelos que tienen las características mencionadas en la definición. En muchas circunstancias los nombres asignados a los suelos están referidos a clasificaciones taxonómicas basadas en las propiedades de los suelos. Otro ejemplo de esto serían los “suelos rojos”.

Casi nunca es posible delinear con precisión en un mapa el área que ocupan en el campo los suelos de una determinada clase taxonómica, porque nadie realmente cartografía suelos por unidades taxonómicas. Todos los suelos están ocultos bajo la superficie, por lo tanto sólo son visibles su configuración superficial y sus propiedades superficiales, pero los límites reales de las propiedades, que sólo están presentes en el subsuelo, no se pueden identificar sobre la superficie del terreno. En la actualidad, no hay manera de dibujar un mapa de suelos como si fuera el retrato de un objeto que puede ser observado directamente. Tampoco es posible, producir una imagen fotográfica de todas las unidades taxonómicas que conforman un paisaje. Los edafólogos tienen que confiar en indicadores externos para dibujar sus líneas en un mapa, por ejemplo, la topografía, la vegetación, los colores superficiales u otras propiedades. El grado de coincidencia entre el área delimitada y las propiedades reales de los suelos dependen de la confiabilidad de los indicadores externos. El edafólogo comprueba sus suposiciones de terreno con el barreno o en calicatas, las cuales están bastante distanciadas unas de otras.

Hay otras razones para que existan discrepancias entre las unidades cartográficas y las unidades taxonómicas: algunos suelos que pertenecen a diferentes unidades taxonómicas están tan íntimamente entremezclados o bien ocupan áreas tan pequeñas que no se pueden mostrar separadamente en un mapa a una escala de carácter práctico. Cualquier delimitación simple representa un área en la cual existen suelos que pertenecen a dos o más unidades taxonómicas.

Así pues, las unidades taxonómicas y las unidades cartográficas son dos conceptos diferentes. Las unidades taxonómicas definen intervalos específicos de las propiedades de los suelos en relación con la variación total de las propiedades del suelo.

Las unidades cartográficas, y sus delineaciones individuales definen áreas en el paisaje. Los nombres taxonómicos se utilizan para identificar las propiedades más comunes dentro de los segmentos del paisaje identificados como una unidad cartográfica. Casi todas las unidades cartográficas tienen incluidas más de una unidad taxonómica.

En suma, la diferencia fundamental entre las unidades taxonómicas y las unidades cartográficas, radica en que las primeras son un concepto resultante de la subdivisión del universo suelo, mientras que las segundas resultan del agrupamiento de las delineaciones de suelos que tienen el mismo nombre, símbolo, color u otra representación.

Tipos de levantamientos de suelos y sus unidades cartográficas

Uso y características de los levantamientos de suelos

Un levantamiento de suelos es una investigación de campo acerca de los suelos de un área específica apoyada con informaciones obtenidas de otras fuentes. Se identifican los tipos de suelos en el área levantada y su extensión se muestra en un mapa; en el informe que los acompaña se describen, definen, clasifican e interpretan los suelos. Las interpretaciones predicen el comportamiento de los suelos bajo diferentes usos y la respuesta de los suelos al manejo. Las predicciones se hacen para áreas de suelos en localidades específicas. La información de suelos que se colecta en un levantamiento de suelos es útil para desarrollar planes de uso de la tierra y alternativas que involucran sistemas de manejo de suelos; además, se usa para evaluar y predecir los efectos del uso de la tierra.

En un mapa de suelos se delimitan áreas ocupadas por diferentes tipos de suelos, cada uno de los cuales tiene un conjunto particular de propiedades interrelacionadas que caracterizan el material del cual derivan, su medio ambiente y su historia.

Los levantamientos de suelos proporcionan también datos e información esencial para la compilación de mapas de suelos generalizados. Para realizar muchos levantamientos de suelos se necesita de una investigación de campo relativamente intensa y requiere mapas cuyas escalas fluctúan entre 1:12.000 a 1:24.000. Sin embargo, para determinados usos puede ser más útil un mapa de escala más pequeña con unidades definidas en forma más general. Tales usos pueden estar relacionados con planes de desarrollo en el uso de la tierra de grandes áreas. Estos mapas se pueden hacer agrupando unidades de mapas de suelos de escala grande a partir de generalizaciones de mapas detallados. Las unidades cartográficas resultantes son más útiles para los fines propuestos. Corrientemente la escala del mapa de suelo general es la misma que la del mapa de planificación del uso de la tierra.

La escala del mapa debe ser lo suficientemente grande de manera que áreas de menor tamaño se puedan delimitar en forma legible. La selección de la escala del mapa depende también de la perspectiva del usuario. Los usuarios que necesitan información precisa sobre pequeñas áreas localizan su atención en pequeños sectores del mapa y en relativamente pocas delineaciones. No desvían su atención hacia límites y símbolos de otros sectores del mapa. En consecuencia, usualmente la escala del mapa deberá ser menor, de manera que permita hacer legible la delineación de las áreas más pequeñas.

La distancia entre observaciones dependerá del detalle del estudio. Los estudios de predios normalmente se efectúan a escala 1:10.000 ó mayores, con observaciones cada 100 m o más cerca. Los estudios detallados a escala 1:20.000 ó 1:50.000 requieren de observaciones cada 200 a 400 m y se emplean en los levantamientos de superficies mayores como áreas agrícolas de provincias o regiones, donde se necesita información principalmente para planificación. Los estudios generalizados a escalas 1:250.000 ó menores, con observaciones superiores a 2.500 m, son realizados en grandes superficies con muy baja explotación. En el Cuadro 1 se proporciona una guía para las escalas de los mapas y el respectivo tamaño de sus delineaciones.

Cuadro 1. Guía para la escala de los mapas y el tamaño mínimo de la delineación

Área mínima cartografiable¹			
Escala del mapa	Pulgada por milla	Acres	Hectáreas
1:500	126,6	0,0025	0,001
1:2.000	31,7	0,040	0,016
1:5.000	12,7	0,25	0,10
1:7.920	8,00	0,62	0,25
1:10.000	6,34	1,00	0,41
1:12.000	5,28	1,43	0,57
1:15.840	4,00	2,5	1,0
1:20.000	3,17	4,0	1,6
1:24.000	2,64	5,7	2,3
1:31.680	2,00	10,0	4,1
1:62.500	1,01	39,0	15,8
1:63.360	1,00	40,0	16,2
1:100.000	0,63	100,0	40,5
1:125.000	0,51	156,0	63,0
1:250.000	0,25	623,0	252,0
1:300.000	0,21	897,0	363,0
1:500.000	0,127	2500,0	1000,0
1:750.000	0,084	5600,0	2270,0
1:1.000.000	0,063	10.000,0	4000,0
1:5.000.000	0,013	249.000,0	101.000,0
1:7.500.000	0,0084	560.000,0	227.000,0
1:15.000.000	0,0042	2.240.000,0	907.000,0
1:30.000.000	0,0021	9.000.000,0	3.650.000,0
1:88.000.000	0,0007	77.000.000,0	31.200.000,0

Fuente: Van Wambeke y Forbes, 1988.

¹) El "área mínima cartografiable" se toma como 1/4 de pulgada al cuadrado (1/16 pulgada cuadrada). Cartográficamente, esto significa la superficie más pequeña donde se puede imprimir un símbolo claramente. Se pueden delinear áreas menores y escribir el símbolo afuera, pero estas delineaciones tan pequeñas reducen drásticamente la legibilidad del mapa.

Material de base

Como mapa base se puede utilizar más de un tipo de material cartográfico. La selección de uno u otro dependerá de las ventajas relativas del material disponible para el trabajo. Estas ventajas puede ser una buena compilación de los mapas, adecuada reproducción y el trabajo de campo.

Ortofotos

Una ortofoto es una fotografía aérea de la cual se han removido prácticamente todos los desplazamientos de imágenes y los errores de escala. Una fotografía aérea se transforma en una ortofoto por una rectificación simple de los terrenos de bajo relieve o por rectificación diferencial de los terrenos de mayor relieve.

La ortofoto además de mostrar una gran cantidad de detalles, posee una escala y una posición precisas, las que no se encuentran en una fotografía aérea convencional. Las ortofotos, por lo tanto, se usan como mapas bases para levantamientos de suelos, planificación del uso de la tierra, recursos naturales y mapas topográficos. También a las ortofotos se les puede adicionar otros elementos cartográficos, tales como curvas de nivel, límites políticos, autopistas y otros.

Mosaico aerofotogramétrico

Los mosaicos aerofotogramétricos se obtienen por la unión y calce de fotografías aéreas individuales para formar una imagen continua de un área. Un **mosaico no controlado** se obtiene simplemente por la unión de fotos consecutivas sin un control geográfico del posicionamiento de los rasgos del paisaje. En un **mosaico controlado** las fotos aéreas tienen una escala muy uniforme y han sido corregidas para eliminar la inclinación y el desplazamiento. En el mosaico controlado, los rasgos del paisaje están muy próximos a sus correctas posiciones en la trama del mapa. Entre un mosaico controlado y otro no controlado existe una variedad de **mosaicos semicontrolados** que poseen diferentes grados de control geográfico.

Los mosaicos varían mucho en precisión, por lo tanto deben ser analizados cuidadosamente antes de ser usados en cartografía de suelos. Debido a que un mosaico aerofotogramétrico cubre una superficie mayor que una simple foto aérea, se requiere menor cantidad de hojas para calzar y por lo tanto hay menores posibilidades de error.

Mapas topográficos

Un mapa topográfico no es una fotografía. Representa las posiciones verticales y horizontales de rasgos físicos utilizando símbolos convencionales. La mayoría de los mapas topográficos, muestran rasgos culturales, tales como rutas, ferrocarriles, construcciones, líneas de drenaje y curvas de nivel.

Los mapas de escalas más pequeñas son útiles como base para mapas generalizados, de referencia o esquemáticos de suelos. Si se dispone de mapas topográficos de escala grande para toda el área que se va a levantar, se pueden utilizar éstos como mapas base para

levantamientos de suelos de detalle. La precisión de los mapas topográficos estándares proporciona una clara ventaja para medir distancias y direcciones, así como la presencia de rasgos del paisaje ya localizados.

Técnicas de cartografía

Ayuda a las operaciones de campo

En la mayoría de los reconocimientos de suelos se utilizan las fotografías aéreas. Con escasas excepciones, las fotografías aéreas constituyen el mejor mapa base que los edafólogos pueden tener para trabajar en el campo. Hay diferentes tipos de fotografías, blanco y negro, color e infrarroja. Su uso dependerá de los objetivos que se persigan. Para los reconocimientos de suelos las fotografías verticales son las mejores, pues proveen una visión estereoscópica, cuando se trabaja con un par estereoscópico en una línea de vuelo. La gran ventaja de las fotos aéreas la constituye la riqueza de los detalles que se muestran en la superficie del suelo. Límites de campos, árboles aislados, afloramientos rocosos, construcciones y otros ayudan y orientan al cartógrafo a colocar los límites de suelos.

También las fotos aéreas presentan algunas desventajas y limitaciones para los reconocimientos de suelos, como por ejemplo, no se muestran las elevaciones, las escalas no son uniformes, puede haber diferencias de escalas en fotos adyacentes lo que puede crear dificultades al transferir los límites de los suelos. A pesar de estas limitaciones, las ventajas de su uso exceden ampliamente estas dificultades.

Todavía no se ha explorado completamente las posibilidades que pueden ofrecer a los reconocimientos de suelos las nuevas técnicas de sensores remotos. De todas maneras el trabajo de campo no se puede eliminar pero, cuanto se puede reducir, es algo que no está claro. Los suelos se deben examinar hasta una profundidad de 2 m o hasta la roca sólida, lo cual es más de lo que pueden alcanzar la mayoría de los sensores remotos o la combinación de ellos.

Las imágenes de sensores remotos pueden ayudar a mostrar algunas claves de muchas propiedades de los suelos, que pueden ayudar a delinear los límites de los suelos evitando el excesivo barreneo. En algunas áreas se puede utilizar al radar de penetración, que tiene la ventaja de proporcionar un transecto lineal de un continuum suelo en el paisaje. Sin embargo, este método tiene una serie de limitaciones que no hacen posible su utilización en forma generalizada.

La leyenda descriptiva

La leyenda descriptiva es el documento básico de un reconocimiento de suelos y está compuesta por cuatro partes:

- Descripción y la clasificación de los suelos.
- Leyenda de identificación.
- Leyenda de símbolos especiales y convencionales.
- Leyenda y el mapa general de suelos.

Descripción y la clasificación de los suelos

La leyenda descriptiva incluye la descripción de los taxa tal como se presentan en el área de reconocimiento y las descripciones de las unidades cartográficas. Estas descripciones constituyen el documento de referencia primario para identificar el tipo de suelos y áreas misceláneas, y además proporciona la información necesaria para reconocer las unidades cartográficas en el área de reconocimiento.

Las descripciones de los suelos de la leyenda descriptiva muestran las propiedades de los pedones y polipedones, además de la extensión de los componentes de cada unidad cartográfica y sus relaciones geográficas. Las descripciones provienen de descripciones detalladas de pedones y polipedones. Cuando las descripciones de los suelos están preparadas, cada descripción de unidad cartográfica se compara con la definición estándar del suelo que le da el nombre y con la descripción de otros suelos estrechamente relacionados. La clasificación de los suelos debe ser consistente con las descripciones de los suelos en las unidades cartográficas y también con la definición estándar de la Serie u otra taxa.

La leyenda descriptiva incluye descripciones de los taxa tal como se presentan en el área reconocida y las descripciones de las unidades cartográficas delineadas en las hojas de campo. Las descripciones de los taxa y de las unidades cartográficas, incluyendo el rango de variación de las características en el área de reconocimiento, asegura que todos los cartógrafos de terreno clasifiquen y cartografien los suelos en forma consistente. Es muy importante tener un conjunto de descripciones claras, concisas y precisas.

A medida que progresa el reconocimiento del área, se pueden describir nuevos suelos que no encajan en ninguna unidad cartográfica de la leyenda. Algunos nuevos tipos de suelos se pueden acomodar mejor redefiniendo algunas unidades cartográficas ya existentes, otros suelos se pueden acomodar como inclusiones. Algunos suelos tienen una extensión tan limitada que ellos se debieran incluir en otras unidades cartográficas. Si se presentan dos o más suelos que tienen usos y manejos similares se pueden combinar mejor en una unidad cartográfica. Otros suelos que se encuentran íntimamente mezclados y no se pueden mapear separadamente se pueden cartografiar como complejos.

Leyenda de identificación

En cada delineación del mapa se coloca un símbolo que la identifica. La leyenda de identificación es una lista de estos símbolos y los nombres de las unidades cartográficas que representan. En algunas de estas leyendas los nombres de las unidades cartográficas se ordenan alfabéticamente, seguidas por sus símbolos. En otras leyendas los símbolos se ordenan alfabéticamente, seguidos por sus nombres.

Leyenda de símbolos especiales y convencionales

Los símbolos convencionales muestran en los mapas rasgos naturales y convencionales diferentes de las unidades cartográficas y sus delineaciones. Tienen por función ayudar a la ubicación de los suelos y sus delineaciones. Estos deben ser definidos en forma clara.

Leyenda y el mapa general de suelos

El mapa general de suelos ayuda a los edafólogos de terreno en la cartografía y en la organización del trabajo de terreno. A medida que se va avanzando en el conocimiento de los suelos se va afinando el borrador del mapa general de suelos que se preparó durante los estudios de campo preliminares. Se describen las propiedades, la distribución y la extensión de los suelos para cada área, además de sus aptitudes, limitaciones y potencialidades.

Técnicas avanzadas para los levantamientos de suelos

En la actualidad se están probando una serie de técnicas para mejorar la precisión de los levantamientos de suelos. Estas técnicas pueden consistir en sensores remotos, análisis de imágenes de video, gráficos computacionales, descripciones de pedones computarizadas, métodos electromagnéticos, radares de penetración o refracción sísmica. Todos ellos tienen en común el hecho de enfatizar la necesidad de obtener datos de terreno de buena calidad.

En el pasado los cartógrafos de suelos no estaban acostumbrados a coleccionar datos cuantitativos de las propiedades del suelo o de la composición de las unidades cartográficas como parte rutinaria de su trabajo de campo. Normalmente, no se precisaba ni tampoco se estimaba, la proporción que ocupaba cada suelo en cada unidad cartográfica. En la actualidad los cartógrafos de suelos deben estimar la proporción en que se encuentra cada suelo en cada unidad cartográfica a partir de los datos obtenidos en observaciones detalladas o en líneas de transectos.

Aun cuando los métodos convencionales de observaciones de suelos son efectivos, normalmente son lentos y tediosos y generan datos incompletos; ello como resultado de un número limitado de observaciones y el pequeño tamaño del área descrita. Por otra parte, la toma de muestras es lenta y muy trabajosa, especialmente en los sectores más inhóspitos, tales como suelos muy pobremente drenados, suelos densos, o suelos con muchos fragmentos de rocas. En estos casos los costos de muestreo se incrementan debido a que aumenta el tiempo

del trabajo de terreno. También los errores de muestreo pueden ser más importantes en estas áreas extremas.

Así, la eficiencia del muestreo y la cantidad y calidad de los datos se puede mejorar en muchas áreas, si se utilizaran métodos más rápidos y menos laboriosos para cuantificar la composición de las unidades cartográficas.

De los diferentes métodos que en la actualidad se están probando se describirán dos: el análisis de imágenes de video y el radar de penetración.

Análisis de imagen de video

El análisis de imagen de video (AIV) permite medir un rango más amplio de rasgos del paisaje que no se pueden evaluar con facilidad a través de la fotografía aérea convencional.

El sistema AIV está configurado como un circuito cerrado de televisión. Un procesador analógico-digital convierte las señales de TV (imagen de foto aérea) en información digital que puede ser leída por un computador. La información digital se exhibe en una malla finamente dividida y se cuantifica como celdas individuales (pixels) por un computador.

El sistema AIV se ha diseñado para procesar información sobre densidad de tonos en las fotografías aéreas, siendo capaz de identificar y procesar 256 tonos de grises. Esta cifra excede largamente la capacidad del ojo humano, el cual sólo puede distinguir 32 tonos de grises. Por lo tanto, el AIV mejora la interpretación de grupos discretos de la imagen fotográfica que, de otra forma, no son identificadas por el ojo humano, con o sin ayuda.

En la interpretación de las fotos aéreas se han utilizado dos métodos para identificar los rasgos superficiales de la tierra y medir el porcentaje del área ocupada por cada uno. El primero es el **método del polígono**, que consiste en una delineación manual de los límites de los rasgos, sobre una transparencia que se coloca sobre la fotografía aérea. Las delineaciones están basadas en el color, matiz, textura, tamaño y forma de los rasgos superficiales que aparecen en la foto. La transparencia con los datos de los polígonos se ha digitado manualmente usando el sistema AIV. Cada polígono se digita, se mide y se expresa como porcentaje de la imagen total.

El segundo método de fotointerpretación es el denominado **video de barrido**, que consiste en un barrido automático de los tonos o densidad del film, usando el procesador de imagen de video. Este método se ha usado cuando los rasgos individuales de la superficie expresan un tono o una densidad uniforme en la fotografía aérea. De esta manera los valores de densidad se correlacionan con los datos reales de la superficie y se calculan como un porcentaje de la superficie total.

Radar de penetración

El radar de penetración (RP) consiste en un sistema de radar de amplia banda, diseñado específicamente para penetrar en materiales terrosos. A partir de una antena doble se

transmiten hacia el suelo impulsos de energía de corta duración y de relativamente alta frecuencia (10 a 1.000 MHz). Cuando el impulso choca con una interfase (límite) que separa estratos de diferentes propiedades electromagnéticas, una porción del impulso de energía se refleja hacia la antena.

La unidad receptora amplifica la energía reflejada y la convierte en una onda sombreada correspondiente al rango de la frecuencia. La señal reflejada y procesada se muestra en una cinta gráfica o se almacena en una cinta magnética.

Aun cuando el RP no es igualmente eficiente en todos los suelos, los resultados preliminares demuestran que se requiere menos personal y menos tiempo para obtener más datos. Con el RP se obtiene una información continua de todo el transecto y no solamente un punto de observación como sucede con los métodos convencionales. En estudios comparativos de ambos métodos (RP y convencionales) se ha visto que el RP disminuye los costos en un 70% aproximadamente y aumenta la efectividad por hora-hombre en 210%.

Las principales limitaciones del método consisten, en primer lugar, en que no se produce igual penetración en todos los suelos. En los suelos de texturas gruesas varía entre 5 y 25 m; en los moderadamente gruesos de 2 a 5 m; en los moderadamente finos de 1 a 2 m; y en los de texturas finas desde < 0,5 a 1,5 m. En segundo lugar, los suelos que tienen elevada conductividad eléctrica disipan la energía del radar y restringen la profundidad de penetración.

Finalmente, el tipo de arcilla puede también influenciar la profundidad de penetración. Las propiedades electromagnéticas de muchos suelos están fuertemente influenciadas por la cantidad y naturaleza de los minerales de arcilla. Así, en general, las smectitas tienen mayor CIC que las kanditas; por lo tanto, la mayor disociación o intercambio de iones de las smectitas interfieren con las ondas de radar y disminuye la profundidad. En suelos ricos en montmorillonita se ha visto que no penetra más de 15 cm; en cambio, en suelos ricos en kanditas la profundidad de penetración puede llegar a los 2 m.

CARTOGRAFÍA DE SUELOS EN CHILE

Diferentes tipos de planos se han usado como base para dibujar las unidades de suelos, los de uso más corriente en nuestro país son los planos o cartas topográficas y las ortofotos (Figura 1). La carta topográfica es la cubierta topográfica oficial de Chile, construida a escala 1:50.000, que contiene líneas correspondientes a diferentes alturas del paisaje (curvas de nivel) y elementos como casas, cercos, plantaciones, caminos, etc. La ortofoto es un tipo de mapa proveniente de fotografías aéreas a las cuales se les ha corregido distorsiones, obteniéndose un plano con fondo fotográfico que permite una mejor ubicación en terreno.

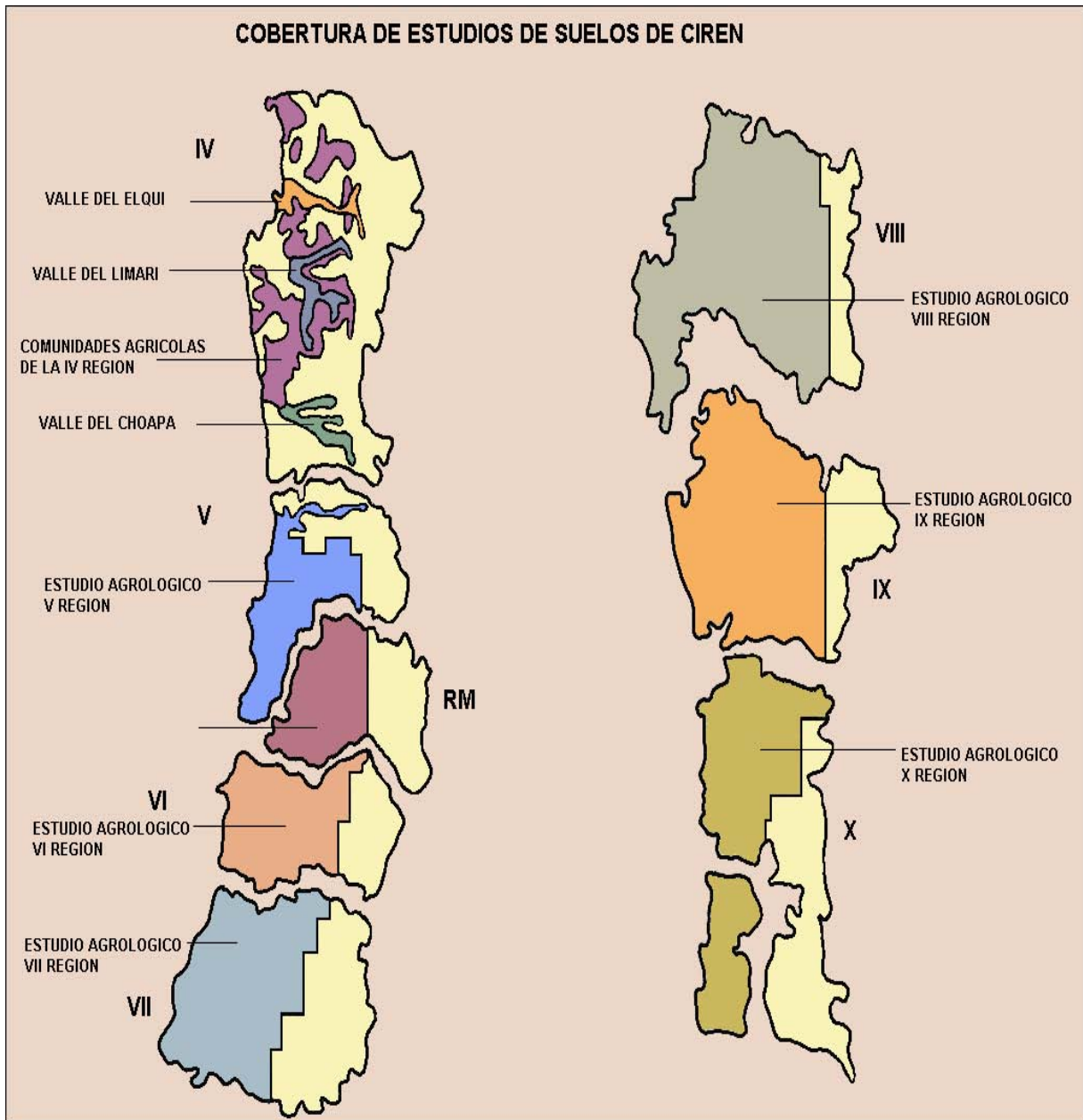


Figura 2. Estudios Agrológicos que se encuentran en CIREN.

El mapa de suelos se complementa con un informe, donde se describen las características físicas y químicas de los diferentes suelos y se incluyen las clasificaciones interpretativas, como Capacidad de Uso, Categorías de Riego, Clase de Drenaje, Erosión Actual, Aptitud Agrícola y Aptitud Frutal. En los Cuadros 1 y 2 se muestra un ejemplo de descripción de una Serie de Suelo y la Fase o Variación de la Serie con sus clasificaciones técnicas.

SERIE MAIPO: MAO**Características Físicas y Morfológicas****Profundidad (cm)**

0 - 16 (Ap)	Pardo muy oscuro (10YR 2/2); franca; no plástico y ligeramente adhesivo; duro, friable; estructura de bloques subangulares finos, débiles. Raíces finas y medias comunes. Límite lineal, claro.
16 - 33 (A ₁₂)	Pardo muy oscuro (10YR 2.5/2); franca; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; duro, friable; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas y medias abundantes, poros finos abundantes y medios comunes. Límite lineal, claro.
33 - 50 (B ₁)	Pardo muy oscuro (10YR 2.5/2 a 7.5YR 3/2); franco arcillosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; duro, friable; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas y medias abundantes; poros finos abundantes y medios comunes. Gravilla y gravas angulares. Límite lineal, claro.
50 - 74 (B ₂)	Pardo oscuro (10YR 3/3); franco arcillosa; ligeramente plástico y adhesivo; duro, friable; estructura de bloques subangulares medios, débiles. Raíces finas y medias abundantes; poros finos abundantes y medios comunes. Gravilla y gravas finas angulares, comunes. Límite lineal, claro.
74 - 120 (C ₁)	Pardo oscuro (10YR 3/3); franco arcillosa; ligeramente plástico y adhesivo; duro, friable; estructura de bloques subangulares medios, débiles. Raíces finas abundantes y algunas raíces medias; poros finos abundantes. Gravas frescas muy finas, comunes y algunas gravas meteorizadas, aisladas.

Ejemplo de unidad cartográfica y su fórmula:

MAO - 1 -----> Número identificador de la Fase o Variación
 ^----- Nombre de la Serie

El conjunto de todas las áreas de suelos que están identificadas por un símbolo único se denomina Unidad Cartográfica. En la Figura 1, por ejemplo, se muestra a varias áreas definidas con el símbolo LDC-7 que corresponden a una unidad cartográfica que caracteriza a una Fase de una Serie de Suelo.

Variaciones (FASES) de la Serie Maipo

MAO - 1	Corresponde a la Fase de textura superficial franca, profunda, plana y bien drenada. Se clasifica en:			
	Capacidad de Uso	: I	Clase de Drenaje	: 5
	Categoría de Riego	: 1	Aptitud Frutal	: A
	Erosión Actual	: 0	Aptitud Agrícola	: 1
MAO - 2	Corresponde a la Fase de textura superficial franco arenosa fina, profunda, plana y bien drenada. Se clasifica en:			
	Capacidad de Uso	: I	Clase de Drenaje	: 5
	Categoría de Riego	: 1	Aptitud Frutal	: A
	Erosión Actual	: 0	Aptitud Agrícola	: 1
MAO - 3	Corresponde a la Fase de textura superficial franca, moderadamente profunda, plana y bien drenada. Se clasifica en:			
	Capacidad de Uso	: IIs	Clase de Drenaje	: 5
	Categoría de Riego	: 1	Aptitud Frutal	: A
	Erosión Actual	: 0	Aptitud Agrícola	: 2

Criterios de Fases

Los criterios que se consideran para separar Fases de Series de Suelos deben ser diferentes de los criterios que sirven para separar Series de Suelos. La consideración principal es que las Fases se identifican debido a que existen rasgos o propiedades de los suelos que tienen influencia en el uso y manejo del suelo y que hacen aconsejable separarlos para efectos prácticos.

Los principales criterios utilizados son: profundidad de suelo, textura del horizonte superficial, relieve o topografía, pedregosidad superficial, erosión, drenaje, salinidad y sodicidad. Pueden utilizarse otros criterios si el estudio lo amerita y se presentan problemas diferentes.

Mapas interpretativos

Los Mapas Interpretativos se confeccionan en base a las clasificaciones técnicas de Capacidad de Uso, Categoría de Riego, Clase de Drenaje, Aptitud Agrícola, Unidad de Manejo, Aptitud Frutal, Clase de Erosión y cualquier otra que indique alguna cualidad de los suelos.

Capacidad de Uso de los suelos

Uno de los métodos de agrupación de los suelos es a través de su **Capacidad de Uso**, en Clases y Subclases de Capacidad de Uso, cuyo objetivo es obtener una jerarquización de los suelos relativa a su adaptabilidad para determinados usos, manejos y cultivos. Además, indica las dificultades y riesgos que se pueden presentar al usarlos. Está basada en la Capacidad de la tierra para producir, señalando las limitaciones naturales de los suelos.

Clima y suelo determinan la adaptación de cultivos a una región en particular. Sin embargo, cuando un suelo presenta limitaciones severas, aun cuando el clima sea el adecuado, la producción puede verse restringida o simplemente no ser apta si la limitación edáfica es muy severa. El suelo constituye un factor de producción decisivo para muchos cultivos como ocurre, por ejemplo, con la mayoría de los frutales.

A diferencia del clima, el suelo es un recurso que se puede modificar dentro de ciertos límites razonables, por lo tanto, se pueden introducir algunas modificaciones con el fin de adaptar en mejor forma los cultivos que por las condiciones climáticas no tendrían limitaciones. Estos aspectos se deben tener presente cuando se agrupan los suelos en Clases de Capacidad de Uso de acuerdo a sus limitaciones y sus potencialidades.

Como las características de los suelos que se toman en consideración constituyen atributos de carácter permanente, es irrelevante la época o la estación del año en que se determina la Clase de Capacidad de Uso. Algunos de estos atributos son profundidad, clase textural, pendiente, erosión, drenaje, pedregosidad, salinidad.

Las Clases de Capacidad de Uso son ocho, designándose con números romanos del I al VIII, ordenadas según sus crecientes limitaciones y riesgos en el uso.

BIBLIOGRAFÍA

SOIL SURVEY DIVISION STAFF. 1993. Soil survey manual. United State Department Agriculture, Handbook 18. Washington, DC. 437 p.

SOIL SURVEY STAFF, 1999. Soil taxonomy. A basic system of classification for making and interpreting soil surveys. 2nd Edition. United State Department Agriculture, Handbook 436, Washington DC, USA. 869 p.

VAN WAMBEKE, A. y FORBES, T. (eds.) 1988. Criterios para el uso de la Taxonomía de Suelos en la denominación de unidades cartográficas. SMSS Monografía Técnica N° 15. 67 p.

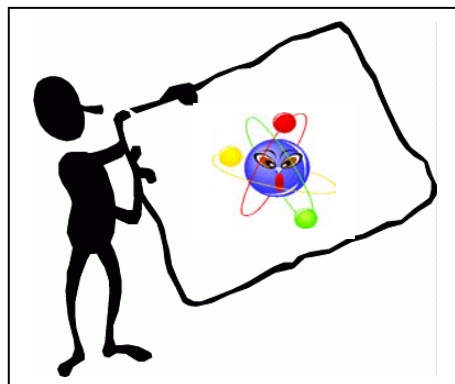
9

TÉCNICAS ISOTÓPICAS APLICADAS A LOS ESTUDIOS DE SUELO Y PLANTAS

Inés Pino N.
Ana María Parada C.
Adriana Nario M.
Ximena Videla C.

Comisión Chilena de Energía Nuclear

PINO, I., PARADA A.M., NARIO A. y VIDELA, X. 2006. Técnicas isotópicas aplicadas a los estudios de suelo y plantas. pp: 344- 396. *In: Avances en el Conocimiento de los Suelos de Chile. (Re-edición, 2020).* Luzio, W. y Casanova, M. (Eds.). Santiago, Chile.



INTRODUCCIÓN

La producción agrícola ha aumentado significativamente en los últimos 20 años, sin embargo a causa del incremento de la población mundial, no sólo será necesario aumentar la superficie de los suelos con cultivos sino que también será necesario mejorar sus rendimientos, con un criterio de sustentabilidad tanto de la producción como del medio. Cabe señalar que más de la mitad del incremento en la producción se debe al aumento en el uso de fertilizantes inorgánicos, lo cual implica una profunda intervención de los ecosistemas agropecuarios.

De los nutrientes abastecidos por los fertilizantes inorgánicos, el nitrógeno (N) es uno de los más importantes y, en algunos cultivos, el incremento de rendimiento se puede atribuir en un 75% a este nutriente. Con el fin de cubrir la futura demanda de alimentos es inevitable pensar que el uso de fertilizantes nitrogenados continuará en aumento.

Sin embargo, los fertilizantes además de su alto costo, constituyen una fuente de polución para los sistemas aéreos, acuáticos y terrestres. Se debe considerar también que el proceso industrial para la fabricación de ellos requiere de alta temperatura y presión, proveniente de la combustión de gas natural o de otras fuentes fósiles, lo cual representa un gran consumo energético.

Usualmente, entre un 30% y un 50% del fertilizante nitrogenado que se aplica, es utilizado por el cultivo, el resto se pierde por volatilización, desnitrificación o lixiviación. En países industrializados donde se aplican altas dosis de N, la contaminación de las aguas superficiales y subsuperficiales, debido a nitratos, ha causado un significativo daño a la salud de la población. Esto deriva en la necesidad de aplicar los fertilizantes inorgánicos de manera racional y eficiente, con el fin de mantener la sustentabilidad de los recursos.

Se calcula que en el año 2005 sólo un 28% de las necesidades alimentarias de la población mundial serán satisfechas a través de un incremento de la superficie agrícola. El 72% restante se deberá generar por el desarrollo de una agricultura cada vez más tecnificada e intensiva, la que en el corto y mediano plazo se deberá basar en el mejor uso de los fertilizantes y del recurso suelo en general.

Las técnicas nucleares con utilización de isótopos radiactivos o estables, constituyen una herramienta eficaz en la solución de los problemas inherentes a la explotación de los recursos agrícolas y producción de alimentos. Así es posible estudiar aspectos de la química de suelos relacionados con la nutrición de las plantas, fisiología de cultivos y uso eficiente del agua, de manera cuantitativa a la vez que permiten optimizar el uso eficiente de los fertilizantes y contribuir no solo al incremento de la producción agrícola sino también a una agricultura sostenible y en armonía con el medio ambiente.

Con la utilización de estos isótopos o trazadores es factible obtener una medida cuantitativa directa de la eficiencia de uso de fertilizantes en un cultivo en particular, la contaminación de los suelos y, la conservación de este recurso. Con toda esta información se pueden definir

mejor las prácticas de manejo más eficientes y económicas de la fertilización en el ámbito de sistemas de cultivos.

Fertilidad de suelos y nutrición mineral

Los fertilizantes constituyen elementos vitales en la producción vegetal y, en consecuencia, en la producción de alimentos. Por ello deben usarse en forma eficiente no sólo para minimizar los costos de producción de los cultivos sino también con el fin de disminuir el ingreso de componentes extraños (no naturales) a los ecosistemas y, de esta manera, conservar y preservar los recursos naturales.

En la agricultura moderna el uso de fertilizantes es esencial para maximizar el rendimiento de los cultivos, prácticamente en toda clase de suelos. Así por ejemplo, se ha estimado que alrededor de un 50% del incremento de rendimiento en cereales se puede atribuir al uso de fertilizantes.

Debido a que sólo una fracción del fertilizante aplicado al suelo es absorbida por el cultivo, resulta necesario conocer, en detalle, las diferentes prácticas de fertilización, tales como los métodos de aplicación, la época y el tipo de fertilizante. Con esta información se puede aproximar a la máxima eficiencia en la aplicación de los fertilizantes, de tal manera que resulte económica y no contaminante.

Se ha definido “el uso eficiente de fertilizantes” como el efecto relativo de la aplicación de un fertilizante para asegurar la absorción máxima de nutrientes por el cultivo. Por lo tanto, puede haber un “uso ineficiente de los fertilizantes” cuya causa puede deberse a diferentes procesos que normalmente ocurren en los suelos:

- Lixiviación.
- Escurrimiento superficial.
- Pérdidas gaseosas.
- Inmovilización en el suelo por procesos químicos o microbiológicos.

La intensidad con que se pueden presentar estos procesos va a determinar la eficiencia en el uso de los fertilizantes, la cual dependerá a su vez de la clase de suelo, de las condiciones climáticas, de las prácticas de manejo, del método y la época de aplicación y de la naturaleza del producto aplicado. Así, para ciertas condiciones dadas de suelo, clima y prácticas de manejo, el uso eficiente de los fertilizantes puede ser maximizado, disminuyendo las interacciones entre el suelo y el fertilizante. Algunas formas de cómo se logra el mejor uso de ellos son:

- Aplicación del fertilizante en el lugar donde las raíces de las plantas se encuentren más activas y por lo tanto, absorban el nutriente más fácilmente.
- Aplicación del fertilizante en la época de mayor necesidad fisiológica de la planta para él o los nutrientes involucrados en la producción del cultivo.

- Aplicación del fertilizante en la forma química más apropiada para minimizar la interacción con el suelo y así proveer una alta disponibilidad del nutriente para el cultivo.
- Establecimiento de un sistema apropiado de riego junto a otras prácticas de manejo.

La información cuantitativa y de valor práctico en relación al uso de fertilizantes, se puede obtener a través de experimentos de campo en las condiciones en las cuales se desarrolla el cultivo. Se ha comprobado, por ejemplo, que una fertilización unilateral de N exclusivamente, provoca un claro desaprovechamiento del mismo por el cultivo, quedando gran parte del N inutilizado en el suelo. Sin embargo, se observa que al mejorar la relación entre los elementos nutrientes mediante la inclusión de P y K en la fórmula de fertilización, disminuyen las cantidades de N utilizadas.

Uso de isótopos radiactivos y estables

La mayor parte de los elementos químicos tienen isótopos radiactivos los cuales difieren entre sí, en relación con el peso del núcleo (^{32}P , ^{33}P , ^{35}S , ^{14}C). Los isótopos de un elemento simple tienen, en consecuencia, las mismas propiedades químicas. Los isótopos que son radiactivos, tienen la característica de emitir radiación; por ejemplo, el fósforo radiactivo se comporta químicamente del mismo modo que el fósforo ordinario, sólo difieren en sus pesos atómicos y en la radioactividad.

Esta radioactividad se puede medir a través de detectores de radiactividad, de manera que el movimiento y localización de un compuesto fosfatado, ya sea una solución o un fertilizante marcado con este elemento, puede ser trazado y por lo tanto detectado si el fósforo radiactivo ha sido incorporado en el compuesto. La cantidad del compuesto fosfatado que ha sido absorbido desde el suelo es fácilmente detectada y medida en una planta, en sus hojas, o en el fruto junto con la distribución del compuesto dentro de la planta.

Un segundo tipo de isótopos son los isótopos estables de H, C, N, O y S los cuales ocurren naturalmente a través de la atmósfera, hidrosfera, litosfera y biosfera. Ellos son átomos del mismo elemento con una masa diferente (debido al diferente número de neutrones en el núcleo). Cada elemento tiene un isótopo liviano dominante con su peso atómico (^{12}C , ^{14}N , ^{16}O y ^1H) y uno o dos isótopos pesados (^{13}C , ^{15}N , ^{17}O , ^{18}O , ^{33}S , ^{34}S y ^2H) que se presentan en muy baja cantidad en la naturaleza. Las técnicas con estos trazadores requieren de sistemas de detección algo más elaborados. Sin embargo, los isótopos estables se usan en la misma forma que los isótopos radiactivos.

Métodos convencionales y métodos isotópicos

Para evaluar la eficiencia de las aplicaciones de diferentes fuentes fertilizantes, se pueden utilizar diferentes métodos:

Método clásico o convencional

Mide el efecto que implica aumentar la dosis de aplicación sobre el rendimiento del cultivo. Sin embargo, el rendimiento depende de varios factores, algunos controlables y otros no. Todos influirán en mayor o menor grado sobre la cantidad y calidad del producto final.

Método de las diferencias

En este método indirecto la absorción del nutriente por el cultivo en la parcela control se resta de la de los tratamientos con fertilizantes. Se supone que la absorción del nutriente de la parcela control indica la cantidad del nutriente disponible en el suelo, en tanto que la de los tratamientos fertilizados indica la cantidad del nutriente disponible tanto del suelo como del fertilizante. Este método supone además que todas las transformaciones de nutrientes, es decir, la mineralización, la inmovilización y otros procesos del suelo, son los mismos para los suelos fertilizados y los suelos no fertilizados.

Método isotópico

Constituye un método directo para medir la absorción por la planta de un nutriente proveniente de un fertilizante marcado con un isótopo. Este método que utiliza isótopos de elementos nutrientes provee una vía precisa para medir, no sólo la absorción de nutrientes por la planta, sino también cuanto del mismo nutriente utiliza la planta desde el suelo y por lo tanto, cuantifica el efecto de la fertilización y otras prácticas de manejo sobre la absorción de nutrientes.

Por esta razón, los isótopos ^{32}P y ^{15}N (isótopos radiactivos y estables, respectivamente) constituyen un medio para obtener una medida directa de cuanto fósforo o cuanto nitrógeno que utiliza la planta proviene del fertilizante y cuanto proviene del suelo. Así, la cantidad de fósforo absorbida por un cultivo desde un fertilizante fosfatado se puede medir directamente en el campo al aplicar al cultivo un fertilizante marcado con una cantidad conocida de un isótopo radiactivo tal como ^{32}P . Posteriormente se mide el fósforo total y el contenido de ^{32}P en el cultivo. De modo similar se puede medir la absorción de nitrógeno a partir de fertilizantes nitrogenados, marcando el fertilizante con el isótopo de ^{15}N .

NITRÓGENO

El Nitrógeno (N) es un nutriente muy dinámico en el suelo debido a que se encuentra sujeto a una serie de transformaciones de carácter orgánico, mineral y gaseoso en las cuales la flora microbiana del suelo tiene una activa participación.

Después del Carbono (C) y el Oxígeno (O), nutrientes que las plantas absorben directamente del agua y del aire, el N es el nutriente que más influye en el rendimiento de los cultivos, debido a que la mayor parte de los suelos agrícolas cultivados, presentan baja disponibilidad de este elemento. Así, el N es el principal nutriente que el suelo debe proporcionar a los cultivos para garantizar no solamente el crecimiento sino que además una óptima producción, a excepción de los cultivos de leguminosas que pueden fijar N desde la atmósfera. La principal fuente de N en el suelo es la materia orgánica, sin embargo la mayor parte de ese N no se encuentra en forma disponible para las plantas.

Por lo tanto, la fertilización nitrogenada mediante el uso de fertilizantes químicos o de origen orgánico, constituyen las fuentes esenciales de la nutrición mineral nitrogenada disponible fácilmente para los cultivos. Sin embargo, al mismo tiempo, se requiere que las prácticas agrícolas como la fertilización conlleve una alta eficiencia de utilización (Urquiaga y Zapata, 2000), de tal manera de evitar riesgos ambientales cuyo objetivo final es una agricultura sustentable.

Fertilizantes marcados con ^{15}N

La composición isotópica del ^{15}N en la atmósfera es de aproximadamente 0,366% del N total en la atmósfera, siendo la del ^{14}N de aproximadamente 99,634%. En consecuencia, para cada átomo de ^{15}N en la atmósfera existen $272 \pm 0,3$ átomos de ^{14}N que producen $0,366 \pm 0,0004$ átomos % de ^{15}N (Hardarson, 1990).

La relación más o menos constante de $^{14}\text{N}/^{15}\text{N}$ en la atmósfera o en sustancias naturales permite que los fertilizantes orgánicos o inorgánicos artificialmente enriquecidos o empobrecidos en ^{15}N se utilicen como trazadores en una amplia gama de investigaciones.

La cantidad de ^{15}N en una muestra se expresa como % ^{15}N de átomos en exceso con respecto a la abundancia natural de 0,366% de N atmosférico. Así en el caso de un cultivo, la absorción del fertilizante enriquecido con ^{15}N que se coloca en el suelo, dará una relación $^{14}\text{N}/^{15}\text{N}$ superior a la abundancia natural (0,366%) en la planta. Este aumento con respecto al valor de abundancia natural refleja la mayor absorción del fertilizante marcado con ^{15}N , en tanto que la disminución de átomos (%) en exceso de ^{15}N es un indicio de la magnitud en que la planta absorbió el N desde otras fuentes disponibles de N no marcadas.

En experimentos con fertilizantes marcados con ^{15}N se añade el fertilizante marcado (urea, sulfato de amonio, nitrato de sodio) al suelo y se determina la cantidad de nutriente proveniente del fertilizante que ha sido absorbida por el cultivo. Esto permite estudiar forma de aplicación, épocas de aplicación, fuentes fertilizantes, etc.

El primer parámetro isotópico que se determina es la fracción del nutriente en la planta derivado del fertilizante expresada normalmente en porcentaje (% Nddf). Para el caso del nitrógeno la relación $^{14}\text{N}/^{15}\text{N}$ total de cualquier material se expresa en abundancia de ^{15}N en átomos % o simplemente porcentaje de abundancia de ^{15}N . Esta relación se mide de manera directa a través de Espectrometría de emisión o Espectrometría de masas. Dado que el porcentaje natural de ^{15}N es de 0,366 átomos % de ^{15}N , hay que restar esta cifra (0,366) a los átomos % abundancia de ^{15}N del material fertilizante enriquecido (ej. 10% ab. natural), con el fin de obtener el % de átomos de ^{15}N en exceso ($10 - 0,366 = 9,634$).

Para calcular el % Nddf se requiere entonces determinar el porcentaje de átomos de ^{15}N en exceso en las muestras vegetales y en el fertilizante marcado. Si el porcentaje Nddf es de 50% significa que la mitad del N en la planta proviene del fertilizante. Si las únicas fuentes de N disponible para la planta fueran el N del suelo y el N del fertilizante, esto significaría que el otro 50% proviene del suelo.

Así, tanto en los experimentos de campo como de invernaderos con materiales marcados con ^{15}N (o cualquier isótopo estable) se requiere conocer los siguientes parámetros básicos:

- Rendimiento de materia seca.
- % N de total.
- % de abundancia de ^{15}N en la planta.
- % de abundancia de ^{15}N en el fertilizante.
- Fuente fertilizante y dosis de aplicación.

Principales estudios con utilización de ^{15}N

Existen muchas áreas de investigación en las cuales las técnicas que aplican ^{15}N son de utilidad y han demostrado su eficacia y eficiencia. Se enumeran algunas:

- Eficiencia de la fertilización nitrogenada en cultivos anuales.
- Enmiendas y productos microbianos para aumentar la eficiencia de la fertilización nitrogenada en cultivos agrícolas.
- Fuentes alternativas para la fertilización nitrogenada en cultivos anuales.
- Balance de N y efecto residual en sistemas de manejo.
- Pérdidas de N del sistema suelo y planta.
- Fertilización de frutales.
- Balance de N en el sistema suelo y planta.
- Eficiencia del N en sistemas de fertirrigación en cultivos y frutales.
- Parcialización del N en cultivos anuales y frutales.
- Fijación biológica del N en leguminosas arbóreas, forrajeras y de granos.
- Agroforestería.
- Mineralización, inmovilización, turnover (MIT).

Eficiencia de la fertilización nitrogenada

A causa de la crisis energética mundial de los años setenta, los precios de los fertilizantes nitrogenados aumentaron significativamente, por lo cual su uso en la agricultura disminuyó considerablemente, afectando, de esta manera, los rendimientos y la producción en general. A partir de esta crisis fue que los estudios sobre dinámica del N en el suelo y en la planta se intensificaron, con el fin de evaluar los factores y procesos relacionados con la recuperación del N-fertilizante por las plantas y mejorar la eficiencia de la fertilización nitrogenada.

La eficiencia de uso del fertilizante (EUF) expresa la proporción del N aplicado como fertilizante que fue absorbida por las plantas de un determinado cultivo. Así en la medida que esa proporción sea más alta, significará que se estará obteniendo un mejor aprovechamiento del fertilizante, lo cual repercutirá en un mayor rendimiento de los cultivos y en un menor riesgo ambiental.

Tradicionalmente, en los estudios de eficiencia de los fertilizantes nitrogenados, se consideraba solamente el N-fertilizante recuperado por la planta, el restante era considerado perdido del sistema por volatilización como amonio, desnitrificación y/o lixiviación, debido a su gran movilidad en el suelo. En este tipo de análisis se daba escasa importancia al suelo.

Sin embargo, los resultados de estudios de balance nutricional en diversos sistemas de cultivo han demostrado que gran parte del N-fertilizante, que no es absorbido por las plantas, queda en el suelo formando parte de las raíces y/o de la biomasa microbiana, con disponibilidad parcial para los cultivos siguientes en la rotación. Esto lleva a pensar que la eficiencia de la fertilización debe considerar el efecto residual, es decir, el efecto de las prácticas de fertilización deberían ser evaluadas dentro de un sistema integral de cultivos.

Se ha observado que la EUF en un ciclo de cultivo difícilmente supera el 50%, valor que podría considerarse bajo. Por esto las investigaciones continúan para determinar las mejores prácticas de manejo de la fertilización nitrogenada. Dado que las fuentes de N para las plantas pueden ser fuentes químicas o fuentes alternativas de origen diverso, se emplean diferentes metodologías de evaluación.

Evaluación directa de la EUF

El método isotópico directo consiste en la utilización de fertilizantes nitrogenados marcados durante su fabricación con el isótopo estable ^{15}N . Este método se emplea también para evaluar materiales orgánicos diversos que pueden ser marcados con ^{15}N . En general todos los compuestos nitrogenados que existen en la naturaleza presentan de manera más o menos estable un contenido de ^{15}N muy bajo (0,366 átomos % de ^{15}N) llamado abundancia natural, de tal manera que los fertilizantes marcados con este isótopo (llamados fertilizantes enriquecidos) deben presentar un contenido de ^{15}N significativamente superior, a objeto de ser detectados ya sea por espectrometría de masas o por espectrometría de emisión.

Si un fertilizante marcado con ^{15}N se aplica al suelo estará disponible para el cultivo y será absorbido por las plantas, las cuales presentarán en su N acumulado un valor en % de átomos

de ^{15}N significativamente superior a la abundancia natural de este isótopo. En la medida que el contenido de ^{15}N encontrado en las plantas sea cada vez más alto y próximo al enriquecimiento del fertilizante aplicado, éste estará siendo la principal fuente de N del cultivo indicando un manejo adecuado de la fertilización nitrogenada.

Respecto a la eficiencia de la fertilización nitrogenada por los cultivos, se utilizan dos parámetros que están muy relacionados: el N en la planta proveniente del fertilizante nitrogenado (Nddf), que es un parámetro isotópico independiente del rendimiento y altamente sensible para detectar diferencias entre tratamientos de fertilización; y la EUF que es dependiente del rendimiento y basado en balance de masas, obtenido por cálculo en cadena y por consiguiente sujeto a mayor error experimental (Pino, Peyrelongue y Buneder 1997). Al final lo que interesa es que la EUF sea máxima y para conocer eso se tiene que relacionar la cantidad de N fertilizante absorbida por las plantas con las dosis de N fertilizante aplicado. Con toda esta información se pueden definir mejor las prácticas de manejo más eficientes y económicas de la fertilización nitrogenada en el ámbito de sistemas de cultivos (FAO/IAEA, 2001).

Evaluación indirecta de la EUF

En agricultura existe una serie de fuentes no tradicionales de N tales como residuos de cosecha, estiércol, abonos verdes que se aplican a diferentes cultivos. Como estos materiales son difíciles de marcar con ^{15}N , en estos casos se emplea la técnica de dilución isotópica. Ésta consiste fundamentalmente en marcar el suelo con una solución marcada con isótopo y el empleo de la planta para medir la relación isotópica (átomos [%] en exceso de ^{15}N) del N por el suelo marcado (Hardarson, 1990).

Técnica de dilución isotópica. Esta técnica se ha empleado en estudios de cuantificación de la fijación biológica del N en leguminosas considerando que para estos cultivos la fuente más importante es el N atmosférico, es decir, una fuente no marcada.

Este método implica el crecimiento de plantas de referencia, no fijadoras y fijadoras de N. Se basa en la dilución diferencial del fertilizante marcado con ^{15}N en la planta mediante el N del suelo y el N fijado. Constituye asimismo una medición integrada de la cantidad de N fijado que acumula un cultivo durante la época de crecimiento.

Con relación a otras fuentes no marcadas de N, es necesario marcar con ^{15}N de manera uniforme el N disponible del suelo. Todos los tratamientos en estudio reciben la misma dosis y fuente con fertilizante ^{15}N , el cual se aplica en solución en pequeñas cantidades y lo suficientemente enriquecido (Hardarson, 1990; FAO-IAEA, 2001).

Técnica del Valor A. Esta técnica está basada en la siguiente consideración: si una planta dispone en el suelo de dos o más fuentes de un nutriente, la absorción de cada una de ellas será proporcional a la cantidad de nutriente disponible en cada fuente (Nario *et al.*, 2000). En la aplicación de esta técnica el tratamiento control recibe una dosis más alta de fertilizante que los demás tratamientos, para que el cultivo crezca adecuadamente. Idealmente todas las plantas deben presentar un desarrollo radical similar.

La técnica del valor A puede ser expresada como una ecuación de proporcionalidad si se consideran dos fuentes (suelo y fertilizante):

$$\frac{\text{N total en la planta}}{\text{N total en el suelo}} = \frac{\text{N – fertilizante en la planta}}{\text{N – fertilizante aplicado}} = \frac{\text{N suelo en la planta}}{\text{N disponible en el suelo}}$$

Uso de ¹⁵N en sistemas agrícolas

Sistemas de manejo

En un experimento de campo, en la IX Región de la Araucanía, se evaluó la eficiencia de la fertilización nitrogenada en una rotación de trigo-lupino-trigo, con dos sistemas de labranza, en un suelo Serie Araucano (Typic Paleudult), cero labranza con quema de residuos (CL+Q) y cero labranza sin quema de residuos (CL-Q). Se puede apreciar el Nddf en el grano y residuo para el trigo en las temporadas 97-98 y 99-00. En el cultivo de lupino la mayor parte del N proviene de la fijación atmosférica (Figura 1). Se puede apreciar que en el sistema de manejo CL+Q, gran parte del N es exportado por el grano y el resto se pierde por la quema del residuo. Además, se pudo apreciar la importancia que juegan las leguminosas, como el lupino en una rotación (Mera *et al.*, 1999; Pino *et al.*, 2002; Pino *et al.*, 2002; Rouanet *et al.*, 1999a; Rouanet *et al.*, 1999b; Rouanet *et al.*, 2001).

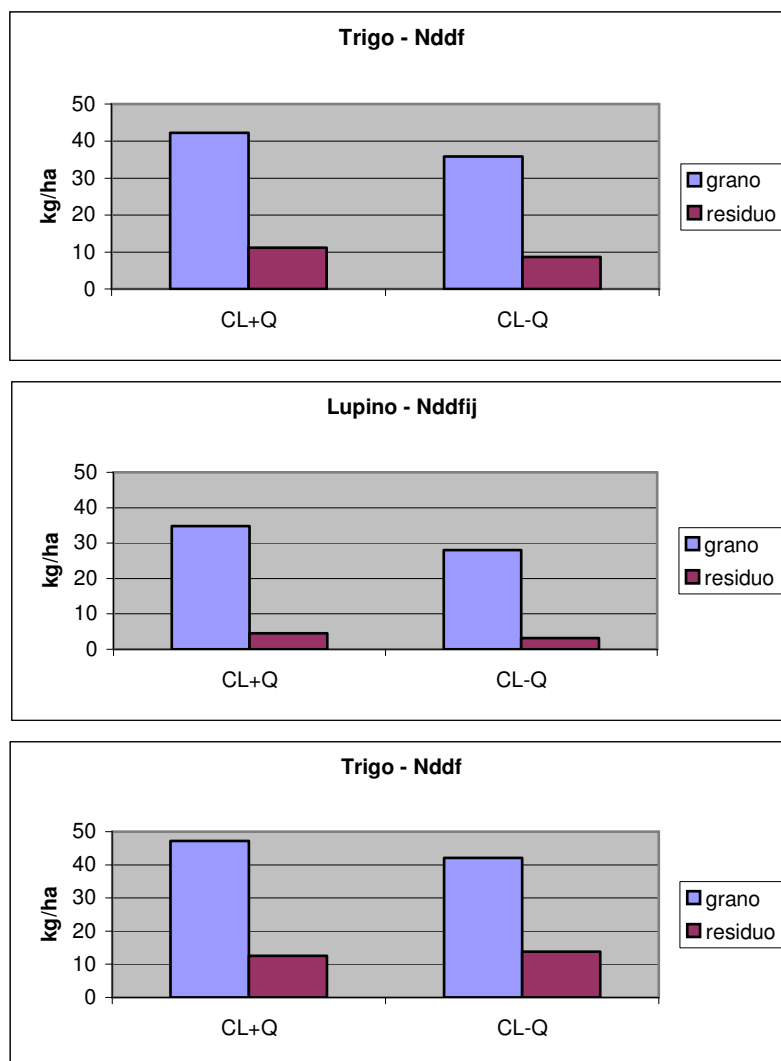


Figura 1. Nitrógeno en la planta derivado del fertilizante (Nddf) y de la fijación (Nddfij) en una rotación trigo-lupino-trigo.

Balance de N en dos sistemas de manejo

En estudios realizados en la IX Región de la Araucanía (Nario *et al.*, 2001b y 2001c) con dos sistemas de manejo, cero labranza con quema de residuos y cero labranza sin quema de residuos, en una rotación trigo-lupino-trigo, se demostró que parte del N aplicado queda en el suelo como N residual, el que puede ser utilizado por el cultivo que sigue en la rotación (Pino *et al.*, 2002; Pino *et al.*, 2002). Las pérdidas de N que se detectaron se atribuyeron a desnitrificación y/o volatilización (Cuadro 1).

Cuadro 1. Destino del ^{15}N fertilizante en una rotación trigo-lupino-trigo en dos sistemas de manejo en un Ultisols (Typic Hapludult). Nueva Imperial, Chile

	CL-Q	CL+Q
Primer cultivo: Trigo 1997		
N fert. aplic. primer año (kg ha^{-1})	150 ¹	150 ¹
Rendimiento de grano (kg ha^{-1}) ²	7028	7556
N total (Nddf+Ndds) en trigo (kg ha^{-1})	103	121
N-fert. en trigo (kg ha^{-1})	44,5	53,4
N-fert. en el grano (kg ha^{-1})	35,8	42,2
N-fert. en la paja (kg ha^{-1})	8,7	11,2
N-fert. residual en el suelo (kg ha^{-1})	93,9	98,5
N-fert. perdido (kg ha^{-1})	11,6	-1,9
Segundo cultivo: Lupino 1998		
Rendimiento de grano (kg ha^{-1}) ²	930	1200
N total en lupino (kg ha^{-1})	0,96	0,96
N-fert. en el grano (kg ha^{-1})	0,75	0,79
N-fert. en la paja (kg ha^{-1})	0,21	0,17
Tercer cultivo: Trigo 1999		
Rendimiento de grano (kg ha^{-1}) ²	6063	7325
N-fert. en trigo (kg ha^{-1})	2,1	1,64
N-fert. en el grano (kg ha^{-1})	1,6	1,26
N-fert. en la paja (kg ha^{-1})	0,5	0,38
N fert. residual en el tercer año en trigo		
N-fert. en cultivo de trigo (kg ha^{-1})	38,7	44,3
N-fert. residual en el suelo (kg ha^{-1})	42,7	47,5
N total recuperado (kg ha^{-1})	81,4	91,8
N-fert. no recuperado (kg ha^{-1})	68,7	58,2
N-fert. perdido por quema		11,8
N fert. perdido (denitrif. volatil. lixiv.)	68,7	46,4

¹) ^{15}N como Urea

²) MS, 0% HBPS

Con relación al balance total de N en el sistema (Cuadro 2), fue posible apreciar que para el sistema cero labranza sin quema de residuos el balance fue positivo a diferencia del sistema de cero labranza con quema de residuos en que el balance fue negativo (Pino *et al.*, 2002).

Cuadro 2. Balance de N en rotación de trigo-lupino-trigo en dos sistemas de manejo en un Ultisols (Typic Hapludult). Nueva Imperial, Chile

		CL-Q	CL+Q
N-fert. apl. 3 años (kg ha ⁻¹)		310	310
N-FBN (kg ha ⁻¹)		53	67
IMPORTADO	Total	363	377
N-fert. en el grano (kg ha ⁻¹)		215	252
N-fert. en la paja (kg ha ⁻¹)			83,7
N-fert. residual en el suelo (kg ha ⁻¹)		121	103
EXPORTADO	Total	336	439
N balance (kg ha⁻¹)		27	-61,6

Balance de nitrógeno en árboles frutales

Estos estudios son de gran importancia para determinar la eficiencia de la fertilización nitrogenada y minimizar la polución de nitratos y las pérdidas gaseosas de N.

En árboles frutales el N anual acumulado es difícil de determinar, puesto que parte del N absorbido durante el año es almacenado en las raíces, troncos y ramas, para ser usados en los años siguientes. Algo del N proveniente de hojas senescentes es absorbido por el árbol después de la abscisión de la hoja. Esta situación es aún más compleja en árboles jóvenes como sucede en los citrus, en los cuales los métodos convencionales para hacer balance de N no han tenido éxito.

De esta manera la utilización de ¹⁵N conduce a obtener información sobre la:

- Distribución del fertilizante nitrogenado en los diferentes órganos del árbol.
- Fracción del fertilizante nitrogenado que fue retenido en el suelo.
- Eficiencia de la fertilización nitrogenada durante un año de producción.

Estudios realizados en durazneros, para evaluar el efecto de época y método de parcialización del fertilizante nitrogenado, marcado con ¹⁵N permitieron conocer y cuantificar la distribución del nitrógeno en las diferentes partes del árbol, al mismo tiempo que se evaluó la absorción y recuperación del fertilizante nitrogenado (Cuadro 3). La sola aplicación de 100 kg N ha⁻¹ tarde en el verano (aplicaciones de post cosecha) y los 100 kg de N ha⁻¹ en dos aplicaciones (tarde en el verano y en primavera), fueron igualmente eficientes en términos de N total y absorción de fertilizante nitrogenado. Se encontró que la aplicación tardía en verano (Nario *et al.*, 2003) fue estadísticamente superior a la aplicación en primavera (cuadros 4 y 5). Debido a que los valores del fertilizante nitrogenado recuperado fueron bajos, se presumió un riesgo potencial

de polución hacia las fuentes de aguas subterráneas. Por esta razón se recomendó la aplicación parcializada, de preferencia, junto a un mejor manejo del agua de riego.

Cuadro 3. Tratamientos aplicados en durazneros

Tratamientos	Época y dosis de fertilizante (kg N ha ⁻¹)	
	Verano	Primavera
T 1 a	50a	50b
T 1 b	50b	50a
T 2	100a	-
T 3	-	100a

(a) Sulfato de Amonio marcado con 10 at. % ¹⁵N exc.

(b) Sulfato de Amonio no marcado (0,36 at. % ¹⁵N abundancia).

Cuadro 4. Efecto de época de aplicación (con interacción) en la recuperación del fertilizante nitrogenado (%)

Tratamiento	Dosis N	1ª Estación de crecimiento	2ª Estación de crecimiento	Total 1ª + 2ª
1 a + b	50 ¹ + 50 ¹	11,42	6,20	17,61
2	100 ¹	12,72	6,10	18,82
3	100 ¹	8,28	3,72	12,00
LSD (0,05)		2,74	1,24	3,52

¹) kg N ha⁻¹ como Sulfato de Amonio marcado con 10% ¹⁵N at. exc.

Cuadro 5. Efecto de época de aplicación (sin interacción) en la recuperación del fertilizante nitrogenado (%)

Tratamiento	Dosis N Verano - Primavera	1ª Estación de crecimiento	2ª Estación de crecimiento	Total 1ª + 2ª
1 a	50 ¹ + 50	13,00	6,50	19,50
1 b	50 + 50 ¹	9,80	5,90	15,70
LSD (0,05)		2,27	1,05	1,21

¹) kg N ha⁻¹ como Sulfato de Amonio marcado con 10% ¹⁵N at. exc.

Otros estudios realizados en vides, var. Red Globe, tuvieron como objetivo evaluar dos épocas de aplicación de fertilizante nitrogenado (Nario *et al.*, 2001a), para medir la respuesta a la absorción de ¹⁵N (T1) comparada con las injertadas sobre cuatro porta injerto como 1613 (T2), Saint George (T3), Moscatel (T4) y Harmony (T5). Este estudio se llevó a cabo durante la temporada 1998-1999.

En la Figura 2, se presentan algunos de los resultados obtenidos. La época de aplicación de fertilizante comercial y la respuesta de absorción de N es diferente dependiendo del porta injerto utilizado. Así, se detectó que el porta injerto Saint George, presentó mayor absorción

de N-fertilizante. Además, se observó que en una aplicación mas tardía disminuye la cantidad de Nddf, destacándose la vid injertada sobre el patrón 1613, como la que presenta los menores valores de absorción comparado a la aplicación temprana. El tratamiento testigo no presentó mayores respuestas con ambas fechas de aplicación.

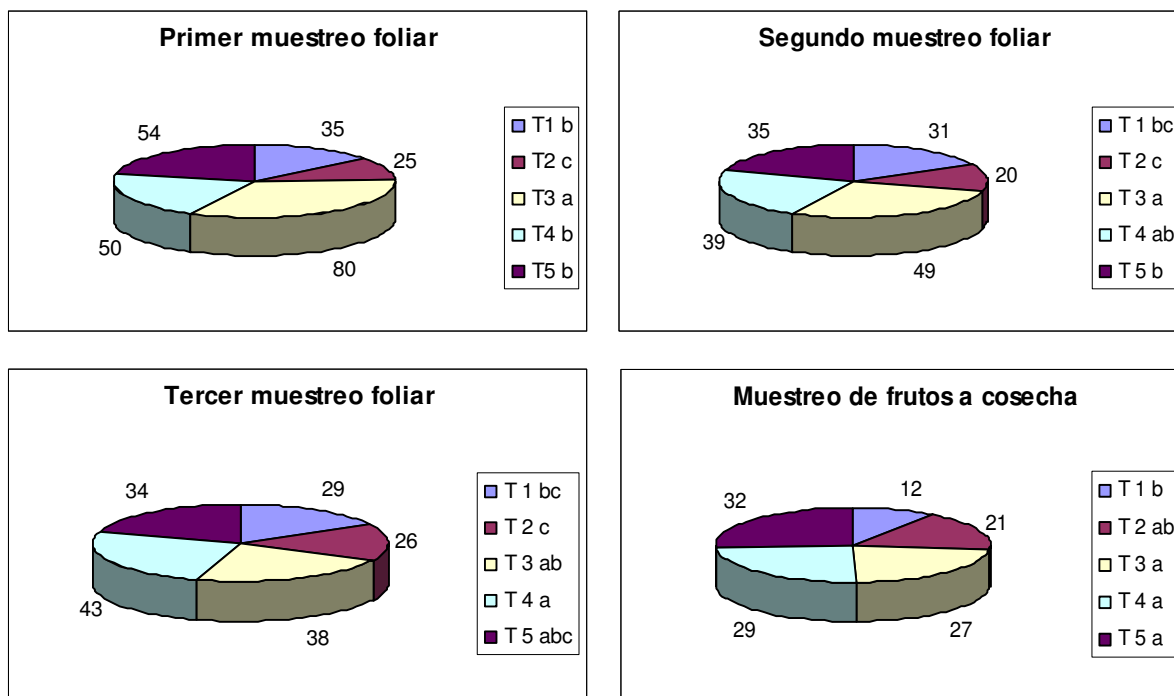


Figura 2. Nitrógeno derivado del fertilizante ($\text{mg } 100 \text{ g MS}^{-1}$), para los cinco tratamientos, después de la última fertilización (septiembre).

Fijación biológica del nitrógeno

Una de las características esenciales de las leguminosas es su capacidad para fijar N atmosférico en simbiosis con bacterias del género *Rhizobium*. Por lo tanto, las leguminosas que presentan una efectiva fijación biológica de N pueden crecer con la aplicación de una menor cantidad de N. De esta manera, los cultivos de leguminosas son particularmente importantes en los países donde el costo de los fertilizantes nitrogenados es alto y/o su disponibilidad es limitada.

Para asegurar un manejo apropiado y aprovechar plenamente los beneficios de esta asociación planta-microorganismo, es preciso calcular la cantidad de N fijado bajo diferentes condiciones de campo. En base a lo anterior, se pueden alterar diferentes factores con el fin de incrementar la cantidad y proporción de N que la planta leguminosa obtiene desde la atmósfera. En cualquier programa cuyo propósito sea aumentar la fijación simbiótica de N_2 , se debe considerar un método apropiado para medir con exactitud la cantidad de N fijado.

La relevancia de este fenómeno va mas allá de constituir un método excelente de estudio de la relación planta-microorganismo, ya que es de gran importancia no sólo desde un punto de vista ecológico y agronómico sino que también desde un punto de vista económico,

especialmente para los países donde el costo de los fertilizantes es muy alto y/o su disponibilidad es limitada.

Existen varios métodos disponibles, todos los cuales tienen algunas ventajas y desventajas. El método más adecuado depende en gran medida del objetivo del experimento. Los métodos para estimar la fijación de N₂ han sido descritos y discutidos en varias publicaciones (Bergersen, 1980; Hardarson, 1990; Peoples *et al.*, 1989), por lo que sólo se describen brevemente algunos y se mencionan otras publicaciones donde se presentan en forma más detallada.

Métodos para medir fijación de nitrógeno

Método de la producción de materia seca

Si el N es el principal factor limitante para el crecimiento, la producción de materia seca (MS) de la planta leguminosa se puede correlacionar positivamente con la cantidad de N proveniente de la fijación. Este método es usado a menudo para evaluar una gran cantidad de cepas de *Rhizobium* y líneas de la planta huésped. Este tiene la ventaja de ser simple y de bajo costo y no es destructivo si sólo se registra el peso fresco y las plantas son sembradas para la producción de semilla.

Método de la diferencia de nitrógeno total

Este método se relaciona con el descrito previamente, mediante la cuantificación adicional del porcentaje de N en las plantas fijadoras y las no fijadoras del cultivo de referencia. Aunque la necesidad del análisis de N por Kjeldahl de las muestras hace que este método tome más tiempo, éste provee más información sobre la cantidad de N fijado. Recientemente, métodos de reflectancia infrarroja calibrados con el N medido por Kjeldahl han sido usados para determinar el N de las plantas, resultando en considerable ahorro de tiempo y con exactitud similar.

La principal desventaja de este método consiste en que las leguminosas y los cultivos de referencia deben absorber cantidades similares de nitrógeno del suelo. Cuando esto no es el caso, pueden obtenerse estimaciones erróneas de la fijación de N₂. Más información sobre este método se puede obtener en Peoples *et al.* (1989).

Observación de nódulos

Se ha observado corrientemente que el número y peso de los nódulos se correlacionan positivamente con la cantidad de N₂ fijado, tales medidas (o anotación visual) pueden ser útiles cuando se tiene que evaluar un gran número de cepas de *Rhizobium* y germoplasma de plantas. Las observaciones de nódulos cuando se realizan en conjunto con otras medidas son especialmente útiles para interpretación de datos.

Actividad de reducción de acetileno

El principio de esta técnica se basa en que los microorganismos que reducen el N molecular a través de la enzima nitrogenasa, también pueden reducir al compuesto análogo acetileno. De acuerdo con este método, las raíces noduladas se incuban en acetileno y el etileno producido después de un tiempo específico, es medido por cromatografía de gases. Aunque se trata de una técnica económica y simple de realizar, sólo proporciona mediciones puntuales del proceso y no es conveniente calcular la fijación de N₂ a partir de ella debido a que los factores de calibración varían con los diferentes sistemas fijadores, con el tiempo e incluso con la temperatura a la cual se realiza la cuantificación.

Pueden también surgir errores debido a la reducción inducida por el acetileno en la actividad de la nitrogenasa durante el ensayo. Información adicional sobre este método se puede obtener de Bergersen (1980).

Metodología con ¹⁵N

Uso de gas ¹⁵N₂

El uso inicial de ¹⁵N₂ para estudiar la fijación de N₂ fue efectuado por Burris y Miller (1941). En este método, el sistema fijador de N₂ se incubaba en gas enriquecido con ¹⁵N. Esta da evidencia directa de la fijación de N₂ dado que la concentración de ¹⁵N en las plantas expuestas al ¹⁵N₂ es mayor que la abundancia natural de 0,3663% si ha ocurrido fijación.

La cantidad de ¹⁵N que es detectada en la planta otorga una estimación de la proporción de N en la planta derivado de la atmósfera durante el tiempo de incubación. Sin embargo, el medio ambiente dentro de la cámara es diferente del que ocurre en condiciones de campo, y las plantas no pueden ser confinadas en estas cámaras por períodos prolongados.

Resultados obtenidos de tales estudios tienden a ser instantáneos y sujetos a los errores asociados con la extrapolación de datos de estudios de corto plazo a una estación completa de crecimiento, la cual involucra variaciones diarias, diurnas y estacionales.

Uso de fertilizantes o substratos enriquecidos con ¹⁵N

Método de dilución isotópica. Este método involucra el crecimiento de plantas fijadoras de N₂ y plantas de referencia no fijadoras en suelos tratados con fertilizantes orgánicos o inorgánicos enriquecidos con ¹⁵N. El uso de fertilizantes marcados con ¹⁵N da una medida cuantitativa total de la cantidad de N fijado y acumulado por el cultivo durante el ciclo de crecimiento. Hay dos variaciones principales de este método isotópico: el método de dilución isotópica y el método del valor A.

En el **método de dilución isotópica**, tanto las plantas fijadoras como las plantas de referencia no fijadoras se cultivan en el suelo al cual se ha aplicado la misma cantidad de fertilizante enriquecido con ¹⁵N. En la ausencia de cualquier otro aporte de N que el del suelo y el

fertilizante marcado con ^{15}N , ambas plantas debieran poseer la misma relación de $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$, dado que están absorbiendo N de composición $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ similar, pero no necesariamente la misma cantidad total de N. Sin embargo, en presencia de N_2 , la planta fijadora presenta una relación $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ aún más baja debido a la incorporación de N del aire no marcado, mientras que esto no ocurre en la planta de referencia.

Los parámetros %NddsCF y %NddsCNF corresponden a los porcentajes de N derivado del suelo en un cultivo fijador y en un cultivo no fijador, respectivamente. En el método de dilución isotópica de ^{15}N , sólo se asume que ambos cultivos, el fijador y el no fijador absorben el N del suelo y del fertilizante en la misma proporción. Para que esto se cumpla, la distribución del fertilizante debe ser homogénea, o los cultivos de la leguminosa y el de referencia deben tener un sistema radical similar y perfiles de absorción de nutrimentos similares a través del tiempo, y el enriquecimiento del sustrato debe mantenerse constante en el tiempo o los cultivos de leguminosa y de referencia deben tener patrones similares de absorción de N.

El método de dilución isotópica de ^{15}N se ha usado ampliamente en estudios tanto en invernadero como en campo. En cada caso, normalmente al momento de la siembra se aplican tanto al cultivo fijador como al cultivo de referencia no fijador, cantidades y enriquecimientos iguales de fertilizante marcado con ^{15}N . El porcentaje y cantidad de N derivado de la atmósfera se evalúa al momento de la madurez fisiológica antes del envejecimiento de las hojas del cultivo de la leguminosa.

En el **método del valor A** se aplican diferentes cantidades de fertilizante nitrogenado a las plantas fijadoras y no fijadoras. Es necesario aplicar una dosis más alta al cultivo de referencia no fijador para promover un crecimiento adecuado, especialmente en suelos de baja fertilidad. Sin embargo, al incrementar los niveles de N inorgánico se puede disminuir la fijación de N. Por esta razón resulta práctico aplicar una dosis razonable de fertilizante marcado con ^{15}N (40 Kg N ha $^{-1}$) al cultivo de referencia, mientras que el cultivo fijador recibe una baja cantidad (5-10 Kg N ha $^{-1}$) (Hardarson, 1990; Barrientos *et al.*, 1999; Barrientos, Pino y Mendez, 1995; Barrientos, Montenegro y Pino, 2002).

Método de la abundancia natural

Como resultado de los efectos de discriminación isotópica que ocurren durante la formación del suelo, muchos suelos presentan una abundancia de ^{15}N ligeramente superior al de la atmósfera. Debido a esta diferencia en el contenido de ^{15}N entre el N del suelo y el atmosférico, se ha establecido que las plantas fijadoras de N tienen un enriquecimiento más bajo de ^{15}N que las no fijadoras; por lo tanto, este criterio ha sido usado para medir la fijación biológica del N (Bergersen, 1980; Peoples *et al.*, 1989).

Uso de ^{15}N en fijación biológica de nitrógeno

En la Figura 3 se muestra el Ndds, Ndda (N en la planta proveniente de la atmósfera) y Nddf en dos variedades de lupino. Barrientos, Montenegro y Pino (2002) determinaron que *Lupinus albus* fijaba mayores cantidades de N de la atmósfera comparado con *Lupinus angustifolius*. Sin embargo, a los 160 días después de la siembra los valores eran similares.

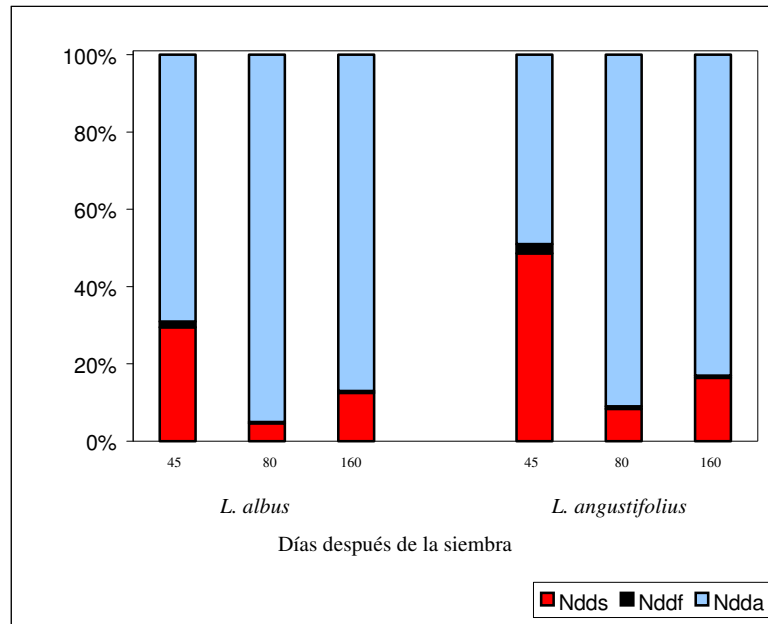


Figura 3. Nitrógeno en la planta derivado del fertilizante, del suelo y del N atmosférico.

Campillo *et al.* (2003) estudiaron la contribución de la fijación biológica de N (FBN), mediante el valor A, en cuatro leguminosas forrajeras, en un Typic Fulvudand de la X Región de Los Lagos. Las forrajeras utilizadas fueron trébol blanco, trébol rosado, trébol subterráneo y alfalfa, con y sin inoculante. Como plantas de referencia se emplearon tres gramíneas: avena, ballica perenne y festuca. Se utilizaron dosis de 10 kg de N ha⁻¹ como sulfato de amonio (10% at. exc. ^{15}N) para las leguminosas y de 30 kg ha⁻¹ como sulfato de amonio (5% at exc. ^{15}N) para las gramíneas. Se encontró una FBN similar para los cultivos de referencia.

La capacidad de FBN fue de un 90% para las leguminosas. En otro estudio se compararon las metodologías de dilución isotópica y el valor A para estimar la contribución de la FBN en trébol blanco establecido sólo y en mezcla con ballica. No se encontraron diferencias significativas para el índice FBN, tanto para el trébol blanco establecido sólo (método valor A), como para la mezcla (método de dilución isotópica).

Con respecto al %N se observó una gran similitud en ambos métodos. Se pudo deducir que ambas metodologías de marcación con ^{15}N , son válidas para estimar la FBN del trébol blanco, en condiciones de campo (Campillo, Urquiaga y Pino, 2002).

Dinámica de la mineralización e inmovilización del nitrógeno

En el manejo de la nutrición vegetal, en sistemas de producción, se han utilizado los conceptos de la necesidad de la planta para la obtención de rendimientos máximos en conjunto con el balance del N mineral agregado al suelo y del N presente en el suelo, más aquél provisto por la mineralización de la materia orgánica (Delphin, 2000). Sin embargo, el destino que el N-fertilizante experimenta en el sistema suelo-planta y el concepto de residualidad del mismo, a través de los procesos de Mineralización-Inmovilización del N del suelo, no ha sido utilizado ampliamente debido a la falta de estudios con metodologías adecuadas (Carpenter-Boggs *et al.*, 2000). La descomposición de la materia orgánica en el suelo, y la mineralización e inmovilización asociada al N inorgánico, son procesos claves en el ciclo del N en el sistema suelo-planta.

Los residuos orgánicos son fuentes de N potencialmente importantes para la producción de los cultivos, especialmente para agricultores de más bajos recursos. Una consideración importante en el desarrollo de la agricultura sustentable es la adopción de prácticas agrícolas que reciclen los recursos orgánicos tales como residuos de cultivos, abonos verdes y abonos animales. Para maximizar los beneficios del uso de los residuos de los cultivos y el manejo eficiente de la fertilidad del suelo, es esencial entender y cuantificar las transformaciones del N a partir de estos materiales (Hood *et al.*, 2000).

El uso de la técnica de dilución isotópica de ^{15}N permite hacer estimaciones independientes de los flujos brutos de N en el suelo. Usando la técnica de dilución isotópica ^{15}N y procedimientos de imagen de espejo, es posible determinar la tasa bruta de mineralización y nitrificación, tanto como la inmovilización del N (Watkins y Barraclough, 1996).

Metodología

La mineralización, inmovilización y turnover (MIT) se miden usando la técnica de dilución isotópica de ^{15}N y de imagen de espejo. El principio de esta técnica es que los tratamientos son idénticos en todo, pero el suelo es inyectado con ^{15}N en forma de amonio o de nitrato, lo que permite determinar simultáneamente la mineralización y nitrificación (Videla y Hood, 2002; Videla *et al.*, 2002). Los cálculos de mineralización bruta se hacen usando la ecuación de Barraclough *et al.* (1985).

$$At^* = \frac{A^*_0}{\left(1 + \frac{\theta^* t}{N_0}\right)^{(m/\theta)}}$$

Donde At^* es el % at. exc. ($t = t$); A^*_0 es el % at. exc. ($t = 0$); t es el tiempo; A_0 = tamaño del pool de amonio; $\theta = (N_t - N_0)/t$; N_0 es el tamaño del pool de amonio ($t = 0$); m es la tasa de mineralización.

A modo de ejemplo se señalan algunas de las investigaciones realizadas usando la metodología antes descrita.

Efecto de los polifenoles sobre la mineralización y nitrificación bruta (Videla y Hood, 2002)

Los polifenoles tienen un efecto importante en la mineralización de los residuos vegetales, inhibiendo la liberación de N desde el residuo cuando éstos están presentes en grandes concentraciones. Hipotéticamente los polifenoles pueden jugar también un rol en la capacidad del suelo para ciclar el N. Teniendo presente estos principios se realizó un experimento en columnas para investigar el efecto del ácido tánico (un ‘modelo’ de polifenol) sobre la mineralización bruta, nitrificación e inmovilización. Usando la técnica de dilución isotópica ^{15}N y procedimientos de imagen de espejo, fue posible determinar que, tanto la tasa bruta de mineralización como la de nitrificación, fueron inhibidas por altas concentraciones de polifenoles (figuras 4 y 5). No hubo una inmovilización significativa de nitrato en ninguno de los tratamientos, observándose una inmovilización preferencial por amonio.

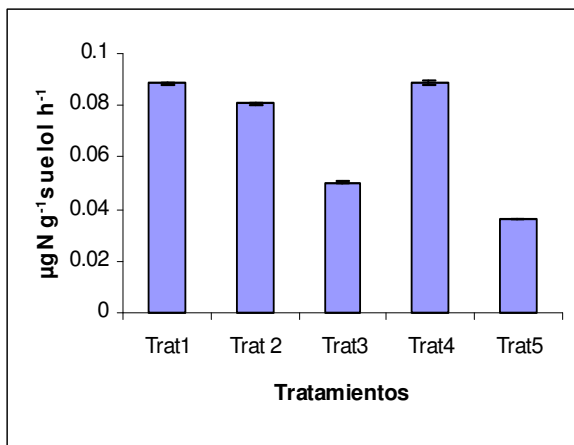


Figura 4. Tasas brutas de mineralización.

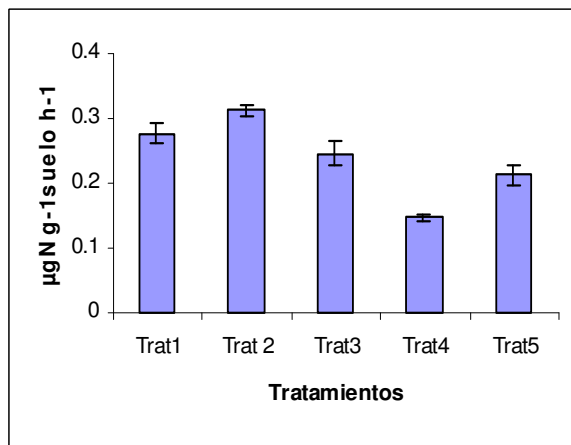


Figura 5. Tasas brutas de nitrificación.

Barras verticales representan + y - error estándar, n = 4.

Efecto del contenido de agua en la mineralización bruta e inmovilización de N (Videla *et al.*, 2002)

Para estudiar el efecto del contenido de agua sobre la mineralización e inmovilización de N, se realizaron dos ensayos de laboratorio en un suelo Ultisols, que se incubó a 25°C y con dos contenidos de agua, a capacidad de campo (40% p/p) y a 85% de capacidad de campo (34% p/p). Usando la técnica de dilución isotópica ^{15}N y procedimientos de imagen de espejo, se determinó la tasa bruta de mineralización y nitrificación, tanto como la inmovilización del N. La tasa de mineralización y nitrificación bruta fue mayor al 85% de la capacidad de campo, las tasas de nitrificación directa fueron extremadamente rápidas y eficientes en especial a ese contenido de agua. La inmovilización y la cantidad de biomasa fueron mayores a capacidad de campo (Figura 6). Las transformaciones de N variaron con el contenido de agua.

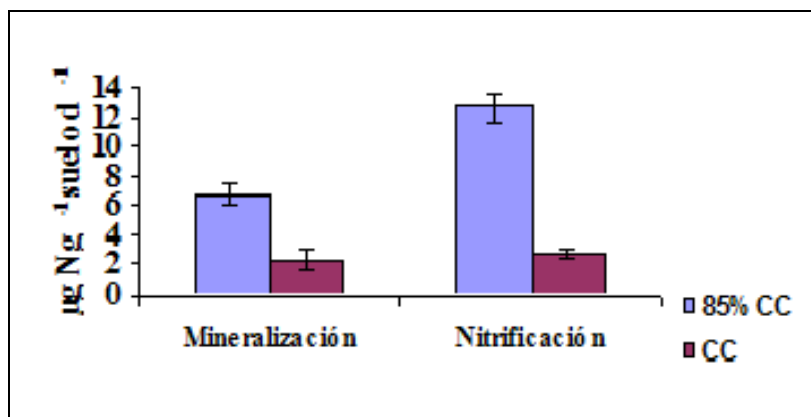


Figura 6. Tasas brutas de mineralización y nitrificación.

Barras verticales representan + y - error estándar, n=4.

FÓSFORO

Las plantas necesitan para su crecimiento, distintos nutrientes dentro de los cuales el fósforo es importante pues interviene en la constitución de las proteínas y en el desarrollo de los diferentes órganos de la planta. Los suelos derivados de cenizas volcánicas, en Chile, ocupan una superficie de 4 millones de hectáreas, lo cual equivale al 60% de la superficie arable del país. Su característica más relevante es la de presentar una alta capacidad de retención de fósforo, normalmente superior al 90%, debido al efecto de diferentes interacciones del ión fosfato con otros componentes del suelo, provocando una adsorción en el complejo coloidal o su precipitación como fosfatos menos solubles. Por esta razón, normalmente se utilizan elevadas dosis de fósforo en la mayoría de los cultivos con el fin de obtener mejores rendimientos; sin embargo, esta práctica conlleva también un incremento en los costos de producción.

Los fertilizantes fosfatados ya sean, solubles o insolubles en agua, o bien parcialmente solubles en citrato de amonio, se pueden producir tratándose en forma química o a través de molienda de rocas fosfóricas naturales. Los solubles son: superfosfato normal con un 80% de solubilidad en agua, superfosfato triple, fosfato diamónico y fosfato monoamónico 100% solubles en agua. La roca fosfórica chilena de Bahía Inglesa es 4,8% soluble en citrato de amonio e insoluble en agua.

Para lograr la cuantificación de la eficiencia de las fuentes fosfatadas nativas, se han desarrollado y utilizado Técnicas Isotópicas, por medio del método de dilución isotópica con superfosfato triple-³²P, como fertilizante estándar. Dadas las ventajas de la técnica utilizada, se han realizado estudios tendientes a evaluar el efecto residual en diferentes sistemas agrícolas por medio de ensayos de campo e invernadero.

Fertilizantes fosfatados marcados con ^{32}P

Una pequeña cantidad de fósforo radiactivo mezclado con el fertilizante, permite diferenciar el fósforo ya presente en el suelo y/o el fósforo en el tejido de la planta. Así se puede determinar, conjuntamente, el movimiento del fertilizante y la cantidad de éste absorbida por la planta; de esta manera se puede determinar la forma más eficiente de aplicar un fertilizante.

Existe una gran cantidad de información respecto de la fertilización de algunos cultivos. Sin embargo aún existen interrogantes, tales como: ¿Dónde localizar el fertilizante?, ¿Cuánto aplicar?, ¿En qué forma química?, ¿Cuánto es utilizado por el cultivo?, ¿Cuánto es fijado por el suelo?; y cada una de estas interrogantes en relación a cada cultivar y a cada suelo en especial.

Las investigaciones con trazadores radiactivos permiten dar una respuesta cuantitativa a estas interrogantes por cuanto detectan la fracción de fósforo en la planta proveniente del fertilizante al mismo tiempo que permiten detectar las pérdidas de éstos. Una mayor actividad de la planta reflejará una mayor efectividad de uso del fertilizante por el cultivo, puesto que la concentración del radioisótopo en la planta es una clara indicación de la cantidad de fertilizante absorbida.

El uso de trazadores permite además, determinar la forma química del fertilizante más adecuada para una condición particular de clima, suelo y/o cultivo, y la interacción positiva o negativa al usar diferentes mezclas fertilizantes.

Una de las reacciones más notorias en algunos suelos es la retención de fósforo, quedando no disponible para las plantas. El uso de ^{32}P (Pino, 1990) ha permitido una mayor y mejor comprensión en cuanto a la naturaleza y rapidez de la reacción, cuantificando a la vez la cantidad de fertilizante retenido por el suelo a través de un tiempo determinado.

También es posible seguir la marcha de la absorción de nutrientes a través de aplicaciones foliares, y comparar la eficiencia de diferentes productos, al utilizar trazadores radiactivos.

La actividad de un isótopo se expresa comúnmente en cuentas por minuto o en cuentas por segundo (cpm, cps); o si se conoce la eficiencia de conteo, se expresa en desintegraciones por unidad de tiempo, desintegraciones por minuto o desintegraciones por segundo (dpm, dps). La actividad depende del tamaño de la muestra, por lo cual es conveniente definir una actividad específica para describir la relación del número de átomos radiactivos a átomos no radiactivos del mismo elemento, ya sea a través del peso total o del volumen de la muestra. Así, la actividad específica para el isótopo radiactivo se indica en Becquerel por gramo de fósforo (Bq g P^{-1}).

El fertilizante se puede marcar con el isótopo, ^{32}P , pero la marcación no debe afectar las características físicas y químicas del fertilizante. Así, tanto el producto isotópicamente marcado como el no marcado (comercial) se deben conducir en idéntica forma en relación con su disponibilidad para ser absorbido por la planta.

De este modo, es posible separar de manera cuantitativa y precisa, la cantidad de un nutriente absorbido por la planta que proviene del fertilizante y la cantidad de nutriente absorbido por la planta que proviene del suelo, otorgando una información respecto a la eficiencia real de los fertilizantes en estudio, lo cual no se puede realizar a través de otras metodologías.

En la actualidad estas técnicas se utilizan también en cuantificación del fósforo presente tanto en el suelo como en los cultivos y los diversos factores que afectan la disponibilidad de nutrientes aportados por los fertilizantes (Pino, 1998), lo que implica una contribución básica para incrementar la eficiencia de uso de estos insumos.

A modo de ejemplo se señalan algunos usos de fertilizantes marcados con ^{32}P en la solución de problemas en el área de fertilidad de suelos.

- Determinación directa de la eficiencia de uso de fertilizantes orgánicos e inorgánicos.
- Eficiencia de diferentes fuentes y mezclas de fertilizantes, considerando formas y épocas de aplicación.
- Dinámica de nutrientes y pérdidas de los mismos.
- Valor residual de los fertilizantes.
- Cuantificación del efecto de las micorrizas sobre la disponibilidad de fósforo del suelo.
- Fertilización de árboles frutales.
- Efecto de diferentes sistemas de manejo sobre el uso eficiente de los fertilizantes.
- Cuantificación del efecto de las malezas en la absorción de los nutrientes desde el suelo y desde el fertilizante.
- Medida directa y sin interacción de diversas prácticas de fertilización (fuentes, época y forma de aplicación).

A través de diferentes estudios (Pino, Casas y Urbina, 1984; Pino, Michaud y Casas, 1986; Pino y Casas, 1988) se ha demostrado el alto grado de retención de fósforo por los suelos derivados de cenizas volcánicas. Esta cinética de adsorción está caracterizada por la existencia de un proceso rápido de quimisorción, seguida por una reacción más lenta y prolongada en el tiempo.

Así, en algunos suelos derivados de cenizas volcánicas, se ha observado que la adsorción de P por el suelo aumenta con la profundidad y que el efecto de la cantidad de P-Fe se produce a través de todo el perfil, siendo casi el doble a la contribución de P-Al. Además, se destaca que la presencia de sílice en este tipo de suelos es importante, ya que el Al es inactivado por la sílice, lo cual explica cualitativamente que la distribución del P asociada a la fracción Al decrezca a medida que aumenta la profundidad del suelo (Vanderdeelen, Pino y Baert, 1975).

En investigaciones realizadas en suelos derivados de cenizas volcánicas con ^{32}P , se observó que la retención de P aumenta en profundidad y en el tiempo, debido a la existencia de mayores porcentajes de materia orgánica en superficie. Sin embargo, otros suelos presentan una retención de fósforo mayor al 85% en los horizontes superficiales por tener mayores contenidos de alófana que en los horizontes subsuperficiales del suelo, observándose las dos etapas de reacción (rápida y lenta), mientras que en los horizontes inferiores del suelo ocurre solamente una reacción más lenta a través del tiempo, con bajos valores de retención de P, inferiores al 25% (Pino, Casas y Urbina, 1984).

Evaluaciones agronómicas y económicas: Factores de suelo

Eficiencia de uso de superfosfato triple en invernadero

Con el objeto de evaluar la eficiencia de superfosfato triple (SFT) se realizó un ensayo de invernadero en cuatro suelos derivados de cenizas volcánicas que presentan alta retención de fósforo. Los suelos son: Serie Osorno (Typic Hapludand), Serie Puyehue (Hydric Pachic Melanudand), Serie Corte Alto (Typic Hapludand) y Serie Puerto Octay (Typic Hapludand). Como planta indicadora se utilizó *Lolium perenne* y SFT-P³² con una actividad de 0,5 mCi g P⁻¹ en dosis de 23, 47 y 98 mg P maceta⁻¹.

Se observó que las curvas de rendimiento del cultivo en las cuatro Series de Suelos correspondieron a la típica 'curva de rendimientos decrecientes' con una mayor respuesta al P agregado con las dos primeras dosis, sobre todo en el suelo Osorno y en el suelo Puyehue, mientras que los otros dos suelos mostraron una mayor respuesta con la dosis de 23 mg P maceta⁻¹, comparada al testigo. El porcentaje de fósforo derivado del fertilizante es más alto (70%) al aplicar una dosis mayor, excepto en el suelo Corte Alto, debido a que presenta menor capacidad de retención de P. Por el hecho de ser suelos fijadores de P, presentan una eficiencia de utilización del fertilizante entre 2,1 y 5,2%. El índice de disponibilidad de P o valor A_s, presentó variaciones en función de las dosis aplicadas, pero en un rango de valores bajos (17 a 41 mg P) dejando claro el déficit de P en el suelo (Pino, Michaud y Casas, 1986).

En otro ensayo de invernadero se utilizaron muestras de la Serie Osorno (Typic Hapludand), con dosis de 100, 250, 500, 750 y 1000 mg P (como SFT marcado con ³²P, con una actividad de 0,5 milicurie por gramo de fósforo (mCi g P⁻¹) por maceta y con *Avena sativa* como planta indicadora. Se observó que la materia seca (g) de *Avena sativa* y el P total (mg) fueron en aumento hasta con la dosis de 500 mg. Sin embargo, el porcentaje de P derivado del fertilizante (Pddf %) aumentó hasta la dosis de 750 mg, disminuyendo consecuentemente el porcentaje de P derivado del suelo (Pdds %).

Así, el porcentaje de eficiencia de utilización del fertilizante va disminuyendo a medida que se aumenta la dosis aplicada, dada las características de alta capacidad de fijación de P que posee el suelo. El valor A_s (índice de disponibilidad de P del suelo, expresado en unidades del fertilizante estándar agregado) no se mantiene constante con las aplicaciones extremas de P, debido a interacciones de algún tipo entre el suelo y el fertilizante.

En cuanto a la forma de aplicación (localizada, mezclada o superficial), la cantidad de materia seca y P total fue más alta con la aplicación localizada, lo mismo que ocurre con el porcentaje de P derivado del fertilizante en la planta así como la eficiencia de utilización (%) de P. El valor A_s, también indica que el tratamiento localizado fue mejor. Por lo tanto, se concluyó que aunque la eficiencia de utilización del fertilizante por la planta fue baja, ésta se vio afectada positivamente por el sistema de aplicación localizada, ya que permite una menor reacción entre el fósforo proveniente del fertilizante y el suelo (Pino y Casas, 1988).

Efectos de cultivo y genotipos en la eficiencia de uso

Zapata *et al.* (1996a) y Zapata *et al.* (1996b), evaluaron los efectos del cultivo y de genotipos en la eficiencia de uso, para lo cual utilizaron como primer tratamiento SFT-³²P como fertilizante estándar en una dosis de 500 mg P kg⁻¹ de suelo con una actividad inicial de 0,5 mCi g P⁻¹. En un segundo tratamiento, además del fertilizante marcado, se agregó roca fosfórica (RF) de Bahía Inglesa (RBI) en dosis de 1.000 mg P kg⁻¹ de suelo.

Se utilizaron muestras de la Serie Pemehue (Eutric Pachic Fulvudand), en las cuales se sembraron 19 genotipos de trigo: tipo harinero (7 de hábito de crecimiento primaveral, 6 de hábito de crecimiento alternativo y 3 de hábito de crecimiento invernal) y 3 genotipos de trigo candeal. Se encontró que los genotipos harineros primaverales (excepto el genotipo Onda) y los harineros alternativos presentaron un rendimiento en materia seca total (MST) y una cantidad de P total absorbido superior al promedio.

En cuanto a la eficiencia fisiológica de uso del fósforo (EFUP expresado en g de MST mg P⁻¹), los trigos harineros primaverales fueron altamente eficientes (con excepción del genotipo Onda) y los menos eficientes, los candeales. Los harineros primaverales, fueron más eficientes en absorber el P del SFT (alrededor de 0,4 g de MST mg P⁻¹) que los harineros alternativos (entre 0,33 y 0,43 g de MST mg P⁻¹) constituyendo un grupo intermedio, mientras que los harineros invernales y candeales fueron los menos eficientes. El porcentaje de P derivado del fertilizante varió entre 74,7% para los harineros primaverales hasta 64,4% para un harinero invernal (Figura 7). Con el porcentaje de P derivado del suelo, se presentó la situación inversa.

La investigación concluyó que los trigos harineros primaverales fueron altamente eficientes en la absorción de fósforo, los harineros alternativos fueron intermedios, los harineros invernales medianamente eficientes y los trigos candeales relativamente poco eficientes. De acuerdo con los valores A_s, se confirmó la dependencia de los trigos harineros invernales y candeales del P nativo del suelo.

En cuanto a la eficiencia de utilización del P derivado de la RBI, hubo una gran variabilidad genotípica en los valores de P_{ddr} (%) fluctuando entre 9,7 y 42,43%, siendo los harineros primaverales los más eficientes. La eficiencia agronómica se evaluó en función de los kg de P como RBI equivalentes a 1 kg de P como SFT, demostrándose una vez más la alta variabilidad genotípica, pues para el genotipo más eficiente se necesitó 2,1 kg de P como RBI por 1 kg de P como SFT, en cambio para el genotipo menos eficiente se requirió 12,8 kg para el mismo efecto.

Otros estudios realizados con el suelo de la Serie Santa Bárbara (Typic Haploxerand), evaluaron 12 genotipos de trigo (harineros primaverales, alternativos e invernales, y candeales primaverales), a los cuales se les aplicó 250 mg P kg⁻¹ de SFT, con una actividad de 0,5 mCi g P⁻¹ y 1.000 mg P kg⁻¹ de roca fosfórica Bahía Inglesa (RBI). Los resultados en MS (g) no mostraron diferencias significativas en ambos tratamientos. En general, el P absorbido (mg) por la parte aérea del cultivo, fue mayor para el tratamiento con adición de RBI.

Se concluyó que los genotipos con los rendimientos más altos en MS y P absorbido no fueron los más eficientes en la utilización de P (EFUP, %), debido a que esos genotipos no son los

más adaptados a condiciones de baja disponibilidad de P. El Pddf (%), en el tratamiento con SFT, fue como promedio 70%, siendo el mayor cercano a 90% en un genotipo alternativo, y el más bajo fue de 58%, producto de las características propias de la variedad Peumo. Esto concuerda con la baja cantidad de MS, menor P absorbido y menor EFUP. Con la aplicación de RBI, se presentó una gran variabilidad en el Pddr (%) (Figura 8), pero en general, con valores bajos, producto de la menor disolución de la RBI en suelos derivados de cenizas volcánicas a pH mayores de 5,5.

Con este mismo tratamiento, se observó también un mayor porcentaje de P derivado del suelo, producto de la mayor disponibilidad de P orgánico por efecto del incremento de pH y Ca intercambiable que disminuyen el Al intercambiable (Navia *et al.*, 1997 a y b; Pino *et al.*, 2002; Pino *et al.*, 2002).

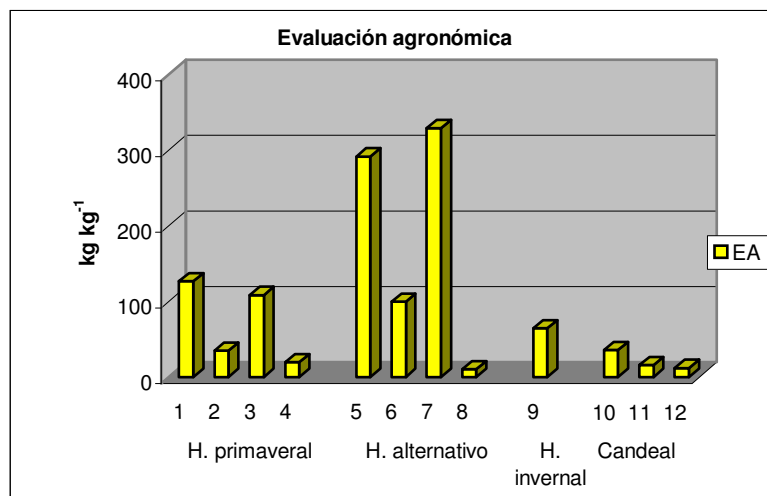


Figura 7. Evaluación agronómica de doce genotipos de trigo.

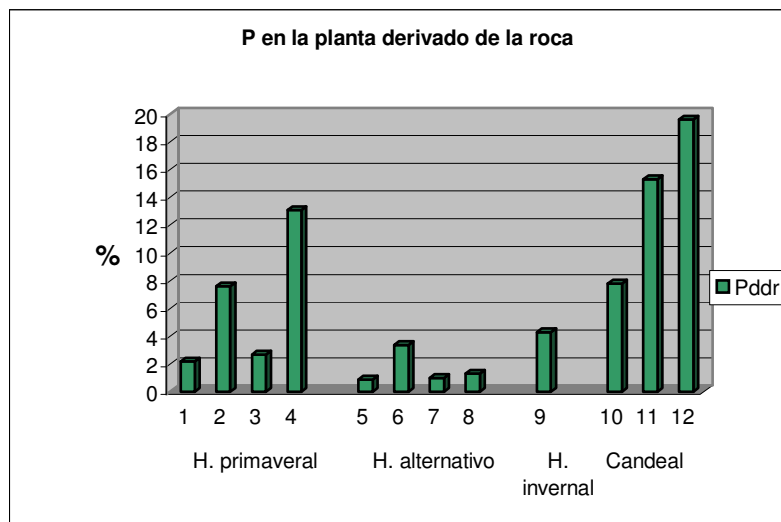


Figura 8. P en la planta derivado de la roca fosfórica en doce genotipos de trigo.

Efecto residual de la roca fosfórica en el tiempo

Pino (1998) y Zapata *et al.* (1996b) en ensayos de campo en Alfisols, Ultisols y Andisols, con diferentes cultivos de referencia como trigo, avena, raps y praderas, evaluaron el efecto residual de la roca fosfórica aplicada. Para ello se aplicó SFT-³²P, como fertilizante estándar en dosis variables dependiendo del cultivo. De igual forma se aplicó roca fosfórica de Bahía Inglesa y roca fosfórica Bayovar en diferentes dosis y en asociación con nitrato de sodio y urea. En la mayoría de los ensayos se aplicó la roca al voleo incorporándola posteriormente, sin embargo en determinados ensayos se aplicó al voleo y localizada en el surco de siembra.

Se observó, que a través de las temporadas de los estudios, el P de la roca fosfórica quedó disponible para el cultivo, presentando un porcentaje de P derivado de la roca cada vez mayor; del mismo modo el valor A_R (índice de disponibilidad de P de la roca fosfórica) aumentaba y la equivalencia de SFT disminuía. Es así como en el primer año de evaluación el porcentaje de P derivado de la roca fosfórica (P_{ddr} %) alcanzó al 21,59%, mientras que en un tercer año de evaluación se llegó a un 69,0% utilizando la roca fosfórica de Bahía Inglesa en una dosis de 350 kg P ha⁻¹. Igual comportamiento presentó el A_R .

CINÉTICA DE INTERCAMBIO ISOTÓPICO

P biodisponible

Las plantas absorben el P en la forma de iones fosfato. Sin embargo debe tenerse presente que la cantidad de iones fosfatos en la solución suelo representa sólo un porcentaje del total absorbido por el cultivo. Por lo tanto, la mayor parte del P absorbido por los cultivos deriva de la fase sólida del suelo. De esta forma el P disponible debe ‘buscarse’ no en la solución suelo sino en la fase sólida del suelo.

Para definir el significado de P disponible se han utilizado tres conceptos denominados “factores”. El primero de ellos es el factor **Intensidad**, el cual corresponde al potencial químico de los iones fosfatos en la solución suelo y se identifica como la concentración de los iones fosfato en la solución suelo. El segundo es el factor **Cantidad**, el cual cuantifica la cantidad de todos los iones fosfato del sistema solución suelo. El tercero es el factor **Capacidad**, el cual describe la variación del factor Cantidad cuando el factor Intensidad se incrementa por las aplicaciones de P o decrece por la absorción de P por las raíces de las plantas. Este valor es generalmente la relación factor Cantidad/factor Intensidad.

La absorción de P por un cultivo es un proceso dependiente del tiempo, sin embargo, no es posible describir el factor tiempo. Sería interesante, por lo tanto, estudiar la forma de agregar a los tres factores previos un nuevo factor que considere el tiempo: factor **Tiempo**.

P isotópicamente intercambiable en los suelos como P disponible

Se ha demostrado que los iones fosfato isotópicamente intercambiables en el sistema solución suelo representarían al P disponible del suelo (Fardeau, 1993). Así para caracterizar el P disponible de un suelo, se necesita determinar las características fisicoquímicas de los iones fosfatos isotópicamente intercambiables en el sistema solución suelo. Esto puede llevarse a cabo tomando en cuenta algunas recomendaciones relativas al uso de isótopos para estudiar sistemas complejos:

1. El trazador debe ser aplicado en el sistema en un tiempo preciso, en una única forma química y física, y en cantidad conocida; por lo tanto debe ser aplicado sólo en la forma de ortofosfato.
2. El sistema debe ser mantenido en 'estado de equilibrio' durante el experimento para evitar dificultades en la interpretación de los resultados. Esto significa que la introducción del trazador no debe modificar el estado de equilibrio ni la toma de muestras. Como consecuencia de ello se recomienda aplicar el isótopo sin portador.
3. Las muestras para el análisis se deben tomar en tiempos precisos, en un pool preciso y en una forma química precisa.

Para el cálculo de la cantidad de P isotópicamente intercambiable en un sistema solución suelo y la cantidad de P isotópicamente intercambiable cualquiera que sea el tiempo "t" (Fardeau *et al.*, 1996; Fardeau, 1993; Fardeau, 1997), se utilizan algunas fórmulas básicas:

Parámetros del estado de P en el suelo

Factor intensidad: C_p (mgP L^{-1})

Este factor se obtiene de la colorimetría realizada (verde de malaquita).

Factor obtenido de la muestra a 1 minuto.

Factor cantidad: E_1 (mg kg^{-1})

$$E_1 = 10C_p/r_1/R$$

Donde $q_s = 10C_p$, siendo q_s la cantidad de P como iones fosfato en la solución suelo en el estado de equilibrio; r_1 es la radiactividad remanente en la solución suelo después del tiempo = 1 minuto; y R es la radiactividad aplicada a la solución suelo al tiempo = 0.

Por lo tanto: $E_1 = q_s \times R / r_1$

Factor capacidad: E_1/C_p

$$E_1/C_p = 10R/r_1$$

Parámetros cinéticos

Para tiempos distintos de 1 minuto, la cantidad $E_{(t)}$ se incrementa debido a que $r_{(t)}$ decrece cuando el tiempo de intercambio se incrementa. Se ha demostrado que la relación entre $r_{(t)}$ y t , expresada en minutos puede describirse por la siguiente fórmula (Fardeau, *et al.*, 1996, Fardeau, 1997):

$$r_{(t)}/R = r_1/R [t]^{-n} + qs/Pt$$

Para tiempos de 10 ó 20 minutos, la relación qs/Pt , la cual corresponde al valor de equilibrio para la radiactividad remanente en la solución suelo para el tiempo dado infinito, es generalmente despreciable comparada con los valores de $r_1/R[t]^{-n}$, por lo tanto la ecuación se puede describir como:

$$\log (r_t/R) = \log (r_1/R) - n \log t$$

Así, $\log (r_t/R)$ y n se determinan como el valor más probable de los parámetros de la regresión lineal entre $\log (r_t/R)$ y $\log t$ para los valores de r_t/R observados a cada tiempo de muestreo t , para tiempos incluidos entre 1 y 10 minutos. Esto significa que se deben realizar por lo menos dos muestreos para determinar n y $\log (r_t/R)$.

Cálculo del tamaño de los pooles

Generalmente se calcula el tamaño de los siguientes 5 pooles:

Pool E_1 : es el pool isotópicamente intercambiable durante el primer minuto de intercambio y corresponde al P instantáneo isotópicamente intercambiable. Este pool representa la cantidad de P como iones fosfato que pueden moverse desde el suelo hacia la solución casi instantáneamente. Este pool debe considerarse como el pool de los iones fosfato directamente disponible, sin transformación química para las plantas.

Pool A: es la cantidad de P que es intercambiable con el P de la solución suelo entre 1 minuto a 1 día. Indica la cantidad de fosfato que puede ser tomada por una zona radical determinada. Esta situación se debe al hecho de que una raíz de una zona puede tomar P con una absorción activa por un tiempo dado, el cual está incluido entre 1 día y 2 días. De hecho se escoge 1 día. Por lo tanto el Pool A = $E_{1\text{ día}} - E_{1\text{ min}}$.

Pool B: es la cantidad de P que es intercambiable con el P en la solución suelo entre 1 día a 3 meses. Este pool corresponde al tiempo de funcionamiento de la raíz de un cultivo. Por lo tanto el Pool B = $E_{3\text{ meses}} - E_{1\text{ día}}$.

Pool C: es la cantidad de P que es intercambiable con el P de la solución suelo desde 3 meses a 1 año. Este pool corresponde a la cantidad de iones fosfato los cuales pueden ser liberados desde el suelo hacia la solución suelo en menos de 1 año. Por lo tanto el Pool C = $E_{1\text{ año}} - E_{3\text{ meses}}$.

Pool D: es la cantidad de P que es intercambiable con el P de la solución suelo en más de un año. Este pool corresponde a aquellos muy lentamente intercambiables los cuales pueden ser liberados a la solución suelo en años en los cuales no se efectúe aplicación de fertilizantes. Corresponde a la habilidad del suelo para liberar fosfato en aquellas condiciones en que la fertilización es cero. Por lo tanto el Pool D = $E_{eq} - E_3$ meses, donde E_{eq} es el P total del suelo.

Interpretación de los datos en términos de fertilidad de suelos

El P disponible del suelo, en términos de fertilidad del mismo, debe ser interpretado tomando en cuenta los tres factores: intensidad, cantidad y capacidad. Cada uno de ellos puede ser un factor limitante para el rendimiento del cultivo, aunque los otros dos no aparezcan como factores limitantes.

Factor intensidad

Como se explicó anteriormente, este factor ha sido identificado como la concentración de los iones fosfato en la solución suelo. En muestras de suelo la concentración puede variar desde alrededor de $0,002 \text{ mg P L}^{-1}$ hasta 4 mg P L^{-1} . Este factor es el parámetro más sensible en la fertilización fosfatada del suelo. Cuando la concentración C_p de los iones ortofosfato es menor que $0,02 \text{ mg P L}^{-1}$, la concentración será un factor limitante para el rendimiento del cultivo y será el primer factor limitante en ausencia de otros factores limitantes mayores.

Dos causas pueden explicar una concentración demasiado baja en la solución suelo. En un caso, el contenido de P disponible del suelo es muy bajo debido a un uso exhaustivo del suelo sin la incorporación de materias fertilizantes. En otros casos, la habilidad de los componentes del suelo para transformar el P soluble en P fijado es tan alta que todo el P aplicado es casi instantáneamente transformado en P no móvil. En suelos de alta a muy alta capacidad de fijación, tal como sucede en los Andisols, el P disponible del suelo será un factor limitante si el valor de la concentración es menor que $0,02 \text{ mg P L}^{-1}$, cualquiera que sea el valor del factor cantidad.

Cualquiera que sea el caso, la concentración de P en la solución suelo debe ser incrementada por aplicaciones de P más altas que las absorbidas por los cultivos. Pero en algunos suelos, debido a la alta capacidad de fijación, es difícil alcanzar los valores recomendados para la concentración de P, siendo necesario aplicarlo en forma localizada.

Factor cantidad

El verdadero factor cantidad (Fardeau *et al.*, 1996; Fardeau, 1997) directamente relacionado con los iones fosfato en la solución suelo, corresponde a un pool de iones de las partículas de suelo los cuales se intercambian instantáneamente con los iones fosfato de la solución suelo. En la práctica se ha demostrado (Fardeau, 1993; Fardeau *et al.*, 1996; Fardeau, 1997) que este pool es de la misma magnitud que el pool E_1 . Cualquiera que sea la muestra de suelo, el P instantáneo isotópicamente diluible es ligeramente más bajo que el valor E_1 .

Así, este último es la cantidad de P intercambiable durante el primer minuto de intercambio isotópico y que corresponde al factor cantidad.

En muestras de suelo, la cantidad puede variar entre 0,1 mg kg⁻¹ de suelo hasta 50 mg kg⁻¹. Cuando el valor es más bajo que 3 a 4 mg kg⁻¹ el P disponible puede ser un factor limitante en el rendimiento de los cultivos. Cuando es mayor a 10 mg kg⁻¹ la fertilidad fosfatada del suelo no será un factor limitante, si lo será cuando la concentración de P alcanza valores superiores a 0,02 mg P L⁻¹.

Factor capacidad o capacidad buffer

Este factor varía con las muestras de suelo desde 10 L kg suelo⁻¹ hasta 2.000 L kg suelo⁻¹. Este valor representa el número de litros de solución suelo que pueden ser obtenidos desde un suelo sin variar la concentración de P en la solución suelo. Un valor bajo corresponde a un suelo con una baja capacidad buffer. Esto significa que en este suelo la concentración de P en la solución suelo será modificada fácilmente por aplicaciones de P y también será modificada por la absorción de P.

Una baja capacidad buffer corresponde también a un suelo con una baja capacidad de retención de P. Cuando el factor capacidad es mayor que 50 L kg⁻¹, será muy costoso modificar la cantidad de fósforo presente en el suelo.

Factor tiempo

El factor tiempo sólo puede ser medido cuando se utilizan métodos isotópicos y cuando se calcula el tamaño de los diferentes pools de intercambio isotópico. No hay otro procedimiento experimental capaz de proporcionar la cantidad de P que dejan las partículas de suelo y entran a la solución suelo con el tiempo. De esta manera se pueden comparar las necesidades, con el tiempo, del P para los cultivos con el P que puede dejar la fase sólida del suelo.

El pool más importante para la absorción anual de P es el pool [E_{1día} - E_{1minuto}]. Cuando este pool es más bajo que 10 mg P kg suelo⁻¹, el P disponible puede ser un factor limitante para el crecimiento del cultivo.

En otros estudios realizados en diez suelos Andisols y Ultisols (Pino, Luzio y Parada, 1998; Pino, Parada y Luzio, 2002a; Pino, Parada y Luzio, 2002b), se determinaron los factores de cantidad, intensidad y capacidad. El factor intensidad (C_p) en todos los suelos fue inferior a 0,02 mg P L⁻¹, valor que se considera limitante para el crecimiento de los cultivos (Cuadro 6). Con respecto al factor cantidad (E₁), también aparece limitante para los cultivos debido a que sus valores van entre 0,07 a 2,4 mg P kg⁻¹.

El suelo Huilma, fue estudiado en tres condiciones, barbecho, cultivo pino y cultivo trigo. En el estado de barbecho, E₁ que representa el P inmediatamente disponible, es ligeramente más alto que con los otros cultivos y con una distribución relativamente homogénea en los pools A, B y C. También se obtuvo un incremento en los pools D, que correspondería al P inmovilizado desde aplicaciones anteriores de fertilizantes. En la condición bajo pino, se

observa que hay poca disponibilidad de P para la planta ya que se encuentra mayoritariamente en el pool D. En el mismo suelo Huilma bajo trigo, la mayor parte de P se encuentra en el pool A, producto posiblemente de recientes aplicaciones de fertilizante.

Cuadro 6. Cinética de intercambio isotópico en algunos suelos de la X Región de Los Lagos

Profundidad de suelo 0-20 cm	C _p (mg P/L)	E ₁ (mg P/kg s)	E ₁ /C _p (1/kg s)	r ₁ /R
Alerce	0,0013	0,31	240	0,0417
Frutillar	0,0020	2,40	1176	0,0085
Antillanca	0,0015	0,17	115	0,0869
Chanleufú	0,0011	0,07	68	0,1473
Ralún	0,0017	0,11	63	0,1583
Corte Alto	0,0015	1,26	861	0,0116
Puerto Fonk	0,0018	0,95	530	0,0189
Puyehue	0,0020	0,67	331	0,0302
Huilma Barbecho	0,0020	1,23	618	0,0162
Huilma Pino	0,0016	0,34	217	0,0460
Huilma Trigo	0,0018	0,21	121	0,0828
Fresia	0,0019	0,20	102	0,0978

Para estudios de sucesiones de cultivo y de sistemas de manejo se trabajó en el suelo Araucano (Typic Paleudult). Durante tres temporadas se utilizaron dos sucesiones de cultivos: lupino-trigo-avena (S1) y trigo-lupino-trigo (S2), bajo dos sistemas de manejo: Cero Labranza sin quema de residuos (CL-Q) y Cero Labranza con quema de residuos (CL+Q).

Para determinar los niveles de P, se evaluó el suelo al comienzo y al final del ensayo. Se muestreó el suelo de 0-20 cm de profundidad y se determinó P total (combustión), retención de P (Sadzawka, 1990) y cinética de intercambio isotópico ³²P (Fardeau *et al.*, 1996; Fardeau, 1997).

Se encontró que en ambos sistemas de manejo, al final de los tres años de estudio, no se observaron grandes variaciones en los valores de retención de P, aunque hubo una tendencia a disminuir bajo el sistema CL-Q.

Al inicio del ensayo, bajo ambos sistemas de manejo de suelo, se encontraron valores de C_p inferiores a 0,02 mg P L⁻¹, considerado como valor limitante para el desarrollo inicial del cultivo, siendo característico de los suelos en uso continuo (Figura 9). Al final del ensayo el sistema sin quema de residuos (CL-Q) presentó valores mayores que el limitante, mostrando mejores condiciones del suelo respecto al P biodisponible. En cambio, en el sistema CL+Q los valores de C_p disminuyen, indicando que la quema de residuos afecta la disponibilidad de P.

Se observó que el factor cantidad (E₁), al inicio del ensayo, en los dos sistemas, mostró una buena disponibilidad de P intercambiable, pero al final del ensayo, en el sistema bajo CL+Q se

obtuvieron valores menores a 3 mg P kg^{-1} , considerado como valor límite. Esto indica que el sistema bajo manejo con quema de residuos provocó un cambio negativo en la cantidad disponible de P intercambiable, no así bajo el sistema CL-Q, cuyos valores aumentaron (Figura 10). Los valores encontrados del factor capacidad (E_1/C_p), al finalizar el ensayo, en los dos sistemas de manejo, superaron los 50 L kg^{-1} , lo que indica que será muy difícil y costoso modificar la fertilidad del suelo.

Las figuras 11 y 12, muestran la distribución de P en los diversos compartimentos (pools) del suelo. Al final del ensayo, se observó que el suelo bajo sistema CL-Q para ambas sucesiones de cultivos, presentó un cambio positivo en la distribución de P, desde el pool D hacia los pools A y B, mayormente. No así en el sistema CL+Q, donde en S2, se encontró una redistribución desde los pools A, B, C hacia el pool D y en S1, no se encontró una gran variación en la redistribución de P. Esto significa que, al aumentar la concentración de P en los pools A y B, hay una mayor disponibilidad de P en la etapa inicial de crecimiento y desarrollo del cultivo, es decir el suelo ha cambiado sus condiciones, que permiten que iones P difícilmente intercambiables que se encuentran en el pool D, se redistribuyan para ser utilizados por los cultivos (Parada *et al.*, 2002).

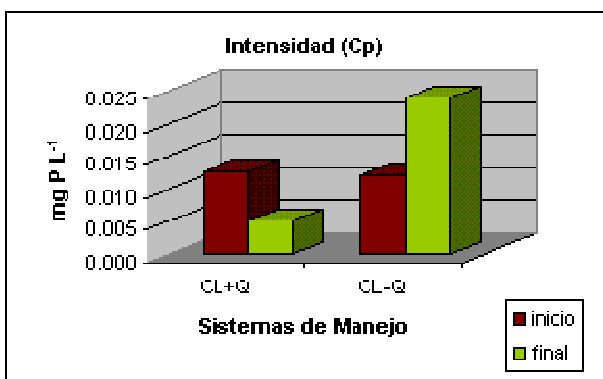


Figura 9. Factor Intensidad.

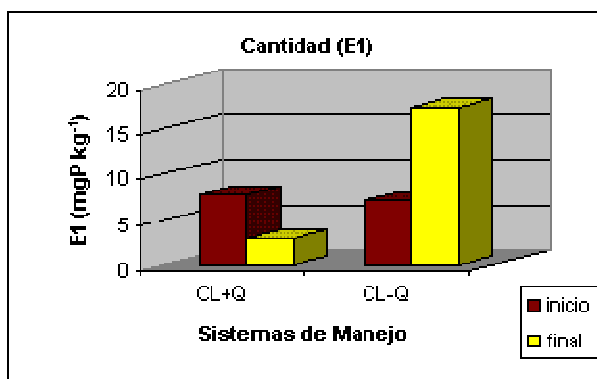


Figura 10. Factor Cantidad.

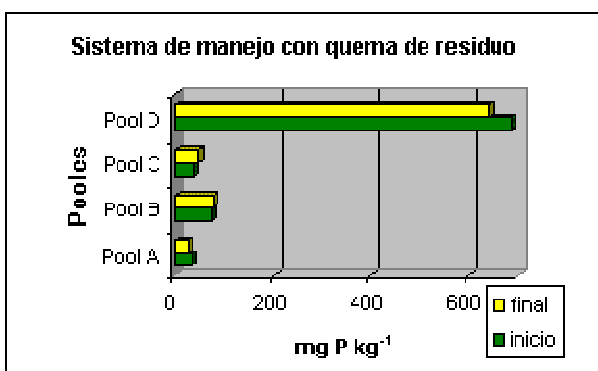


Figura 11. Distribución de P en los pools CL+Q.

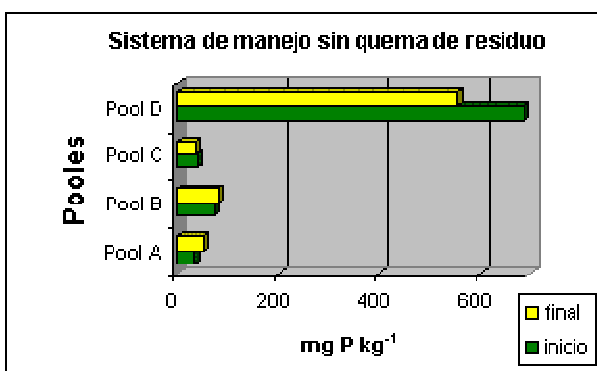


Figura 12. Distribución de P en los pools CL-Q.

ACTIVIDAD DE LAS RAÍCES

Los estudios sobre las raíces se han convertido en un elemento cada vez más importante para los programas de mejoramiento y selección de los cultivos, fundamentalmente debido a que las raíces son responsables de la absorción del agua y de los nutrimentos para las plantas.

Las plantas y los microorganismos también pueden formar asociaciones a nivel de la raíz, lo que puede afectar notablemente la productividad del cultivo de diferentes maneras.

El sistema radical y su distribución en el suelo han sido bastante investigados en diferentes especies de plantas, debido principalmente a la relación que existe con la absorción de elementos nutrientes y la absorción de agua. La mayor parte de los estudios se han realizado directamente en el campo, ya sea removiendo las raíces del suelo o bien por observación visual directa. Estos métodos, sin embargo, presentan limitaciones ya que provocan disturbación del sistema suelo y limitan el número de veces que puede ser muestreada una misma área. Estas técnicas, aparte de ser laboriosas, sólo dan una imagen de la distribución total de raíces (activas, durmientes, muertas). Además, es imposible distinguir entre las raíces propias del cultivo y las raíces provenientes de malezas u otras plantas asociadas. En contraste, el método isotópico es más rápido y eficiente, a la vez que determina el sistema radical activo.

Existe un desarrollo continuo de nuevos métodos para estudiar los sistemas radicales, sin embargo, la conveniencia de uno u otro método depende fundamentalmente de los objetivos del estudio y de los recursos disponibles. La mayoría de los métodos clásicos (las observaciones visuales y/o la separación física de las raíces) están encaminados a determinar las estructuras radicales de los cultivos, pero no ofrecen información acerca de la actividad de la raíz, el crecimiento y las respuestas fisiológicas a los factores ambientales.

La utilización de trazadores que pueden ser incorporados al sistema radical, absorbidos y translocados hacia las partes superiores de las plantas, permite determinar su contenido en el material vegetal.

El litio (Li) fue inicialmente empleado como trazador, pero su aplicación es limitada pues no se encuentra normalmente en las plantas en cantidades medibles; además puede ejercer un efecto adverso en el crecimiento de las plantas.

El trazador más utilizado para este tipo de estudio es el ^{32}P por su escasa movilidad en el suelo y su vida media de 14,3 días lo cual permite hacer evaluaciones de hasta un ciclo completo de cultivo.

El método consiste en aplicar un compuesto marcado al suelo, generalmente en forma líquida, inyectando dicha solución al suelo en diferentes profundidades y distancias laterales. Estas inyecciones se realizan aplicando aproximadamente 5 ml de una solución marcada con una actividad conocida y con una concentración adecuada de P como portador.

El principio del método se basa en que la aplicación de fertilizante próximo a la zona de mayor actividad radical y en el momento en que las raíces se encuentran más activas, daría por

resultado una mayor absorción de nutrimentos del fertilizante por parte del cultivo. Por lo tanto, la información acerca de la forma de distribución de la actividad radical sería un requisito previo fundamental para la formulación de prácticas de fertilización cualquiera sea el cultivo.

Técnicas con trazadores

Los conceptos más frecuentes que se utilizan en la aplicación de estas técnicas se indican a continuación:

Actividad radical: término relativo que se emplea para comparar diversas partes de un sistema radical. Se expresa en función de las cantidades de nutrientes absorbidas de una fuente común de suministro de nutrientes.

Relación de la actividad radical: relación de la cantidad de nutriente absorbido por dos partes diferentes de un sistema radical. La relación de actividad puede variar con el tiempo y el espacio.

Forma de distribución de la actividad radical: es la relación entre la actividad radical de cualquier parte del sistema de raíces y la de una ubicación estándar arbitraria.

La metodología de trazadores consiste básicamente en inyectar un isótopo adecuado al suelo o la planta. En el desarrollo de estas técnicas con trazadores isotópicos se han adoptado dos procedimientos:

Inyección a la planta. Se inyecta un isótopo, tal como ^{32}P ó ^{86}Rb en el tallo de la planta y se determina la forma de distribución de las raíces tomando muestras de suelo-raíz y midiendo la radiactividad que hay en ellas.

Inyección al suelo. Se inyecta una solución de fosfato marcado con ^{32}P al suelo en diferentes puntos (distancias y profundidades) y al realizar la medición de radiactividad de las muestras vegetales se comprueba la actividad de las raíces (características de las actividades radicales) en esos puntos.

Ambas técnicas con trazadores isotópicos se han aplicado ampliamente a los cultivos en terreno.

Aplicaciones

La técnica de inyección en los estudios sobre actividad radical puede emplearse en los siguientes tipos de estudios:

- Efecto de los métodos para la preparación del terreno (técnicas de cultivo/arado para preparar el terreno y controlar la erosión).
- Efecto del cultivo y otros métodos para el control de malezas.

- Métodos para evaluar el lugar y momento de la aplicación de los fertilizantes en huertos y árboles frutales y forestales, así como en cultivos anuales sembrados en surcos.
- Diferencias genotípicas en respuesta a diferentes condiciones hídricas.
- Definición de los sistemas de rotación de cultivos, a través de la combinación de cultivos con diferente desarrollo radical o la compatibilidad de fertilización nitrogenada de los cultivos.
- Selección de cultivos de referencia en estudios de fijación biológica de nitrógeno (FBN), de acuerdo al desarrollo de sus sistemas radicales con relación a la planta leguminosa.
- Cambios en la distribución de raíces activas por efecto de cambios en los sistemas de manejo.
- Características de la actividad radical de árboles frutales y forestales.

Procedimiento para la inyección en árboles

Se necesita una solución que contenga un isótopo conveniente o sea de fácil translocación y que se equilibre con la combinación de nutrientes de la planta. La medición puede realizarse utilizando el marcado simple ^{32}P ó ^{86}Rb ó ^{15}N ó doble: ^{33}P y ^{32}P (dos isótopos diferentes del mismo elemento).

Como unidades experimentales se usan árboles independientes. Debe tenerse un cuidado especial en la selección de árboles con características vegetativas uniformes (dimensiones, altura, follaje, capacidad de fructificación). Cada árbol se trata con una actividad de ^{32}P total determinada, distribuida en partes alícuotas iguales de aproximadamente 5 ml que contienen una solución de 1.000 ppm de P. Éstas se inyectan en 15 a 20 perforaciones que rodean el árbol en forma de anillo, a una profundidad y distancia específica del árbol que se va a estudiar. Para preparar las perforaciones e inyectar la solución en ellos (puntos de inyección) puede emplearse una amplia variedad de equipos y dispositivos.

Muestreo y análisis de la planta

La diferencia principal entre los cultivos anuales (plantas completas) y los perennes (hojas) se encuentra en el tipo de muestreo. En el caso de los árboles pueden utilizarse dos tipos de muestreo de hojas:

Muestreo en masa: Se considera representativo y se obtiene por el muestreo sistemático de hojas de todo el árbol, es decir, contando las hojas y recolectando por ejemplo una cada cuatro o una cada diez de ellas, de cada rama (dependiendo del tipo y tamaño del árbol).

Muestreo estándar: Muestreo representativo de las hojas desde una posición definida. También se utiliza con esta finalidad el muestreo recomendado para el diagnóstico foliar.

En ambos tipos de muestreo debe transcurrir suficiente tiempo (algunas semanas) después de la inyección, con el fin que el nutriente pueda desplazarse y redistribuirse de manera uniforme en todo el follaje. Esta es una condición para que el método sea válido. El tamaño de la muestra está en función de la actividad de la muestra.

Dado que las tasas de conteos son generalmente bajas, para el análisis suele utilizarse de 5 a 10 g de hojas secadas a estufa. La actividad del isótopo en las muestras se determina por conteo en un contador de centelleo líquido, utilizando centelladores o por efecto Cerenkov. En cada experimento se rectifica la tasa de conteo y se expresan los resultados en dpm g⁻¹ de materia seca. La actividad de la muestra da una medida de la actividad radical. Puede hacerse una comparación cualitativa de la actividad radical en diferentes puntos (tratamientos de inyección).

Fuentes de errores

1. Variabilidad espacial del suelo en toda la plantación.
2. Variabilidad de la planta (genético).
3. Factores de muestreo (tipo, tamaño, tiempo).

Estas constituyen las principales fuentes de error experimentales que pueden reducirse si se incrementa el número de submuestras, particularmente en el caso del muestreo estándar. En la práctica, el muestreo en masa da por resultado una reducción importante de la variación del muestreo.

4. Factores de la inyección. Probabilidad desigual de contacto entre las raíces y el isótopo aplicado. Esto puede ocurrir en el caso que el número de puntos de inyección sea demasiado reducido.
5. Factores de excentricidad. Probabilidad de contacto desigual entre las raíces y el isótopo aplicado en las diferentes distancias ensayadas. Esto tiene lugar cuando el número de puntos de inyección por unidad de longitud de la circunferencia en las distancias cercanas al tronco es mayor que el de las circunferencias que se encuentran más distantes de éste.

Técnicas de marcado simple

Se han realizado varios ensayos de actividad radical usando isótopos como el ¹⁵N ó ³²P, con el fin de cuantificar el patrón de comportamiento de raíces en frutales y en cultivos, a diferentes distancias de la base de la plantación o del cultivo (FAO/IAEA, 2001).

Utilizando estas técnicas se realizó un estudio en vides, para lo cual se escogieron, en un huerto comercial, plantas completamente al azar, con 5 tratamientos, 2 repeticiones por dos distancias laterales (40 y 80 cm) y por 3 profundidades (20, 40 y 60 cm) (Albornoz, Nario y Pino, 2001). Se realizaron cuatro muestreos foliares: entre diciembre (M1, 1997) y marzo (M4, 1998).

Con respecto al contenido de N total (%), se observó una gran tasa de removilización del N foliar hacia los órganos de mayor demanda (frutos), considerando ambas distancias laterales, con una disminución del orden de 51% desde M1 a M4. En todo el huerto el sistema radical estuvo bien desarrollado y expandido presentando actividad similar a distancias laterales de 40 y 80 cm.

Hubo un ligero incremento del contenido de N en profundidad (40 y 60 cm) indicando una mayor actividad radical, atribuido a un mayor contenido de agua en la zona superficial (20 cm), sujeta a desecación.

La actividad radical promedio, en el muestreo final (M4), a la distancia lateral de 80 cm, presentó una reducción de 11% comparada con la distancia lateral de 40 cm. Al comparar las actividades radicales a diferentes profundidades en las dos distancias laterales, se observó que a los 40 cm de distancia lateral la actividad radical fue ligeramente superior a la actividad radical a los 40 y 60 cm de profundidad, comparada con la actividad a los 20 cm de profundidad. A los 80 cm de distancia lateral, la actividad radical tuvo una reducción a los 40 y 60 cm de profundidad entre 22 y 27%, comparada con la encontrada a los 20 cm de profundidad.

De esta manera el conocer la distribución de las raíces activas constituye un dato valioso para una aplicación del fertilizante en forma más precisa, para determinar la densidad de las plantas, así como también para una mayor eficiencia del riego.

En otro estudio realizado en durazneros *Prunus persica* L. cv. Goldencrest de 8 años, se inyectó SFT-³²P al suelo, a los 0, 10, 30 y 60 cm de profundidad y a distancias laterales de 1 m y 2 m, en un suelo aluvial de la Región Metropolitana, en la localidad de Alto Jahuel. Posteriormente se realizaron 3 muestreos foliares, a los 15, 30 y 45 días después de la inyección. Cada planta conformó una unidad experimental (Nario *et al.*, 2003). Se observó que la actividad radical en durazneros se concentró (80%) dentro de los primeros 10 cm de profundidad y a 1 m de distancia lateral, dejando en evidencia la influencia de la ubicación del surco de riego.

En estudios con ³²P, en vid Thompson seedless, bajo riego por goteo por 2 años, se encontró que el 93% de las raíces activas se encontraba entre los 0 y 20 cm de profundidad para una distancia lateral de 50 cm, coincidiendo con la ubicación del riego (Figura 13). Sin embargo, anteriormente la conducción del riego era por surco, encontrándose aún a los 100 cm de distancia lateral similar porcentaje de distribución entre los 20 y 40 cm de profundidad. Mientras, en las vides que llevan 1 año bajo riego por goteo, a ambas distancias laterales se observa una mayor actividad radical a los 20 cm de profundidad (Nario *et al.*, 2002; Nario *et al.*, 2003).

En una pradera establecida de 3-4 años de trébol rosado (*Trifolium pratense*) en un suelo Serie Osorno de la X Región (Typic Hapludand), se inyectó una solución de SFT-³²P en 4 puntos entre 0 y 100 cm de profundidad. Dentro de las 10 plantas consideradas se realizaron cortes a los 7, 14 y 30 días desde la inyección. El objetivo fue evaluar la baja respuesta frente a las aplicaciones fosfatadas en cobertera. Se pudo constatar que sólo un 8% del P total aplicado en forma superficial fue absorbido, mientras que un 70% de la absorción se produce por las raíces que se encuentran en los primeros 20 cm de profundidad, aunque las raíces pueden absorber hasta 1 m de profundidad.

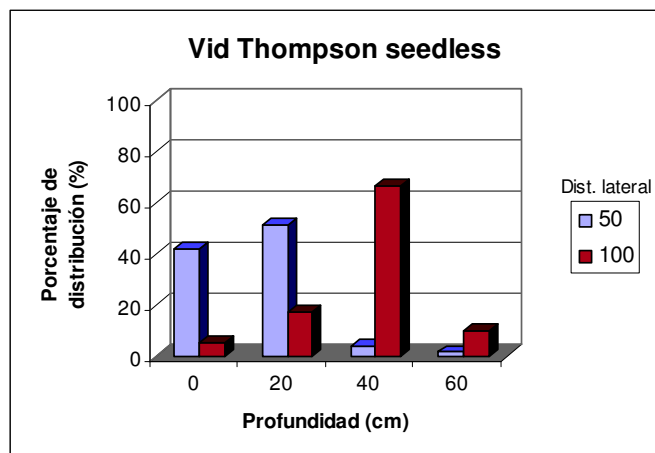


Figura 13. Distribución de raíces en vid *Thompson seedless* a diferentes profundidades y distancias laterales.

Igual ensayo se realizó en una pradera de trébol rosado (*Trifolium pratense* L.), de dos años de establecimiento en un suelo Serie Santiago (Entic Haploxeroll), donde se marcó un área de 20 m², inyectando una solución de K₂H³²PO₄ a diferentes profundidades entre 0 y 40 cm y distancias laterales entre 0 y 60 cm. A los 25 y 76 días desde la aplicación se realizaron cortes de plantas, siendo procesadas para su posterior análisis. Se encontró que la mayor actividad se encuentra concentrada en los primeros 10 cm de profundidad, mientras que la distancia lateral se extiende hasta los 30 cm, producto de una compactación de suelo (Nario *et al.*, 2002; Nario *et al.*, 2003).

En un cultivo de alfalfa (*Medicago sativa* L.), el segundo año de establecimiento, en un suelo Entisols de origen aluvial, se realizaron inyecciones de 5 mL de una solución marcada con ³²P. Al igual que en trébol, a los 15 y 30 días desde la aplicación se realizaron cortes de las plantas, observándose que la mayor actividad radical se encontraba en los primeros 40 cm (50%) para alcanzar un 75% hasta los 70 cm de profundidad. Así mismo, en sentido lateral cerca de un 39% de la actividad radical se presentaba hasta los 20 cm de distancia lateral desde la base de la aplicación (Figura 14) (Nario *et al.*, 2002; Nario *et al.*, 2003).

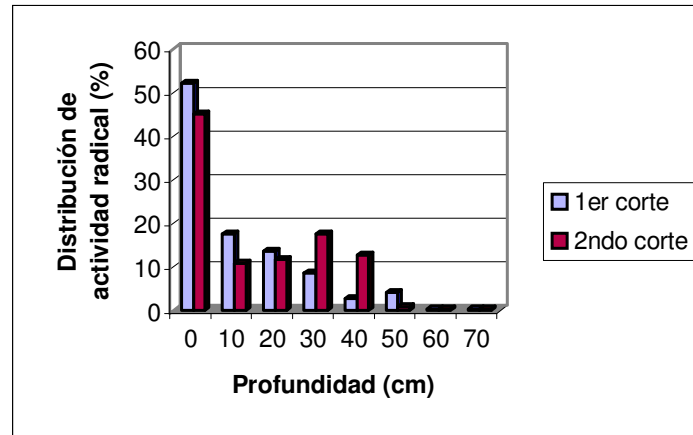


Figura 14. Actividad radical en alfalfa, en el primer (15 días) y segundo corte (30 días), después de la aplicación.

USO EFICIENTE DEL AGUA

El agua es uno de los factores limitantes de la producción agropecuaria en extensas áreas en el mundo. A través del riego se puede proveer agua adicional, pero la cantidad de agua que penetra en el suelo y es retenida en la zona radical depende de las prácticas de manejo y de las características propias de cada suelo. Las tecnologías de riego han mejorado y su uso se ha expandido haciendo que se pueda producir todo el año en regiones de escasa lluvia, pero esto implica hacer un uso eficiente del agua para los cultivos. En tal sentido las técnicas nucleares e isotópicas son una herramienta valiosa para el estudio del sistema suelo-planta y sus interacciones con los fertilizantes y el medio ambiente.

El agua que antes era abundante en algunas regiones ahora es deficiente. Este recurso es necesario para poder mantener niveles de producción agrícola adecuados y estables. El costo del agua aumentará rápidamente, por lo que es imprescindible entender con gran precisión los ciclos hidrológicos locales y la recarga de agua subterránea. El uso eficiente de agua en sistemas de riego requiere de un monitoreo continuo del contenido de agua en el suelo y de la interpretación de esas medidas, lo cual se puede realizar de manera precisa utilizando la sonda de neutrones, optimizándose en algunos casos hasta en un 40% el uso de agua en sistemas de riego tradicionales.

La sonda de neutrones, desde su incorporación a la agricultura, ha sido utilizada en programas de riego mostrando en que momento es más oportuno hacer los riegos. Es un instrumento básico para la determinación del balance hídrico en campo. Se usa intensamente en varios cultivos lo que muestra su versatilidad, y su manejo es muy simple lo que hace bastante amigable su interacción con los usuarios de la misma.

Discriminación isotópica

Recientemente se ha utilizado el parámetro de discriminación isotópica (Δ) para estudios de fisiología vegetal y específicamente en estudios de eficiencia del uso del agua por las plantas. Por las características del método es posible determinar con mayor detalle características fisiológicas de las plantas que tienen relación con el aprovechamiento diferencial del agua.

De los isótopos estables de carbono (^{12}C y ^{13}C), cerca del 99% corresponde a ^{12}C en la atmósfera. La abundancia relativa de ^{13}C en relación al ^{12}C en tejidos vegetales, es menor que la abundancia de esos isótopos en el dióxido de carbono atmosférico, indicando de esta manera que existe una discriminación isotópica en la incorporación del CO_2 en la biomasa vegetal.

La relación isotópica $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ en las plantas varía debido a la discriminación de C (ΔC) por los procesos enzimáticos relacionados a la formación y ruptura de enlaces envolviendo el átomo de C y de otros procesos afectados por la masa atómica como la difusión. Esta discriminación es mayor en plantas que fijan el C por el ciclo C_3 .

Como no es fácil medir la composición isotópica del C de la muestra, se utiliza la desviación isotópica (δ) del material de interés, determinada por Espectrometría de Masas, en relación al estándar correspondiente a un fósil de *Belemnitella Americana*, proveniente de la era Cretácica (Pee Dee Belemnite), Carolina del Sur, USA (PDB) donde $\delta = \text{R}/\text{R}_{\text{pdb}}$. Los valores numéricos se expresan en partes por mil (‰). Entonces la discriminación isotópica a partir de la ecuación será la siguiente:

$$\Delta = \frac{\delta_a - \delta_p}{1 + \delta_p}$$

Donde δ_a corresponde a la desviación isotópica del aire, cuyo valor en la escala PDB es de 7,6‰; y δ_p corresponde a la desviación isotópica de la planta.

Determinación del contenido de agua en el suelo

Desde hace varios años la sonda de neutrones se ha utilizado en estudios del movimiento de agua del suelo. En la actualidad, su práctica se ha extendido a determinaciones rutinarias del contenido de agua del suelo en sistemas de riego. En los inicios existió un relativo temor por el hecho de estar trabajando con una fuente radiactiva, pero se ha comprobado que su uso correcto disminuye cualquier riesgo. Con la popularización de los equipos computacionales, las nuevas sondas incorporan ventajas para la manipulación y almacenamiento de datos, almacenan curvas de calibración y pueden transferir los datos a computadoras facilitando aún más el trabajo de cálculo.

Las principales ventajas de la sonda de neutrones son la facilidad y rapidez en la determinación de la humedad del suelo. Para la toma de decisiones esta rapidez es fundamental para no colocar en riesgo la disponibilidad de agua para los cultivos.

Método de la moderación de neutrones

El principio de la sonda de neutrones se basa en que neutrones rápidos son emitidos de una fuente radiactiva, luego son termalizados con los átomos del hidrógeno del agua presente en el suelo y se vuelven lentos con menor energía para ser detectados por otro dispositivo dentro de la sonda. A mayor concentración de hidrógeno de las moléculas de agua en el suelo, mayor será el número de neutrones contados a través del detector. El valor del contenido de agua será calculado con la ayuda de una curva de calibración previamente preparada sobre la base de relaciones entre valores de contenido de agua y tasa de conteo (Muraoka y Tzy, 2000).

Para la determinación del contenido de agua del suelo con la sonda de neutrones se deben instalar tubos de acceso que quedan fijos en el campo. Durante la instalación de esos tubos es necesario tomar precauciones especiales para lograr que exista un estrecho contacto entre la pared externa del tubo y el suelo, que no haya compactación en las proximidades ni bolsas de aire donde pueda acumularse agua. La apertura de los orificios donde se colocan los tubos puede hacerse con barrenos manuales o hidráulicos; también existen algunos dispositivos para su retiro al final de las determinaciones.

Los medidores neutrónicos miden los neutrones lentos y, dado que es difícil describir las interacciones que se producen entre los neutrones lentos y en las diferentes clases de suelos, se hace necesario establecer una curva de calibración para convertir en contenido de agua los recuentos neutrónicos medidos con la sonda. Normalmente se utiliza la relación:

$$\theta = a + bR$$

Donde θ es la fracción volumétrica de agua (cm^3/m^3); R es la relación entre la tasa de recuento neutrónico C en el suelo y la tasa de recuento C_s en un medio estándar (C/C_s); a es el intercepto y b es la pendiente.

La calibración en el campo se realiza instalando tubos de acceso y midiendo las tasas de recuento neutrónico a diferentes profundidades del suelo. Así, la curva debe comprender una amplia gama de cambios del contenido de agua del suelo que pueden ocurrir en condiciones agrícolas normales. Luego, se toman muestras volumétricas del suelo a las mismas profundidades y se efectúa una regresión entre el contenido volumétrico de agua del suelo de las muestras y la tasa de recuento neutrónico a cada profundidad específica del suelo.

Los métodos nucleares con sonda de neutrones para medir el contenido de agua y con sonda gamma para medir densidad, son de amplia aplicación en investigaciones agrícolas. Constituyen métodos no destructivos los cuales, una vez calibrados, son fáciles de utilizar. De esta manera se utilizan en:

- Determinar el almacenamiento de agua en la zona radical de las plantas.
- Modalidad de crecimiento de las raíces de las plantas.
- Determinación de la conductividad hidráulica, balance hídrico.
- Determinación de genotipos con mejor eficiencia en el uso de agua y programación eficiente del riego.

FERTIRRIGACIÓN

En las últimas décadas, la práctica de fertirrigación ha alcanzado considerables avances con el mejoramiento de los métodos de riego a causa de la mejor utilización de los equipos que por mucho tiempo se emplearon sólo para aplicaciones de agua. Hoy se sabe que el sistema de riego es un excelente conductor y distribuidor de cualquier producto químico. En muchos artículos se designa como “Fertigación” al sistema de aplicación de un fertilizante con el agua de riego (Espinosa, 1998).

Sistemas de riego

La fertilización combinada con el agua de irrigación se adapta a todos los sistemas de riego, sean fijos, semi fijos o móviles. Sin embargo, cada sistema presenta características particulares de distribución lo que afecta el manejo del fertilizante.

Riego por goteo

El riego por goteo se ha convertido en el medio más popular de aplicación de agua y fertilizantes. Teniendo en cuenta que el gotero es una fuente puntual de ingreso, el agua penetra al suelo y se mueve hacia abajo y hacia los lados formando un cono o bulbo. El tamaño y forma del bulbo son afectados principalmente por el caudal del gotero, tipo de suelo y tiempo de aplicación. La distribución del agua en el perfil del suelo comprende tres regiones:

1. Zona de transición, formada inmediatamente bajo la superficie del suelo, con el contenido de agua cercano a la saturación.
2. Zona mojada, donde la mayoría de las raíces se desarrollan. El agua llega a este punto por gravedad y capilaridad. En esas dos regiones la cantidad de agua decrece a medida que aumenta la distancia del punto de suministro, al mismo tiempo que aumenta la aireación.
3. Frente de mojamiento, donde el contenido de agua está muy próximo al contenido de agua inicial del suelo. En los suelos arcillosos hay predominio de fuerzas capilares y el bulbo se torna más achatado y plano que en los suelos arenosos.

Las ventajas que presenta el riego por goteo en relación a otros sistemas de riego, se relacionan con un uso más eficiente del agua, la aplicación de la solución fertilizante en la zona activa de las raíces de donde el agua está siendo removida, hay menor pérdida del fertilizante por lixiviación y la aplicación localizada inhibe el desarrollo de enfermedades foliares.



Foto 1. Experimento en arándanos instalado en Chillán en un suelo volcánico (Melanoxerand) con dos tratamientos de riego por goteo y 4 dosis de 0, 25, 50 y 75* kg de N ha⁻¹ [*: 5,21% ¹⁵N at. exc.] y tres repeticiones (Foto gentileza Dr. Pierre Moutonnet).

Las limitaciones que se han detectado se relacionan con la variabilidad de la descarga de agua en cada emisor, la necesidad de filtrar las soluciones para eliminar partículas sólidas, la obstrucción de los emisores por microorganismos, algas o precipitados formados por la acción de algunos fertilizantes con el agua de riego. Las soluciones ácidas o alcalinas tienen un mayor efecto negativo en el suelo debido a que se concentran en un pequeño volumen y el sistema radical se vuelve más restringido.

Riego por aspersión

Los sistemas de riego por aspersión se caracterizan por la distribución del agua en toda la superficie, lo que es deseable en la aplicación de productos químicos en suspensión o en solución, como es el caso de los fertilizantes y agroquímicos.

Una ventaja del riego por aspersión, en relación al riego por goteo, es la velocidad de conducción del agua en las tuberías de distribución, lo que disminuye la sedimentación de las partículas sólidas reduciendo los riesgos de obstrucción de las tuberías y de los emisores. Entre las limitaciones del sistema están el mayor consumo de agua, mayores problemas con enfermedades en las plantas, menor aprovechamiento del agua aplicada, principalmente en la fase inicial de los cultivos cuando las raíces no están plenamente desarrolladas.

Ventajas y limitaciones del fertirriego

Ventajas

- Distribución del fertilizante y localización. La solución conteniendo los nutrientes se diluye homogéneamente en el agua de riego y ésta es distribuida en el campo de la misma forma que el agua.
- Flexibilidad de la aplicación. El fertirriego permite gran versatilidad en la época de aplicación de los nutrientes, se pueden dosificar más rigurosamente las cantidades de nutrientes y suministrarlos según las necesidades de las plantas.
- Eficiencia del uso del fertilizante. Al existir la posibilidad de un mayor fraccionamiento de la fertilización, hay un mejor aprovechamiento del fertilizante aplicado, lo cual lleva a una reducción de las cantidades aplicadas en relación a la fertilización convencional.
- Comodidad. Contrariamente a otros métodos de fertilización, los equipos de fertirriego son cómodos y bastante rápidos, pues se trata de un único equipo central para toda el área.
- Aplicación balanceada de macro y micronutrientes. La fertirrigación permite una aplicación uniforme de los nutrientes en el suelo. Los micronutrientes que son utilizados en pequeñas cantidades, también pueden ser aplicados en esta forma.
- Disminución de la compactación del suelo. La fertirrigación reduce problemas de formación de capas compactas considerando que con esta práctica se reduce el tráfico de máquinas y de personal en el área.
- Control de la profundidad de la aplicación. Debido a que los nutrientes en el suelo se mueven a través del agua es posible determinar las profundidades a las que llegan en el perfil, para una mejor absorción radical.
- El uso de isótopos estables y radiactivos utilizados en el campo de la fertilización ha permitido un mayor y mejor conocimiento de la distribución de los mismos y su eficiencia en los diferentes sistemas de riego.

Limitaciones

- Restricción de fertilizantes. Las fuentes fertilizantes utilizadas tienen que presentar alta solubilidad.
- Reacción de los fertilizantes en la línea de riego. Según la calidad de agua que se utiliza en el riego (principalmente cuando son ricas en calcio) y la naturaleza del fertilizante, pueden formarse precipitados en la red lo que ocasiona obstrucción de los emisores.
- Corrosión del sistema de riego. El efecto salino de los fertilizantes puede ocasionar daño en el sistema debido a su efecto corrosivo.

- Necesidad de investigación. La falta de información sobre dosis, tipo de fertilizante, época y modo de aplicación del fertilizante por el riego limita la difusión de la técnica.
- Contaminación. La utilización incorrecta de la técnica de fertirrigación puede llevar a la contaminación de los niveles freáticos y de la fuente de captación de agua.

MATERIA ORGÁNICA

El papel de la materia orgánica en los suelos es bien conocido, a causa de su influencia en las propiedades químicas y físicas de todo el sistema edáfico. Por lo tanto el uso de técnicas isotópicas han resultado de gran utilidad para cuantificar la cantidad y naturaleza del C orgánico y del N que se acumulan en los suelos anualmente, así como para establecer las tasas de descomposición de sustratos simples y complejos en condiciones naturales o controladas y por períodos prolongados después que el sustrato inicial ya se ha metabolizado.

Así, investigaciones isotópicas asociadas con fraccionamiento de la materia orgánica han demostrado las diferencias en las tasas de descomposición de los componentes. También el uso de sustratos marcados permite medir la actividad potencial de la microflora y la actividad enzimática del suelo. La mayor parte de estos estudios se realizan utilizando la relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ y en muchos casos asociado al isótopo estable ^{15}N (FAO/IAEA, 2001).

La relación de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ en la atmósfera puede variar con diferentes parámetros fisiográficos tales como altitud, latitud y temperatura, y también a causa de algunos procesos biológicos (Lefroy, Blair y Conteh, 1995). Cuando las plantas fijan carbono durante la fotosíntesis existe un grado de discriminación entre la cantidad de ^{13}C y ^{12}C . La discriminación ocurre en el proceso primario de carboxilación durante la fotosíntesis, con mayor discriminación hacia el ^{13}C en las plantas C3 (ciclo de Calvin) que en las plantas C4 (ciclo de Hatch-Slack).

El proceso primario de carboxilación es catalizado por la enzima ribulosa bifosfato carboxilasa (RuBP) resultando en una relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ más baja en las plantas C3 que en las C4. Las plantas CAM muestran una discriminación variable pero más cercana a las plantas C4 (Skjemstad, Le Feuvre y Prebble, 1990).

La relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ se mide como $\delta^{13}\text{C}$. Las especies C4 tales como el maíz tienen un valor de $\delta^{13}\text{C}$ de aproximadamente -12‰, mientras que en las especies C3 tales como trigo y arroz el valor es de aproximadamente -26‰. El $\delta^{13}\text{C}$ de la materia orgánica se relaciona con el tipo de cultivo existente (Schwartz *et al.*, 1986) y por lo tanto al cambiar de vegetación C3 a C4, este cambio se verá reflejado en cambios en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de la materia orgánica (Lefroy, Blair y Conteh, 1995). Este principio ha sido usado entre otros por Balesdent, Mariotti y Guillet (1987); Lefroy, Blair y Strong (1993) y Accoe *et al.* (2002) para investigar cambios en la materia orgánica del suelo y su cuantificación.

EROSIÓN

Estimaciones directas de la erosión del suelo se han llevado a cabo determinando la cantidad y distribución del ^{137}Cs , derivado de las precipitaciones radiactivas. El ^{137}Cs es un radionucleido artificial con una vida media de 30,2 años, producto de fisión nuclear. La distribución del ^{137}Cs en el ambiente comienza entre los años 1950 a 1960 producto de las explosiones nucleares y en una menor extensión, continúa hasta 1980. El ^{137}Cs y otros radionucleidos fueron liberados a la estratosfera y distribuidos globalmente, luego se movió hacia la troposfera y a la superficie terrestre como precipitación radiactiva, siendo la cantidad dependiente de la concentración en la atmósfera y de las precipitaciones.

Las precipitaciones radiactivas han sido monitoreadas globalmente desde los años 1950. El Stroncio-90 se identificó como el radionucleido más peligroso en las precipitaciones radiactivas debido a su fijación biológica en los huesos e identificado como responsable de la generación de cáncer en la especie humana.

El ^{137}Cs es lejos el radionucleido más ampliamente usado en estudios de erosión de suelos e investigaciones de sedimentos en virtud de su fuerte adsorción en las partículas de suelo. Además, a causa de su vida media, relativamente larga (30,2 años), es fácil de medir y con patrones definidos de su entrada al sistema a través de las precipitaciones radiactivas.

Así, en sistemas agrícolas su redistribución es una indicación directa de la erosión, transporte y depositación de las partículas del suelo durante el período que se extiende desde la principal fase de depositación atmosférica hasta el tiempo de muestreo. La estimación de la redistribución del ^{137}Cs se basa en medidas de comparación de los inventarios (actividad total por unidad de área) en puntos de muestreo individuales, con un estimado equivalente del inventario que representa la precipitación radiactiva atmosférica acumulada en el sitio, tomando debidas consideraciones de las diferentes conductas de suelos cultivados y no cultivados.

Debido a que medidas de larga duración de la precipitación radiactiva atmosférica no están disponibles, la entrada acumulada del inventario de referencia se establece muestreando un área adyacente no disturbada y claramente no erosionada, generalmente bajo pradera permanente, lo cual da una estimación de la precipitación radiactiva total.

Cuando las muestras de los inventarios son más bajas que los inventarios de referencia local, se infieren las pérdidas de suelo y por consecuencia la erosión de los mismos.

Similarmente muestras del inventario en exceso del nivel de referencia son indicadores de la adición de ^{137}Cs al suelo por depositación. La magnitud y dirección de las medidas de desviación de los niveles de referencia local proveen una estimación cualitativa de la redistribución de suelo.

Para poder tener estimaciones cuantitativas de las tasas de erosión y depositación desde las medidas de ^{137}Cs es necesario establecer una relación entre la magnitud de las desviaciones de los sitios de referencia y la extensión de pérdida o ganancia de suelo (IAEA, 1998).

Debido a que datos empíricos son raros de obtener, muchos investigadores han usado relaciones teóricas o modelos que proveen las necesarias funciones de calibración. Así, esta técnica tiene un claro potencial también en aplicaciones de redistribución de suelo por manejo convencional (labranza) y por acumulación eólica. Además de correlacionar con las pérdidas de C orgánico en la capa arable producto de procesos erosivos (Shuller *et al.*, 2004).

Otros radionucleidos, incluyendo ^{210}Pb y ^7Be han sido objeto de menor atención pero hay actualmente evidencias claras de que ellos pueden ofrecer un considerable potencial para su uso en investigaciones de erosión de suelo, tanto de manera independiente o como complemento a las mediciones con ^{137}Cs .

AGROQUÍMICOS

El aumento significativo que ha experimentado la actividad agrícola y forestal en las últimas décadas principalmente en cultivos destinados a la exportación ha llevado a un incremento en el uso de agroquímicos en vastas zonas del país, situación determinada por la exigencia de los mercados respecto a la calidad de los productos. Este aumento en el uso de agroquímicos ha traído como resultado una creciente preocupación en los últimos años sobre los riesgos asociados al manejo y uso de agroquímicos sobre el medio ambiente y la salud humana. Es por tal razón que en Chile el tema de los agroquímicos ha sido incorporado dentro de la agenda estratégica del Ministerio de Agricultura desde el año 2000.

La incorporación de nuevas técnicas de análisis más rápidas y económicas y menos contaminantes permite ampliar y profundizar en el conocimiento sobre los impactos ambientales causados por el uso de agroquímicos, como así mismo optimizar los recursos destinados a estudios de esta naturaleza (Kogan y Pérez, 2003).

La información que existe en Chile generada por estudios con metodologías convencionales sobre el comportamiento de los agroquímicos en diferentes medios y su destino final es limitada, ya que la capacidad de detección de los ingredientes activos de los agroquímicos se ve enmascarada por varios factores, entre ellos las matrices en las cuales se mide.

El uso de radioisótopos es comúnmente utilizado en los estudios donde se producen transformaciones ambientales, evaluando el transporte y los residuos de agroquímicos. Estas técnicas por su gran sensibilidad, precisión y seguridad, requieren de un mínimo de muestra a procesar. En los estudios de agroquímicos las moléculas son marcadas con un trazador radiactivo como el ^{14}C , ^{35}S ó ^{32}P .

Con la aplicación de las técnicas nucleares que utilizan moléculas marcadas, tal como el ^{14}C , es posible seguir la trayectoria de un compuesto en sistemas experimentales y realizar la identificación y cuantificación precisa de los productos de transformación en concentraciones

muy bajas. También es posible estudiar la trayectoria o movilidad de estas sustancias a través de los distintos compartimentos ambientales (Pino y Nario, 2003).

Mediante el uso de trazadores, se puede procesar y medir rápidamente un elevado número de muestras, a bajo costo, utilizando un equipo de centelleo líquido y cromatógrafos con detector de masas (Guo y Sun, 2002).

La técnica de ELISA resulta también más económica respecto a los costos de los procedimientos cromatográficos, ya que se puede procesar un gran número de muestras a la vez, en un tiempo corto y con un mínimo de reactivos. Sin embargo, al ser una de las técnicas más nuevas en desarrollo, no se dispone de un gran número de kits de referencia lo que limita su uso a ciertos agroquímicos, tales como pentaclorofenol, paraquat, atrazina, glifosato, clorpirifos y mancozeb.

BIBLIOGRAFÍA

- ACCOE, F., BOECKX, P., VAN CLEEMPUT, O., HOFMAN, G., ZHANG, Y., LI, R. and GUANXION, CH. 2002. Evolution of the $\delta^{13}\text{C}$ signature related to total carbon contents and carbon decomposition rate constant in a soil profile under grassland. Rapid communications in mass spectrometry, 16: 2.184-2.189.
- ALBORNOZ, M. P., NARIO, A. y PINO, I. 2001. Patrón de actividad radicular en vides con diferentes portainjertos, utilizando ^{15}N . Revista de la Ciencia del Suelo y Nutrición Vegetal, 1 (1): 19-24.
- BALESDENT, J., MARIOTTI, A. and GUILLET, B. 1987. Natural ^{13}C abundance as a tracer for studies of soil organic matter dynamics. Soil Biology and Biochemistry, 19: 25-30.
- BARRACLOUGH, D., GEENS, E.L., DAVIES, G.P. and MAGGS, J.M. 1985. Fate of fertilizer nitrogen. III. The use of single and double labelled ^{15}N ammonium nitrate to study N uptake by ryegrass. Journal of Soil Science, 36: 593-603.
- BARRIENTOS, L., MONTENEGRO, A. y PINO, I. 2002. Evaluación de la fijación simbiótica de nitrógeno de *Lupinus albus* y *Lupinus Angustifolius* en un Andisol Vilcún del Sur de Chile. Terra (México), 20: 39-44.
- BARRIENTOS, L., MONTENEGRO, A., PINO, I. y PEÑALOSA, E. 1999. Evaluación de la fijación simbiótica de nitrógeno en *Lupinus albus* y *Lupinus Angustifolius* en un Andisol Vilcún, a través de técnicas isotópicas. Presentado al CLACS.
- BARRIENTOS, L., PINO, I. y MÉNDEZ, E. 1995. Efectividad y competitividad de cepas nativas de Rhizobium en suelos de la IX Región. Agricultura Técnica (Chile), 55(3-4): 226-232.
- BERGERSEN, F.J. 1980. Methods for evaluating biological nitrogen fixation. Wiley, Chichester. 701 p.
- BURRIS, R.H. and MILLER, C.E. 1941. Application of ^{15}N to the study of biological nitrogen fixation. Science, 93: 114-115.
- CAMPILLO, R., URQUIAGA, S. y PINO, I. 2002. Fijación biológica de nitrógeno en trébol blanco mediante técnicas del ^{15}N , en un suelo derivado de cenizas volcánicas. Suelo y Nutrición Vegetal. Revista de la Ciencia del Suelo y Nutrición Vegetal, 2(1): 25-34.
- CAMPILLO, R., URQUIAGA, S., PINO, I. y MONTENEGRO, A. 2003. Estimación de la fijación biológica de nitrógeno en leguminosas forrajeras mediante la metodología de ^{15}N . Agricultura Técnica (Chile), 63(2): 169-179.
- CARPENTER-BOGGS, L., PIKUL, J.L., VIGIL, M.F. and RIEDEL, W.E. 2000. Soil nitrogen mineralization influenced by crop rotation and nitrogen fertilization soil. Soil Science Society of America Journal, 64: 2038-2045.
- DELPHIN, J.E. 2000. Estimation of nitrogen mineralization in the field from an incubation test and from soil analysis. Agronomie, 20: 349-361.
- ESPINOSA, J. (ed.) 1998. Memorias del I Seminario Internacional de Fertigación. 64 p.
- FAO/IAEA. 2001. Use of isotope and radiation methods in soil and water management and crop nutrition, Manual. Training course series 14. Vienna, 247 p.
- FARDEAU, J.C. 1993. Le phosphore assimilable des sols: sa représentation par un modèle fonctionnel à plusieurs compartiments. Agronomie, 13: 317-331.
- FARDEAU, J.C. 1997. ^{32}P isotopic exchange kinetics. Experimental procedure, interpretation of results. Application to the prediction of the efficiency of P fertilizers. Working paper presented at the Third Research Coordination Meeting of the FAO/IAEA Coordinated Research Programmes "The use of nuclear and related techniques for evaluating the agronomic effectiveness of phosphate fertilizers, in particular Rock Phosphate" Report D1-RC-542.3.
- FARDEAU, J.C., GUIRAUD, G. and MAROL, C. 1996. The role of isotopic techniques on the evaluation of the agronomic effectiveness of P fertilizers. Fertilizer Research, 45:101-109.
- GUO, J.; SUN, J. 2002. Studies on bound ^{14}C -Chlorosulfuron residues in soil. Journal of Agricultural and Food Chemistry, 50: 2.278-2.282.
- HARDARSON, G. 1990. Use of nuclear techniques in studies of soil-plant relationships. Training Course Serie N° 2, IAEA, Vienna. 223 p.
- HOOD, R., MERCKX, R., JENSEN, E., POWLSON, D., MATIJEVIC, M. and HARDARSON, G. 2000. Estimating crop N uptake from organic residues using a new approach to the ^{15}N isotope dilution technique. Plant and Soil, 223: 33-44.
- IAEA. 1998. Use of ^{137}Cs in the study of soil erosion and sedimentation. IAEA TECDOC 1028.
- KOGAN, M. y PÉREZ, J. 2003. Herbicidas. Fundamentos fisiológicos y bioquímicos del modo de acción. Colección en Agricultura. Facultad de Agronomía e Ingeniería Forestal. Pontificia Universidad Católica de Chile.
- LEFROY, R.D.B., BLAIR, G.J. and CONTEH, A. 1995. Chemical fractionation of soil organic matter and measurements of the breakdown rates of residues. pp: 149-158. In: Lefroy, R.D.B., Blair, G. J, Craswell, E.T. (eds.). Soil organic matter management for sustainable agriculture. ACIAR Proceedings. N° 56. ACIAR Canberra, ACT., UBON, Thailand.

- LEFROY, R.D.B., BLAIR, G.J. and STRONG, W.M. 1993. Changes in soil organic matter with cropping as measured by organic fractions and ^{13}C natural isotope abundance. *Plant and Soil*, 155/156, 399-402.
- MERA, M., ROUANET, J.L., MONTENEGRO, A., y PINO, I. 1999. Importancia de contar con una leguminosa en la rotación. *In: Agricultura Conservacionista en Cultivos Anuales, Agricultura del Futuro*.
- MURAOKA, T. y TZI TZIBOY, E.A. 2000. Mejoramiento del uso del agua en la agricultura: El papel de las técnicas nucleares. ARCAL-CENA, Universidad de Sao Paulo. 131 p.
- NARIO, A., PINO, I., ALBORNOZ, M.P. y BAHERLE, P. 2002. Uso de isótopos en estudios de distribución y actividad radicular. *Boletín Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo*, 18: 166-169.
- NARIO, A., PINO, I., ALBORNOZ, M.P. y BAHERLE, P. 2003. Uso de isótopos en estudios de distribución y actividad radicular (AR). *In: Simposium American Nuclear Society. Section Latin American. Santiago, Chile, 25-28 agosto de 2003*.
- NARIO, A., PINO, I., BAHERLE, P., ALBORNOZ, M.P. 2001a. Tempi di concimazione azotata (^{15}N) nella varietà di uva da tavola Red Globe innestata su quattro portinnesti. *Rivista di Frutticoltura* 12 (dic.): 61-64.
- NARIO, A., PINO, I., PARADA, A.M., ROUANET, J.L., BARRIENTOS, L. and MONTENEGRO, A. 2001b. Effect of the crop rotation in the use of the nitrogen (^{15}N), in a conservation tillage. pp: 359-364. *In: L. García Torres, J. Benites, A. Martínez-Vilela (eds.). I Congreso Mundial de Agricultura de Conservación. Madrid, España*.
- NARIO, A., PINO, I., PARADA, A.M., ROUANET, J.L., BARRIENTOS, L. y MONTENEGRO, A. 2001c. Efecto de rotación de cultivos en el balance de nitrógeno (^{15}N), en labranza conservacionista. *Revista de la Ciencia del Suelo y Nutrición Vegetal*, 1(2): 42-48.
- NARIO, A., PINO, I., PEYRELONGUE, A. y ALBORNOZ, M.P. 2000. Evaluación de fuentes nitrogenadas en dos variedades de cebada utilizando el método de dilución isotópica (^{15}N). *Revista Nucleotécnica*, 34: 9-20.
- NARIO, A., PINO, I., ZAPATA, F., ALBORNOZ, M.P. and BAHERLE, P. 2003. Nitrogen (^{15}N) fertiliser use efficiency in peach (*Prunus persica* L.) cv. Goldencrest trees in Chile. *Scientia Horticulturae*, 97: 279-287.
- NAVIA, M., PINO, I., LUZIO, W. y PARADA, A.M. 1997a. Evaluación de la eficiencia de superfosfato triple y roca fosfórica en doce variedades de trigo utilizando el método de dilución isotópica. Parte I: Parámetros Agronómicos. *Terra (México)*, 15(1): 15-20.
- NAVIA, M., PINO, I., LUZIO, W. y PARADA, A.M. 1997b. Evaluación de la eficiencia de superfosfato triple y roca fosfórica en doce variedades de trigo utilizando el método de dilución isotópica. Parte II: Parámetros Isotópicos. *Terra (México)*, 15(1): 21-27.
- PARADA, A.M., PINO, I., ROUANET, J.L., NARIO, A., ALBORNOZ, M.P. y VIDELA, X. 2002. Efecto de dos sistemas de manejo de suelo en el fósforo biodisponible. *In: IX Congreso Nacional de la Ciencia del Suelo. Boletín Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo*, 18: 357-360.
- PEOPLES, M.B., FAIZAH, A.W., RERKASEM, B. and HERRIDGE, D.F. 1989. Methods for evaluating nitrogen fixation by nodulated legumes in the Field Australian Center for International Agriculture Research, Canberra. 76 p.
- PINO, I. 1990. Uso de isótopos en agricultura. *Simiente*, 60(3): 221-224.
- PINO, I. 1998. Manejo eficiente de los recursos fosfatados con énfasis en rocas fosfóricas de aplicación directa. pp: 34-50. *In: Casanova E. (ed.) Manejo eficiente de los fertilizantes fosfatados con énfasis en rocas fosfóricas de aplicación directa*. 91 p.
- PINO, I., BAHERLE, P., ZAPATA, F., NARIO, A. y ALBORNOZ, M.P. 1995. Efecto de la época de aplicación de N (^{15}N) en vides variedad Sultanina. *Agricultura Técnica (Chile)*, 55 (3-4): 239-244.
- PINO, I. y CASAS, L. 1988. Efecto de diferentes dosis de fósforo y formas de aplicación en la eficiencia del superfosfato triple en un suelo derivado de cenizas volcánicas. *Nucleotécnica*, 8(14): 53-62.
- PINO, I., CASAS, L. y URBINA, M.C. 1984. Evaluación de la capacidad de retención de fósforo en suelos derivados de cenizas volcánicas. *Nucleotécnica*, 4(6): 43-47.
- PINO, I., LUZIO, W. y PARADA, A.M. 1998. Cinética de intercambio isotópico en suelos derivados de cenizas volcánicas. Un modelo predictivo. *Agricultura Técnica (Chile)*, 59(1): 56-64.
- PINO, I., MICHAUD, A. y CASAS, L. 1986. Eficiencia de superfosfato triple (^{32}P) en cuatro suelos derivados de cenizas volcánicas. *Nucleotécnica*, 6(11): 43-50.
- PINO, I. y NARIO, A. 2003. Los frutos del Atomo. *Revista Induambiente Año 11. N° 60 enero- febrero*: 22-25.
- PINO, I., PARADA, A.M. and LUZIO, W. 2002a. Phosphorous dynamics of representative volcanic ash soils through the use of conventional and isotopic techniques. pp: 164-173. *In: Assessment of soil phosphorous status and management of phosphatic fertilizers to optimize crop production. IAEA-TECDOC-1272. February*.

- PINO, I., PARADA, A.M. and LUZIO, W. 2002b. Studies on P availability of volcanic ash soils from Chile amended with various P fertilizers. pp: 174-180. *In: Assessment of soil phosphorous status and management of phosphatic fertilizers to optimize crop production.* IAEA-TECDOC-1272. February.
- PINO, I., PARADA, A.M., ZAPATA, F., NAVIA, M. and LUZIO, W. 2002a. Comparative study of P uptake and utilization from P fertilizers by Chilean wheat genotypes in volcanic ash soils. pp: 156-163. *In: Assessment of soil phosphorous status and management of phosphoric fertilizers to optimize crop production.* IAEA-TECDOC-1272.
- PINO, I., PEYRELONGUE, A. y BUNEDER, M. 1997. Evaluación de fuentes nitrogenadas (^{15}N) en tres variedades de trigo en un Andisols y en un Ultisols de la IX Región. Parte II. Parámetros isotópicos y uso eficiente de los fertilizantes. *Agricultura Técnica (Chile)*, 56(3): 187-192.
- PINO, I., ROUANET, J.L., NARIO, A. and PARADA, A.M. 2002b. Dynamics of N (^{15}N) in a wheat based rotation under three soil tillage systems in the southern region of Chile. pp: 14-21. *In: 17th Congreso Internacional de la Ciencia del Suelo*, Tailandia, agosto.
- PINO, I., ROUANET, J.L., PARADA, A.M. y NARIO, A. 2002c. Efecto de las condiciones pluviométricas en trigo en sistemas de producción alternativos en un Ultisols de la IX Región, Chile. *Terra (México)*, 20: 33-38.
- PINO, I., ROUANET, J.L., ZAPATA, F., PARADA, A.M. y NARIO, A. 2002d. Eficiencia de recuperación del nitrógeno en el sistema planta-suelo, en un cultivo de trigo bajo manejos de suelo alternativos en un Ultisols de la IX Región. *Agricultura Técnica (Chile)*, 62(2): 275-283.
- ROUANET, J.L., PINO, I., PARADA, A.M. y NARIO, A. 1999a. Nitrógeno en producción de trigo, eficiencia de uso de N-fertilizante por la planta y N-fertilizante en el suelo. *In: Agricultura Conservacionista en Cultivos Anuales, Agricultura del Futuro.*
- ROUANET, J.L., PINO, I., PARADA, A.M. y NARIO, A. 2001. Efecto de tres sistemas de manejo de suelo en la eficiencia fisiológica de uso de nitrógeno fertilizante en trigo. *Agricultura Técnica (Chile)*, 61(4): 459-469.
- ROUANET, J.L., PINO, I., SCHURCH, A. y SCHURCH, W. 1999b. Sistema de producción de trigo, en cero labranza. Importancia del manejo del residuo post cosecha. *In: Agricultura Conservacionista en Cultivos Anuales, Agricultura del Futuro.*
- SADZAWKA, M.A. 1990. Métodos de análisis de suelos. Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA) Est. Exp. La Platina. Santiago, Chile. Serie La Platina N°16. 130 p.
- SCHULLER, P., WALLING, D.E., SEPÚLVEDA, A., TRUMPER, R.E., ROUANET, J.L., PINO, I. and CASTILLO, A. 2004. Use of ^{137}Cs measurements to estimate changes in soil erosion rates associated with changes in soil management practices on cultivated land. *Applied Radiation and Isotopes*, 60: 759-766.
- SCHWARTZ, D., MARIOTTI, A., LANFRANCHI, R. and GUILLET, B. 1986. $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of soil organic matter as indicators of vegetation change in the Congo. *Geoderma*, 39: 97-103.
- SKJEMSTAD, J.O., LE FEUVRE, R.P. and PREBBLE, R.E. 1990. Turnover of soil organic matter under pasture as determined by ^{13}C natural abundance. *Australian Journal of Soil Research*, 28: 267-276.
- SOIL SURVEY STAFF. 1999. Soil taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. USDA. Agriculture Handbook N° 436. 869 p.
- URQUIAGA, S. y ZAPATA, F. (eds.) 2000. Manejo eficiente de la fertilización nitrogenada de cultivos anuales en América Latina y el Caribe. 110 p.
- VANDERDEELEN, J., PINO, I. y BAERT, L. 1975. Distribución del fosfato agregado al suelo en un perfil de la Asociación Santa Bárbara. *Agricultura Técnica (Chile)*, 35:129-133.
- VIDELA, X. and HOOD, R. 2002. The effect of polyphenols on gross mineralization and nitrification. *Revista de la Ciencia del Suelo y Nutrición Vegetal*, 2(1): 1-6.
- VIDELA, X., PARADA, A.M., NARIO, A. y PINO, I. 2002b. Efecto del contenido de humedad en la mineralización e inmovilización de nitrógeno. *Boletín Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo*, 18:415-418.
- VINCENT, J.M. 1970. A manual for the practical study of root-nodule bacteria, IBP Handbook N° 15. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 16 p.
- WATKINS, N. and BARRACLOUGH, D. 1996. Gross rates of N mineralization associated with the decomposition of plant residues. *Soil Biology and Biochemistry*, 28: 169-175.
- ZAPATA, F., CASANOVA, E., SALAS, A.M. y PINO, I. 1996a. Dinámica del fósforo en suelos y manejo de los fertilizantes fosfatados en diferentes sistemas de cultivo con el uso de técnicas isotópicas. *Terra (México)*, 14: 59-75.
- ZAPATA, F., PINO, I., BAHERLE, P. y PARADA, A.M. 1996b. Estudio comparativo de la eficiencia de uso y absorción de fósforo, a partir de fertilizantes fosfóricos, por genotipos chilenos de trigo. *Terra (México)*, 14(3): 325-330.

10

DEGRADACIÓN DE SUELOS Y DESERTIFICACIÓN

Manuel Casanova P.
Carolina Leiva M.
Oscar Seguel S.
Oswaldo Salazar G.
Walter Luzio L.

Universidad de Chile

CASANOVA, M., LEIVA, C., SEGUEL, O., SALAZAR, S. y LUZIO W. 2006. Degradación de suelos y desertificación. pp: 397-430. *In: Avances en el conocimiento de los suelos de Chile.* (Re-edición, 2020). Luzio, W. y Casanova, M. (Eds.). Santiago, Chile



INTRODUCCION

Tanto la degradación de suelo como la desertificación corresponden a procesos de declinación de la productividad de un ecosistema, y ambas están muy relacionadas, tanto en el origen como en las consecuencias. La prevención y remediación de estos procesos se logra con las adecuadas políticas y medidas de manejo y conservación. En particular, la conservación de suelos constituye un programa completo de estudios, investigaciones, proyectos, métodos y técnicas conectadas, para remediar, prevenir o reducir la degradación del suelo, en una localidad en particular o bajo circunstancias definidas. Como término propiamente tal no es el más apropiado, de manera que desenfatiéndolo o abandonándolo definitivamente, otros términos tales como manejo integrado o controlado de la tierra (land husbandry) o "agricultura conservacionista" podrían ser más aceptable, pues ponen de relieve una aproximación más agronómica e integradora.

La conservación de suelos se relaciona directa o indirectamente a términos tales como manejo sustentable del suelo, degradación de tierras y suelos, tolerancia a las pérdidas de suelo, sensibilidad de los rendimientos a la erosión y vulnerabilidad de la productividad. Es parte de la conservación de tierras, la cual apunta a la protección actual y futura, al mejoramiento y al uso racional de los recursos naturales, acorde a principios que aseguren el más alto beneficio económico y social al hombre y su ambiente.

El concepto de *tierra*, abarca no solamente el cuerpo suelo como tal, sino también las características del entorno biofísico y socioeconómico en donde éste se encuentra. Con esta acepción se diferencia ambos conceptos (suelo/tierra), otorgándole a la *tierra* la connotación mediante la cual el suelo se constituye en recurso; es decir, cuando es objeto de uso y entonces es sometido a prácticas culturales, ligadas a la oferta ambiental del área en donde éste se encuentre, más el patrón de uso propio de las condiciones socioeconómicas y culturales prevalentes. En este sentido, la degradación no puede ser juzgada independientemente de su contexto espacial, temporal, económico, ambiental y cultural (Warren, 2002).

El objetivo de la conservación de suelos ha sido por muchos años, reducir la pérdida de suelo a un nivel que permita una alta productividad, económicamente e indefinidamente. Se propone mantener o mejorar la capacidad productiva de los suelos, normalmente expresada en términos de rendimientos sostenidos de cultivos y praderas; además de asistir a los agricultores en situaciones de alta vulnerabilidad a la degradación.

Se advierte en la literatura relacionada a conservación de suelos, una destacada atención a la cantidad de suelo perdido físicamente, siendo ello solo un indicador muy general de las necesidades de conservación. En particular, la degradación de suelo es uno de los problemas mayores que confronta la agricultura a través de todo el mundo, oponiéndose a incrementar la producción de alimentos, forrajes y combustibles.

El proceso de declinación de la productividad a menudo es lento, y por lo tanto los efectos no son tan notables, salvo en el largo plazo. Cuando se ha alcanzado un nivel bajo de productividad, como es el caso de muchas áreas vulnerables, el riesgo a una declinación

adicional es escaso. Por otra parte, la tecnología puede oscurecer los efectos de la degradación sobre los rendimientos; así, los aportes de fertilizantes, las variedades nuevas obtenidas por mejoramiento genético, los sistemas de cultivo y labranza mejorados, pueden más que compensar los efectos de la degradación de los suelos.

Se pueden definir dos criterios principales seguidos por la conservación de suelos. El pedológico considera mantener la calidad del suelo que alberga a las especies vegetales naturales o cultivadas. El criterio no pedológico, en cambio, considera los costos de la degradación en el sitio (*onsite*) y fuera del sitio degradado (*offsite*), respecto a los costos de prevención y el precio que la Sociedad está dispuesta a pagar para proteger el recurso suelo.

En general existe cierta confusión conceptual respecto a todos los procesos que afectan al suelo detrimentalmente. Salvo Ellies (2000) quien proporciona una visión clara de la situación en Chile, se aprecia una tendencia a hablar indistintamente y con mucha ligereza de temas tan complejos como erosión, degradación, desertificación, etc.

La erosión del suelo es uno de los procesos de degradación más importante en la pérdida de la capacidad productiva de los suelos, y abarca un conjunto de eventos que muchas veces son desconocidos o simplificados. Como consecuencia, indudablemente esto ha conducido a un uso equivocado o confuso del concepto.

Este capítulo aborda básicamente aspectos generales de degradación de los suelos, ordenando conceptualmente este fenómeno y espera contribuir técnicamente a la materialización de una Ley de Protección del Suelo, la que requerirá del aporte de actores numerosos y de mantener activa esta iniciativa.

CONCEPTO DE DEGRADACIÓN DE SUELOS

La degradación de suelos se puede definir como una ruptura del equilibrio de las propiedades del suelo que limitan su productividad, particularmente ocasionada por una explotación y manejo inadecuados. Como un proceso cuyo origen se encuentra principalmente en fenómenos inducidos por el hombre, reduce la capacidad actual y/o futura del suelo para sostener la vida humana.

Al respecto, resulta conveniente precisar el término **suelo degradado** como aquel que presenta una declinación de la capacidad inherente o potencial para producir flujos de bienes y servicios sustentables en el tiempo. Los *suelos potencialmente degradables* son aquellos que por sus características geomorfológicas, físico-químicas o biológicas son susceptibles de degradarse, si no se manejan acorde a sus aptitudes. En rigor, todo suelo posee un mayor o menor riesgo potencial de ser susceptible a mal uso y, por ende, de degradarse. Los *no degradados* comprenden suelos que por sus características intrínsecas o por el adecuado manejo que se les ha dado, no presentan muestras de disminución de sus potencialidades. Finalmente, se debe separar a los anteriores de los denominados *suelos con limitaciones*, cuyas características intrínsecas limitan el crecimiento de las plantas, pero no necesariamente están degradados. Como un ejemplo se puede citar el caso de los suelos volcánicos, cuya

mineralogía determina una disponibilidad limitada de fósforo para las plantas, pero en rigor no están degradados.

En la medida que se verifica la degradación, la tendencia a declinar de la productividad cambia con el tiempo. La respuesta, en la forma de reducción de los rendimientos por ejemplo, es pronunciada cuando los horizontes superficiales fértiles están siendo degradados; con posterioridad, dicha declinación es menor al no haber mucho más que degradar. Cuando la productividad es incrementada, por prácticas de manejo restaurativas que detienen la degradación, la respuesta en la forma de un aumento de los rendimientos señalados en este ejemplo, no es la misma (Figura 1).

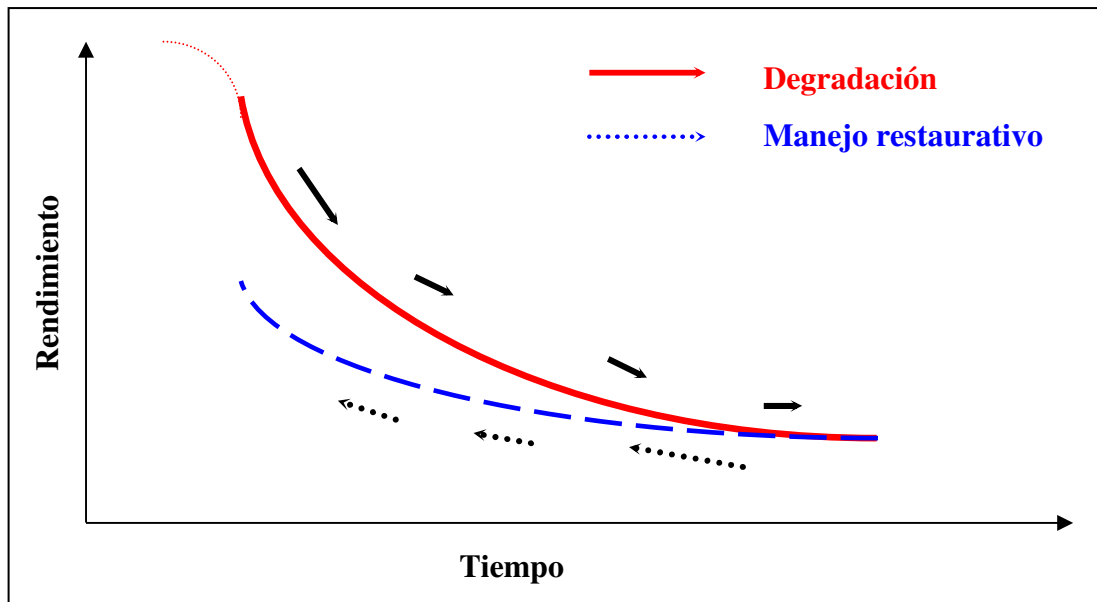


Figura 1. Dinámica de la degradación versus manejo restaurativo.

La restauración de la productividad no alcanzará los niveles que antes existían; en muchos casos extremos solo un nivel inferior puede ser esperado, y con mucho esfuerzo. De hecho, si el suelo está en sus primeros estados de degradación, sus atributos pueden ser manejados para intentar conducirlos a su rendimiento original y sin costos prohibitivos, como los asociados a los suelos en una situación límite. De esta forma se muestra que la prevención resulta de un costo inferior que curar los efectos de la degradación y tratar de recuperar la productividad después que ha sido perdida.

La degradación es un proceso que si bien fue natural inicialmente, en rigor hoy en día describe fenómenos inducidos y acelerados por el hombre. No constituye un proceso sin retorno, más bien es el reflejo de la acción de fuerzas naturales y/o humanas:

$$\text{Degradación} = \left(\begin{array}{c} \text{Procesos naturales} \\ + \\ \text{Interferencia antrópica} \end{array} \right) - \left(\begin{array}{c} \text{Recuperación natural} \\ + \\ \text{Manejo restaurativo} \end{array} \right)$$

Si bien la degradación de suelos es también exacerbada por factores políticos y socioeconómicos, constituye un proceso biofísico. Al respecto, se evidencia al menos dos grupos de procesos degradativos de suelo: los erosivos y los no erosivos (Figura 2).

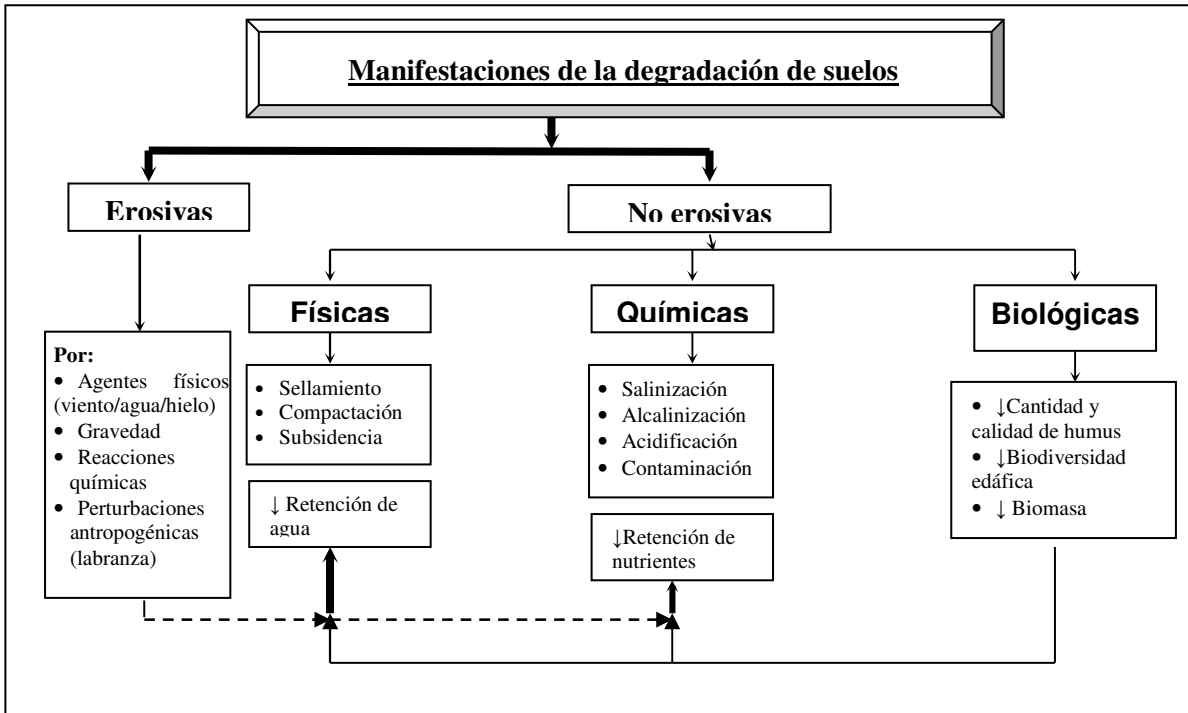


Figura 2. Tipos de degradación de suelos.

Sin embargo, las relaciones entre los procesos degradativos son complejas e integradas, tal como se puede apreciar en la Figura 3, tanto así que algunos autores relacionan la degradación erosiva como un componente de la degradación física (Lal y Stewart, 1990).

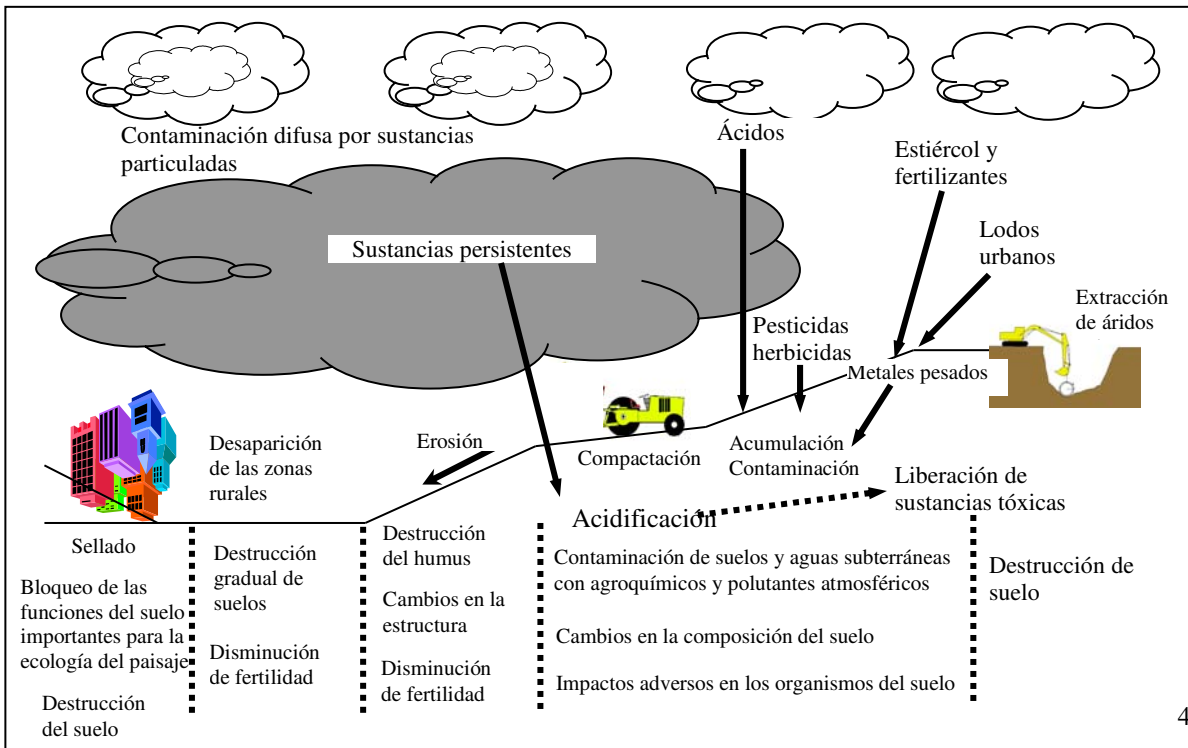


Figura 3. Impactos humanos sobre el suelo que causan su degradación (adaptado de Jones, 2002). Con el objeto de analizarlos más detalladamente, los procesos de naturaleza erosiva serán tratados en un capítulo de una edición posterior, en tanto que en este capítulo se abarcará a los procesos degradativos no erosivos señalados en la Figura 2.

Degradación física

Puede tener lugar como consecuencia de muchos procesos relacionados entre sí, tales como el encostramiento, reducción de la permeabilidad, compactación, falta de aireación, destrucción de la estructura y subsidencia (Figura 4). Casi todos ellos se encuentran relacionados con la reducción o alteración de la porosidad del suelo. Así entonces, al hablar de la degradación física del suelo, se hace referencia a las acciones antrópicas directas o indirectas que pueden provocar un deterioro de propiedades tales como la densidad aparente, la estructura, la estabilidad de los agregados, la resistencia mecánica y la porosidad. Todas estas acciones impiden el desarrollo adecuado de las raíces en el suelo, de tal forma que al verse desprovisto de vegetación, éste es más susceptible a sufrir procesos degradativos de tipo erosivos.

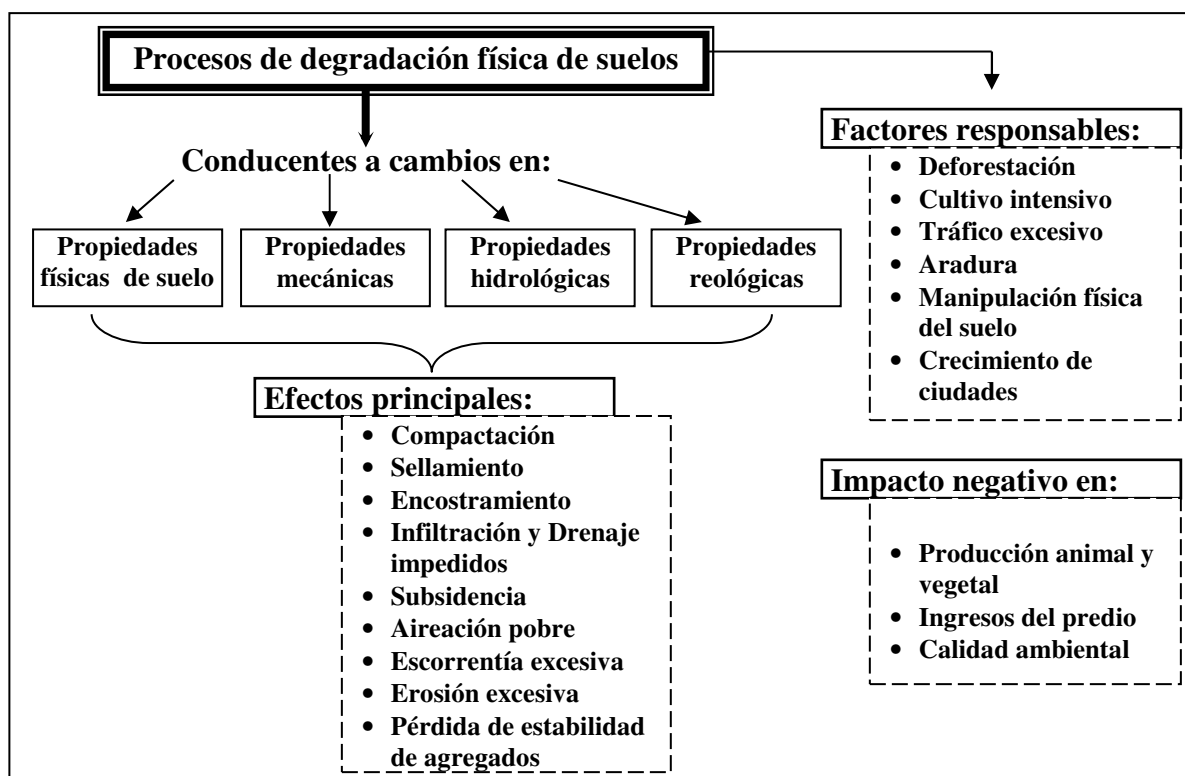


Figura 4. Procesos degradativos no erosivos de tipo físico.

La compactación natural es causada por la propia masa del suelo, lo que conduce a densidades aparentes mayores en profundidad. Una compactación adicional se produce por la carga de la cubierta vegetal (especialmente bajo bosque) y por el intercalado de materiales iluviales (arcilla, óxidos de Fe, carbonatos) en el curso de la pedogénesis. No obstante, al incrementar

la compactación del suelo, aumenta la resistencia al corte, la capacidad de soporte y el ascenso capilar.

Por otra parte, la compactabilidad de los suelos decrece al aumentar el contenido de arena, fragmentos de roca y de materia orgánica; decrece también con la rugosidad de las partículas y con los incrementos de la agregación, el enraizamiento y la preconsolidación.

En forma natural, el secado de los suelos, con la consecuente contracción de éstos, provoca un aumento de la preconsolidación. El menisco de agua en los poros del suelo ejerce fuerzas en sus paredes, las que aumentan fuertemente con el desecamiento y en consecuencia los agregados se estabilizan. Estas fuerzas podrían alcanzar valores de 1,5 MPa cuando el suelo ha sido secado al nivel de punto de marchitez permanente.

La consecuencia principal de la compactación es la pérdida de la porosidad gruesa (Figura 5). En suelos agrícolas, los principales responsables de la compactación son el tránsito excesivo, el tránsito con equipos de labranza que superan la capacidad de soporte del suelo y el laboreo en condiciones inadecuadas de humedad. El resultado es el cambio en la proporción de poros con agua y aire y el aumento de la resistencia mecánica para el desarrollo de raíces (Ellies *et al.*, 1993; Ellies, 1995, 1999; Kay, 1990).

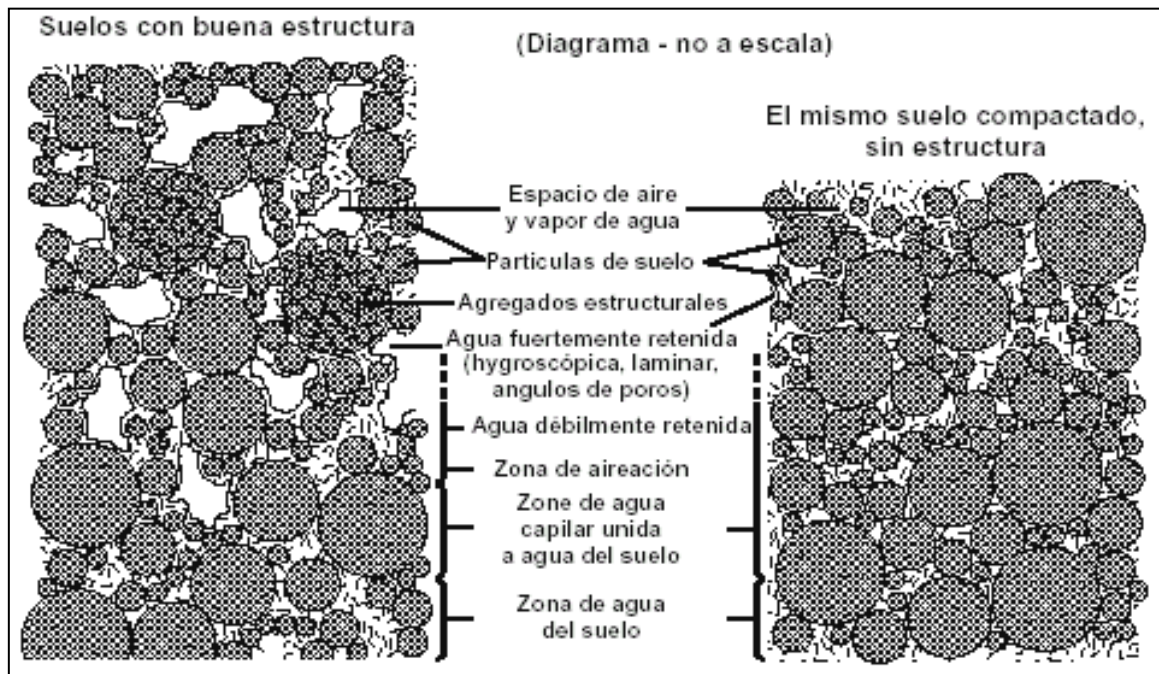


Figura 5. Cambios en la estructura de un suelo compactado (Shaxon *et al.*, 1989)

Solo sobre un cierto límite la compactación amenaza el crecimiento de las plantas, de manera que en lo sucesivo, este fenómeno será denominado compactación excesiva. Así, que una compactación llegue a ser excesiva depende, aparte de las propiedades de suelo, mayoritariamente del clima y de los cambios anuales e interanuales (Eriksson *et al.*, 1974). En estaciones secas, una densidad aparente (D_b) de suelo suficientemente alta es ventajosa, debido a un suministro de agua más rápido por capilaridad; en estaciones húmedas, lo es una D_b baja porque así el suelo posee poros más gruesos, que drenan el agua en exceso (Hartge y

Ellies, 1999). Ya que el clima cambia, es imposible destacar una D_b óptima de suelo, pero si la D_b se desvía de aquella indicada en la Figura 6, por ejemplo, se advertirá un descenso en los rendimientos supuestos para ciertas condiciones climáticas (Europa central).

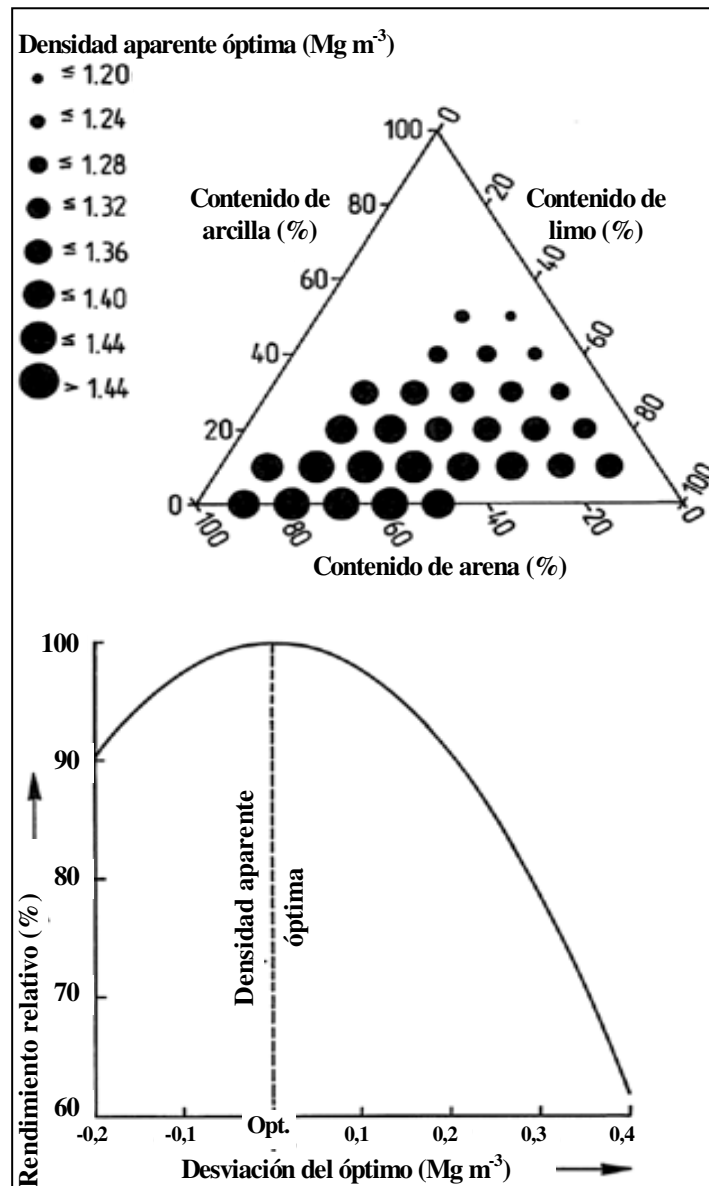


Figura 6. Densidad aparente óptima acorde a la textura y cambio en rendimiento de cereales, papa y remolacha con desviaciones de la densidad aparente óptima (adaptado de Petelkau, 1991).

Es decir, es posible estimar rangos óptimos de densidad aparente entre los cuales el rendimiento de la mayoría de los cultivos sería máximo, debido a la óptima relación en los contenidos de agua y aire y a la resistencia mecánica no restrictiva para el crecimiento de las raíces (Cuadro 1). Acorde con los resultados de la Figura 6, Ellies *et al.* (1992) en Chile estudiaron el efecto de la compactación sobre el rendimiento de trébol y ballica, lo que permitió derivar rangos óptimos aproximados de densidad aparente para Andisoles.

Cuadro 1. Densidad aparente y porosidad de suelos. Entre paréntesis categoría generales.

Densidad aparente (Mg m ⁻³)	Porosidad (%)
Suelos de mineralogía cristalina	
1,0–1,3 (baja)	60–50 (alta)
1,3–1,6 (media)	50–35 (media)
>1,8 (alta)	< 35 (muy baja)
Andisoles	
<0,5 (baja)	> 75% (alta)
0,5–0,8 (media)	60–80% (media)
0,8–1,1 (alta)	50–60% (baja)

Los valores del Cuadro 1 son sólo referenciales y no pretenden establecer criterios de manejo. Por ejemplo, para suelos de mineralogía cristalina, los rangos presentados son dependientes de la textura, la estructura y el tipo de cultivo; así, los suelos arcillosos pueden presentar disminuciones significativas de rendimientos con valores de densidad aparente superiores a 1,2 Mg m⁻³ (Raghavan *et al.*, 1990). Sin embargo, como la densidad aparente es una propiedad de fácil medición, resulta útil al momento de evaluar la condición de un suelo.

Tan importante como la densidad aparente, un buen indicador del estado del suelo lo constituye la distribución de tamaños de poros, la que es fácilmente determinable mediante la curva característica de retención de agua de muestras de suelo no disturbadas. Si bien las necesidades de aireación dependen de los cultivos, en general éstos necesitan de al menos un 10% de poros gruesos mayores a 50µm, y en forma óptima entre un 15 y un 25% de poros mayores a 10µm. El colapso del sistema poroso grueso a causa de cargas excesivas no sólo afecta el intercambio gaseoso, sino que altera los flujos de agua, la composición de la atmósfera del suelo y los balances de energía (Ellies *et al.*, 1993, 1996, 1997; Horn *et al.*, 1994, 2003; Cuevas, 2002).

La compactación excesiva daña a las plantas en todas sus etapas fenológicas, pero especialmente en los primeros estados. Los suelos compactados se calientan más lentamente (aumenta su conductividad térmica y evaporación) por lo que demoran más tiempo en alcanzar las temperaturas necesarias para la germinación y mineralización de N, de manera que las plántulas desarrollan sistemas radicales débiles. En estados más tardíos, el desarrollo de raíces es más superficial y menos denso, lo que reduce la absorción de nutrientes e impide la respiración de las raíces. Por otra parte, la susceptibilidad a enfermedades en estos órganos incrementa y en fabáceas se desarrollan nódulos escasos. Aún con un suministro suficientes de agua y nutrientes, las plantas reaccionan a la compactación con una balance hormonal modificado que reduce su crecimiento (Passioura, 1991).

El daño ocasionado por compactación resulta difícil de cuantificar, dadas las diferencias enormes verificadas año tras año e incluso dentro de un mismo terreno. Las estimaciones realizadas en cereales expresan una reducción promedio de 5–15% del rendimiento. Otros cultivos, especialmente cultivos de raíces comestibles, reaccionan más drásticamente que los cereales; además de las pérdidas de rendimiento, su cosecha se dificulta (terrones durante la cosecha de papas) y tienen una calidad inferior (más suelo adherido en remolacha, deformaciones en zanahorias).

Por otra parte, los requerimientos de fuerza tractiva y de aperos durante la preparación del suelo aumentan. En este sentido, la compactación puede persistir muchos años, especialmente si el subsuelo ha sido compactado, demostrándose su persistencia incluso por más de 50 años (Greacen and Sands, 1980). Debe destacarse que la compactación excesiva no ocurre solo en la agricultura mecanizada sino en todos los usos de suelo, incluyendo la actividad forestal y como resultado del tráfico animal en praderas (Vossbrink *et al.*, 2002; Pietola *et al.*, 2005). Con el advenimiento de la agricultura moderna las cargas y el número de pasadas de máquinas ha aumentado, incrementando así el riesgo de degradación.

El congelamiento y descongelamiento, las contracciones e hinchamientos por cambios del contenido de agua, la fauna edáfica y las raíces sueltan naturalmente al suelo. En la superficie del suelo, que es soltado considerablemente más rápido por procesos naturales, interviene además el hombre con la labranza y el subsolado. En general, suelos recientemente cultivados muestran valores de densidad aparente de 0,9 a 1,3 Mg m⁻³, mientras que aquellos suelos minerales menos recientemente cultivados y no compactados presentan valores del orden de 1,1 a 1,4 Mg m⁻³. Sin embargo, la persistencia en el tiempo y la continuidad del sistema poroso es menor en un suelo recientemente labrado, de ahí los beneficios del sistema de cero labranza. En cuanto a la relación con la clase textural, en horizontes arenosos y francos, se advierte restricción para las raíces con valores > 1,6 a 1,8 Mg m⁻³, en horizontes limosos con valores > 1,4 a 1,6 Mg m⁻³, aunque cuando se trata de horizontes arcillosos es más variable (problemas serios se aprecian con densidades aparentes \geq 1,3 Mg m⁻³).

La compactación excesiva puede ser evitada aumentando la superficie de contacto de la maquinaria agrícola (ruedas duales o dobles, ruedas en jaula, neumáticos de sección amplia y presión extremadamente baja, más ejes, vehículos con tracción). Puesto que como resultado de las superficies de contacto mayores la fracción compactada de suelo aumenta y la presión decae lentamente en profundidad, es posible un beneficio solo si la presión de contacto se reduce en más de un 50 %, considerándose una presión crítica de contacto en 60 – 80 kPa (Gupta and Raper, 1994; Ellies *et al.*, 1996; Arvidsson *et al.*, 2002) aún cuando, dependiendo del contenido de agua del suelo, se pueden desarrollar presiones mayores a 300 kPa (Ellies, 1999; Ellies *et al.*, 2001). Por sobre todo, deben evitarse las cargas excesivas, pues con cargas muy pesadas la compactación depende más de la carga que de la presión de contacto y la penetración es más profunda dentro del suelo; así, la carga crítica de las ruedas es de 30 kN (Soane, 1983). Pasadas rápidas compactan más superficialmente a los suelos (ej., a 1 km h⁻¹: 28 cm; a 12 km h⁻¹: 16 cm).

El subsolado como alternativa de remediación es factible si se realiza con el contenido de agua adecuado, de friable a seco, pero siempre es necesaria la evaluación en terreno de la

efectividad de la labor, mediante calicatas,. Si bien el subsolado permite recuperar parte de la porosidad gruesa perdida por compactación, la estabilidad mecánica generada es muy baja, por lo que la remediación tiene una baja persistencia (Ellies, 1999), especialmente si se insiste en las malas prácticas de manejo. La otra alternativa es mantener huellas permanentes de tránsito (Raghavan *et al.*, 1990) especialmente si éstas se mantienen con alguna pradera resistente al pisoteo. Sin embargo, la compactación y el deterioro de la estructura superficial del suelo aumenta como resultado de un aumento del cizalleo del suelo (Horn *et al.*, 2003).

Debido a que la densidad aparente óptima para obtener rendimientos altos depende del clima, un suelo bien estructurado con un suministro rápido de agua capilar es ventajoso, si poros verticales gruesos regulan el agua en exceso y el intercambio gaseoso, pero además simultáneamente un mulch superficial reduce las pérdidas por evaporación. Estas condiciones están idealmente presentes en el sistema de labranza cero, donde los residuos se acumulan superficialmente constituyendo un sustrato prolongado para lombrices. Bajo este sistema el suelo es más estable a la compactación debida a cargas y la reducción en tamaño de poros verticales es más difícil que en poros horizontales. A pesar de estas ventajas, el sistema ha sido hasta ahora exitoso solo en casos aislados debido, entre otras razones, a la sobrevivencia de enfermedades en estos residuos de cosecha.

Ellies (2000) señala que para evitar la compactación del suelo es necesario conocer la capacidad de soporte, para distintos contenidos de agua, de las principales Series de suelo de Chile; además de implementar una política que fomente el uso de maquinaria agrícola adaptada a esta capacidad de carga de los suelos.

Sellamiento

La construcción sobre el suelo y su sellamiento artificial daña extensamente todas sus funciones; la infiltración y el intercambio gaseoso por ejemplo se ven impedidos, su regulación térmica se deteriora y el crecimiento de plantas es difícilmente posible nuevamente. Aún una cantidad menor de sellamiento puede tener consecuencias, de manera que una reconsolidación del suelo con asfaltado de caminos en parte de su superficie, aumentará sobre diez veces la escorrentía máxima esperada en los suelos (Cuadro 2).

Cuadro 2. Categoría de permeabilidad en horizontes de suelos de acuerdo a la clase textural.

Permeabilidad (cm h ⁻¹)	Clase textural
<0,15 (Muy lenta)	Arcillosa densa
0,15–0,50 (Lenta)	Arcillosa
0,60–1,50 (Moderadamente lenta)	Franco arcillosa
1,60–5,00 (Moderada, adecuada)	Franca
5,00–15,00 (Moderadamente rápida)	Areno francosa
15,00–50,00 (Rápida)	Arenosa
>50,00 (Muy rápida)	Arenosa gruesa

A pesar de la escorrentía elevada, la percolación neta es en algunos casos mayor en áreas selladas (ej. superficies asfaltadas) debido a una evaporación enormemente reducida. Esto deteriora el microclima en el área sellada (en el día, temperaturas mayores y humedades atmosféricas más bajas; en la noche, temperaturas más bajas). Un daño adicional a los suelos circundantes emana a menudo de estos sitios, cuando han quedado residuos orgánicos sepultados, los que sufren de procesos de combustión, con el consecuente aporte de olores. Los suelos en la vecindad de áreas selladas normalmente son modificados por mezclas profundas, aporte de productos artificiales tales como ladrillos, asfalto o concreto, o bien por cobertura con sustratos antrópicos o naturales. En consecuencia, una proporción significativamente grande de suelos es dañada por actividades urbanas que sellan su superficie.

Mientras que la erosión y la compactación pueden también tener causas naturales, exacerbadas por el hombre, solo éste es responsable de la sepultación por construcción sobre suelos altamente productivos. A fin de limitar el daño o parcialmente cancelarlo, las medidas que se hacen necesarias en la planificación de la expansión urbana son: a) estilos más compactos de construcción con menor consumo de suelos por unidad de área utilizada; b) reciclaje de terrenos, esto es, reedificación de áreas urbanizadas anteriormente en lugar de asignar sitios nuevos de construcción; c) reemplazo de cubiertas que impiden enormemente la transferencia de masa por otras más permeables (Figura 7); d) remoción de sellos donde son innecesarios. En general, estas recomendaciones mejorarán indudablemente la estética del área.

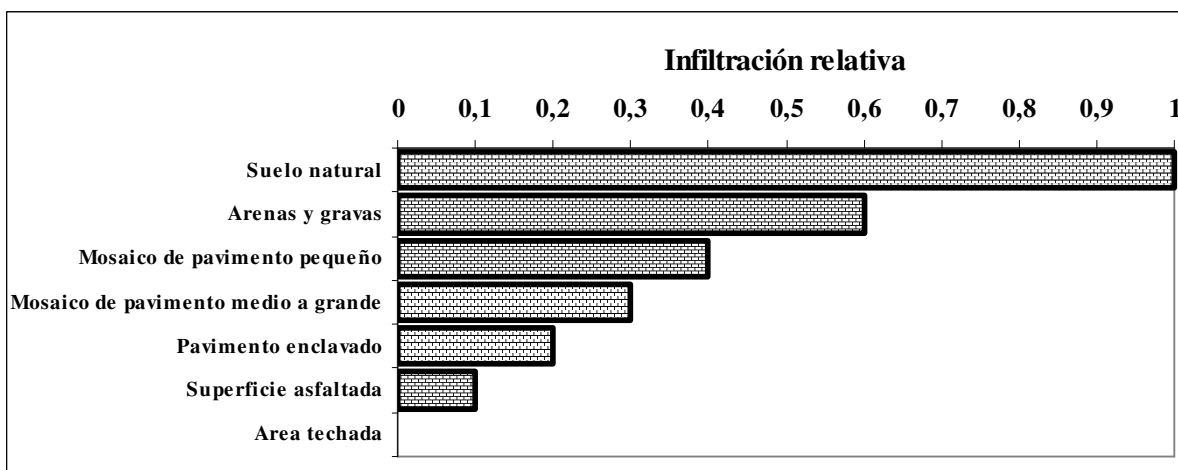


Figura 7. Infiltración relativa de precipitación con clases de sellamiento diferentes (de Blume, 1990).

Con relación a la expansión urbana y la pérdida de suelos agrícolas, se han generado en los últimos años muchos estudios vinculados a este tema, para diferentes ciudades de Chile; sin embargo, nadie (ni personas ni instituciones) parece reaccionar ante esta situación; al menos no se aprecia ninguna reacción de las entidades que tienen el poder de decisión (Luzio, 2000).

Encostramiento

La formación de costras se produce principalmente por el impacto de las gotas de lluvia sobre el suelo desnudo, pero también tienen una importante participación los sistemas de riego por aspersión. Las costras superficiales son delgadas (2mm) y se caracterizan por poseer una

mayor densidad aparente respecto del suelo estructurado, una alta resistencia al corte, una dominancia de poros finos y una baja conductividad hidráulica saturada (Onofriok y Singer, 1984). La presencia de costras en el suelo reduce la infiltración y aumenta el escurrimiento superficial, disminuye la tasa de intercambio de gases e interfiere la emergencia de las plantas (Bradford *et al.*, 1987). Si bien por su naturaleza es fácilmente reversible, vía labranza superficial con maquinaria liviana, su remediación implica un gasto energético extra; además, su presencia está acusando otros tipos de problemas, que de no controlarse pueden acarrear consecuencias mayores.

El encostramiento se relaciona con las propiedades químicas y mineralógicas del suelo. Su formación se ve favorecida por la presencia de sodio, como agente dispersante, y por la baja conductividad eléctrica del suelo (Shainberg, 1992). Como la estabilidad del suelo previene la dispersión por agua, contenidos crecientes de arcilla y materia orgánica aumentan la estabilidad del suelo y disminuyen la formación de costras superficiales, siendo más susceptible a la dispersión las texturas franco limosas (Kemper and Koch, 1966; Ben-Hur *et al.*, 1990).

Como el agente causal principal es la precipitación, la mejor estrategia para prevenir la formación de costras es disminuir la energía cinética de la gota de lluvia, disminuyendo tanto la velocidad de impacto sobre el suelo como el diámetro de las gotas (Bradford and Huang, 1992). Esto se logra manteniendo la superficie del suelo cubierta con cultivos o residuos vegetales. El hecho que en laderas se observa una menor susceptibilidad a la formación de costras, se debe simplemente a que la pendiente favorece el proceso erosivo, es decir, el material dispersado no se deposita en el sitio, sino que es transportado fuera de éste.

La estabilidad al agua posee una mayor relevancia cuando la precipitación ocurre sobre un suelo seco, ya que el humedecimiento rápido provoca la ruptura de los agregados, con dispersión de material (Le Bissonnais *et al.*, 1989). Es decir, la prevención de la formación de costras pasa por la integración de medidas de tipo físicas, químicas y biológicas.

La degradación química

Abarca procesos de desequilibrio químico inducidos por el hombre a través del riego y otras actividades (Figura 8). Con el riego, los principales desequilibrios se verifican cuando se opera en áreas con capacidad potencial elevada para actuar como centros de redistribución de sustancias indeseables, cuando se riega en exceso y se elevan los niveles freáticos, cuando se riega con aguas de mala calidad o de muy bajos contenidos de calcio (sodificación y destrucción de estructuras), y cuando se acumulan sales en la zona radicular por un riego permanentemente sin drenaje.

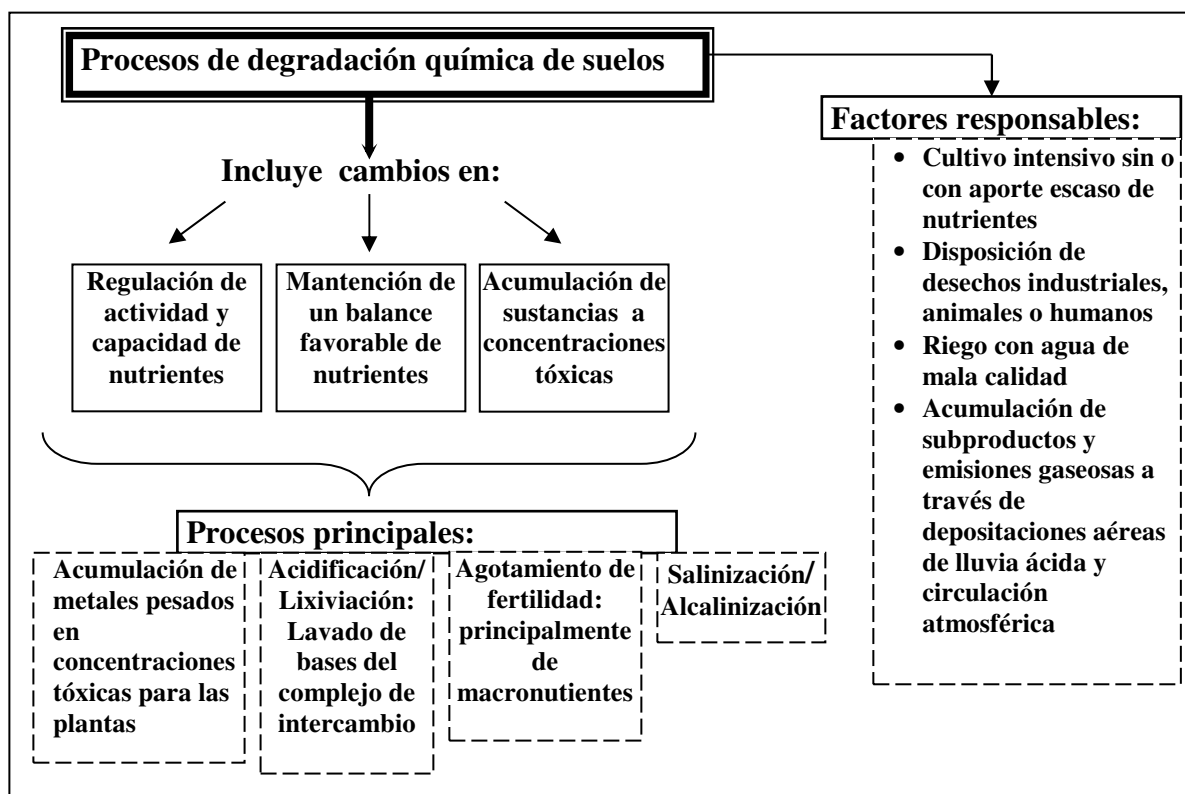


Figura 8. Procesos degradativos no erosivos de tipo químico.

Las deficiencias de nutrientes esenciales también constituyen un tipo de degradación química. Niveles indeseables importantes de estos elementos pueden alcanzarse en ciertos suelos como consecuencia de procesos de pérdida. Las cantidades dependerán del clima, condiciones ambientales y de las propiedades del suelo. Así, vía lixiviación por ejemplo, Vömel (1981) en un estudio de ocho años en Europa central estima que casi 25 a 50% de varios nutrientes pueden alcanzar más de un metro de profundidad con precipitaciones de 700 mm/año. Las pérdidas gaseosas solo son importantes en el caso del nitrógeno, el cual puede adoptar la forma de NH_3 (volatilización), N_2 y N_2O (desnitrificación). Los cuadros 3 y 4 incluyen algunos criterios para evaluar niveles deseables de nutrientes en los suelos.

Cuadro 3. Concentraciones deseables de macronutrientes en los suelos.

Elemento	Rango deseable en suelos	Concentración disponible deseable
C	0,5–3% en materia orgánica (M.O)	C:N:P = 100:10:1
N	>0,1% en M.O (óptimo)	>20 mg kg ⁻¹ como N-NO ₃ ; C:N = 10:1
P	>0,01% inorgánico; variable dependiendo del suelo y método de extracción	>10–20 mg kg ⁻¹ como P-PO ₄ extractable.
K, Ca	>0,1% ; suministro depende de forma	>100 mg kg ⁻¹ como cationes hidrosolubles

	mineral	
Azufre	>0,1% como yeso	>100 mg kg ⁻¹ de SO ₄ ⁼ hidrosoluble

Cuadro 4. Concentraciones deseables de micronutrientes en los suelos (Havlin *et al.*, 1999)

Elemento	Rango deseable (mg kg ⁻¹)	Concentración disponible deseable
B	1 a < 5	>0,5 mg kg ⁻¹ como B-H ₃ BO ₃ extractable en agua caliente
Fe	> 4,5	>2,5 mg kg ⁻¹ como Fe ⁺³ extractable en EDTA ^a
Zn-Mn	>1	>0,5 mg kg ⁻¹ como Zn ⁺² y Mn ⁺² extractable en EDTA ^a
Cu	>0,6	>0,4 mg kg ⁻¹ como Cu ⁺² extractable en EDTA ^a
Mo	>0,2	>0,1 mg kg ⁻¹ como Mo(VI), extraído en oxalato de amonio

^aEDTA (**ethylene diamine tetraacetic acid**, un agente quelante de metales).

En términos de actividades/accidentes industriales, mineras y agrícolas, la industrialización ha aumentado los contenidos de materiales indeseables en los suelos, en aguas y la atmósfera, pero el paradero final de muchos de estos materiales normalmente es el suelo. En general, se produce una inhibición irreversible del crecimiento cuyo resultado es la desaparición de vegetación, quedando el suelo nuevamente desnudo y expuesto a procesos erosivos.

En términos de actividades/accidentes industriales, mineras y agrícolas, la industrialización ha aumentado los contenidos de materiales indeseables en los suelos, en aguas y la atmósfera, pero el paradero final de muchos de estos materiales normalmente es el suelo. En general, se produce una inhibición irreversible del crecimiento cuyo resultado es la desaparición de vegetación, quedando el suelo nuevamente desnudo y expuesto a procesos erosivos.

Aquellas sustancias muchas veces indeseables pueden ser clasificadas en nutrientes, plaguicidas y otros xenobióticos, elementos trazas y otros (sales, ácidos, álcalis y radionucleidos). Tanto N como P, si bien son elementos esenciales para las plantas, pueden alcanzar en ciertos ambientes niveles indeseables como consecuencia de un manejo inadecuado. La significancia ambiental de distintas formas de estos macronutrientes se incluyen en los cuadros 5 y 6. Los plaguicidas y otros compuestos xenobióticos (Cuadro 7) pueden presentarse en los suelos en fases sólidas, disueltas y gaseosas, todas sujetas a transformaciones (microbianas o abióticas). El destino de ellos en los suelos puede predecirse, con cierta seguridad, conociendo las propiedades más adecuadas del compuesto y de los suelos, así como también las condiciones climáticas imperantes.

Cuadro 5. Importancia ambiental del nitrógeno (Logan, 2000).

Especie	Fase	Estado de oxidación	Significancia ambiental	Efecto
R-NH ₂	Sólida	-3	Fuente de N	Eutroficación
NO ₃ ⁻	Acuosa	+5	Contaminante de alimentos y aguas	Metemoglobinemia; lluvia ácida
R-N-N=O	Acuosa	Mezclado	Contaminante de alimentos y aguas	Nitrosamina, carcinógena
NH ₃	Acuosa	-3	Contaminante de aguas superficiales	Muerte de peces
NH ₃	Gaseosa	-3	Volatilización a la atmósfera	Lluvia ácida
NO ₂ ⁻	Gaseosa	+3	Contaminante de alimentos y aguas	Metemoglobinemia; reacciona con aminas y forma nitrosaminas
NO _x	Gaseosa	Mezclado	Contaminante atmosférico	Gas invernadero, agotamiento de ozono y lluvia ácida
(CH ₃) _n -NH ₂	Gaseosa	-3	Descomposición de MO (subproducto)	Olor

Cuadro 6. Importancia ambiental del fósforo (Logan, 2000).

Especie	Fase	Forma	Significancia ambiental
Fluorapatita Clorapatita	Sólida	Apatita	Muy estables en suelos, puede heredar del material parental o formarse <i>in situ</i>
CaHPO ₄ · 2H ₂ O Ca(H ₂ PO ₄) ₂	Sólida	Otros sólidos de Ca	Solubilidad relativamente alta; inestable en suelos; productos secundarios de suelos ligeramente ácidos a neutros sujetos a cargas elevadas de fósforo.
FePO ₄ · 2H ₂ O AlPO ₄ · 2H ₂ O Fe ₃ (PO ₄) ₂ · 8H ₂ O	Sólida	Sólidos de Fe y Al	Estrengita, amorfa, no identificada en suelos Variscita, comunes formas amorfas Vivianita, formada bajo reducción, más soluble que variscita. Fosfatos de Al y Fe dominan a pH < 6
Fosfatos de inositol Fosfolípidos	Sólida	P _{orgánico}	El hexametafosfato, ácido fítico, es más estable; representa la mayoría del P _{orgánico} en suelos. Menos del 5% del P _{orgánico} del suelo.
Complejos con óxidos de Fe y Al, otros minerales y MO	Sólido	Sorbido	Pueden ser desplazados por ligandos fuertes (ácidos orgánicos o F ⁻); parte significativa del pool fitodisponible (plantas superiores y algas)
HPO ₄ ⁼ y H ₂ PO ₄ ⁻	Soluble	Orto-fosfato	La mayor parte del P fitodisponible, en equilibrio dinámico con el P sorbido
Monoésteres y diésteres	Soluble	P _{orgánico}	Puede representar 25% o más del P disuelto
P ₂ O ₇ ⁻⁴	Soluble	Piro-fosfato	Subproducto microbiano, degrada a ortofosfato

Sorbido a óxidos de Fe y arcilla	Soluble	Coloidal	No filtrable, puede sobre estimar los ortofosfatos con el método del molibdato ácido
----------------------------------	---------	----------	--

Cuadro 7. Clasificación de xenobióticos en suelos (Logan, 2000).

Clase	Tipo	Ejemplos
Plaguicidas	Insecticidas Herbicidas Nematicidas Fungicidas	DDT, dieldrín, carbofuran 2,4-D, ,atrazina, alaclor Aldicarb, DCP Clorotalonil
Hidrocarburos poliaromáticos (PAHs)		Benzo(a)pireno, xileno, fenantreno
Policlorinados aromáticos	Bifeniles policlorinados (PCBs) Fenoles Dioxinas policlorinadas y furanos	Varios araclor Pentaclorofenol (PCP) 2,3,7,8-TCDD
Solventes	BTEX	Benceno, tolueno
Hidrocarburos	Alcanos	Gasolina, kerosene, petróleo
Otros	Surfactantes Siliconas Grasas sintéticas Plásticos	Sulfonato alcalino lineal (LAS) Silocona polidimetil (PDMS) Olestra Bis-2-etil ftalato

Algunas propiedades importantes de los xenobióticos son la partición de equilibrio entre el aire y el agua, medida por la constante de Henry (K_H), la solubilidad en agua, el coeficiente de partición CO del suelo-agua (K_{OC}), la vida media de biodegradación ($t_{1/2}$) y la vida media de disipación en el sitio. En cuanto a propiedades edáficas, destacan como más importantes los contenidos de materia orgánica, pH y las propiedades físicas.

En cuanto a metales pesados, González (2000) señala que corrientemente se habla de *contenidos normales*, para referirse a contenidos consistentes con rangos de valores publicados en otros países y vinculados a estados de no contaminación; ello es erróneo, pues no hay un contenido *que debe ser* o un contenido *tan normal* (entendido como sinónimo de natural), solo es un valor frecuente de un metal como otro menos frecuente. En general, para este mismo autor los contenidos de metales en suelos caen en alguna de las categorías siguientes:

Categoría I: suelos con contenidos nativos inalterados y dentro de los rangos más frecuentemente publicados; para estos suelos, cabría esperar un perfil metálico uniforme en profundidad y no efectos tóxicos

Categoría II: suelos con contenidos nativos inalterados y por encima de los contenidos máximos de los rangos más frecuentes; suelos geoquímicamente anómalos (generalmente de sitios mineralizados), con perfiles metálicos uniformes en profundidad y que pueden inducir toxicidad en plantas introducidas.

Categoría III: suelos con contenidos geoquímicos incrementados por aportes exógenos; se trata de suelos con perfiles metálicos discontinuos, con acumulación de aportes exógenos en superficie y entre los cuales es posible distinguir contenidos finales:

- similares a los suelos de la categoría I, para los que no cabría esperar efectos tóxicos.
- similares o superiores a los suelos de la categoría II, esperándose daños tóxicos en plantas nativas o exóticas.

De lo anterior, se desprende que una cifra determinada de concentración metálica en suelos no tiene significado geoquímico o biológico, si se presenta carente de otros; para asignar origen y/o estimar el riesgo ecotoxicológico asociado a una concentración específica, debe contarse con información sobre el perfil metálico de los suelos, la distribución del metal en superficie, un análisis comparativo de estadígrafos, antecedentes generales del área tales como insumos agrícolas usados, existencia de yacimientos metálicos y/o sitios de mineralización metálica, existencia de fuentes fijas contaminantes, entre otros datos (González, 2000).

La degradación biológica

Puede ser definida como aquella que hace referencia a los procesos que aumentan la velocidad de mineralización y pérdida de la materia orgánica del suelo (Figura 9) aunque en estricto rigor, la disposición de residuos orgánicos en altas cantidades, con el correspondiente incremento en los pools orgánicos del suelo, puede ser también detrimental.

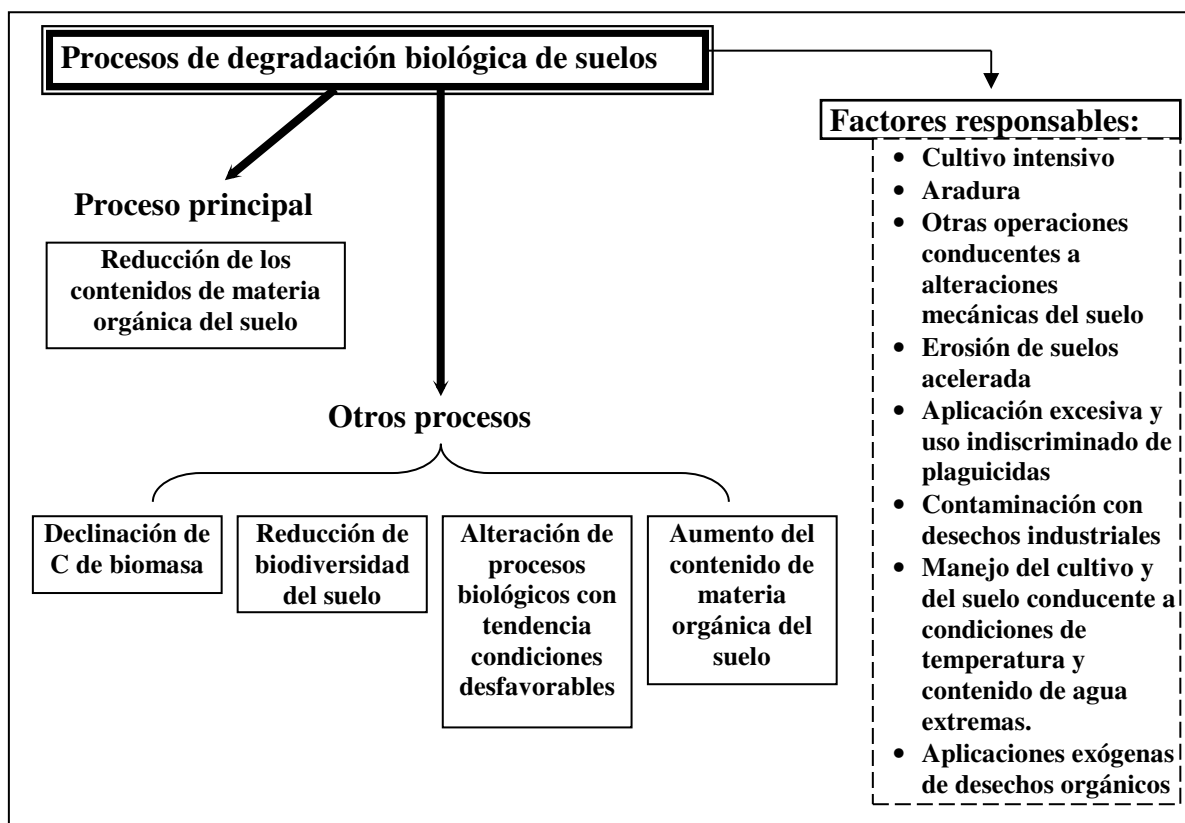


Figura 9. Procesos degradativos no erosivos de tipo biológico.

Tal como se indica en la Figura 9, el resultado más inmediato de la degradación biológica es la pérdida de materia orgánica, cuyas consecuencias principales son un aumento de la degradación física y la pérdida de nutrientes que, nuevamente, aceleran los procesos degradativos erosivos.

Por otra parte, existe un aumento en la producción de residuos orgánicos, sean éstos desechos agroindustriales, rastrojos de cosecha o estiércoles. Esto se debe principalmente al aumento de los volúmenes procesados en la agroindustria (por una mayor demanda de productos de mayor duración), cambios en los sistemas de labranza (restricciones a la quema de rastrojos) y cambios en las políticas de manejo de residuos contaminantes (disposición de estiércoles, tratamiento de aguas servidas).

La mayor disponibilidad de residuos orgánicos requiere de un lugar físico para su disposición, y la mayor estabilidad la asegura el suelo. La consecuencia de esto pueden ser el aumento de ciertos elementos traza con efectos tóxicos, o el aumento de enfermedades riesgosas para la salud humana (Lewis *et al.*, 2002; Rosas *et al.*, 2004; Carrasco *et al.*, 2004; Castillo *et al.*, 2004). Por otra parte, si bien la aplicación de residuos orgánicos al suelo favorecen las propiedades físicas de éste, aplicaciones en dosis elevadas (mayores a 40 ton de MS ha⁻¹ año⁻¹) pueden tener un efecto contraproducente, disminuyendo en exceso la estabilidad mecánica o provocando problemas de hidrofobia, lo que incrementa la escorrentía superficial; además, la persistencia en el tiempo es sólo somera (Nordcliff, 1998; Seguel, 2003; Cuevas *et al.*, 2004; Orellana *et al.*, 2004). La incorporación de residuos orgánicos en suelos degradados cumple un doble rol ecológico: la recuperación de ecosistemas degradados y la captura de carbono. Así, cuando exista la necesidad de usar el suelo como un filtro ambiental, incorporando altas cantidades de materia orgánica, las medidas de manejo deben apuntar a no sobrepasar la capacidad de almacenamiento del suelo y a evitar la descomposición anaeróbica, que fomente la producción de gases invernadero.

Finalmente, la degradación de suelos es un término relativo debido a que, dentro de ciertos límites, algunas propiedades edáficas pueden ser restauradas a través del manejo. El mantener la calidad del suelo, agua y atmósfera debe tener una prioridad global, especialmente en las economías emergentes del mundo. En este sentido, el carácter prioritario hacia la restauración de suelos degradados debería tomar en consideración la resiliencia del suelo. Este concepto definido como la habilidad de un suelo para autorestaurarse, permite identificar aquellas prácticas de manejo de los suelos que deberían ser adoptadas o rechazadas (Casanova, 2000).

DESERTIFICACIÓN

A finales de los 60 y principios de los 70 se verifica una sequía en África subsahariana, y como consecuencia mueren más de 200.000 personas y millones de animales. Como en todo orden de cosas, recién entonces la ciencia comienza a preguntarse acerca del fenómeno, la desertificación; pero solo en agosto/septiembre de 1977 es que la desertificación es considerada un problema mundial por primera vez y se adopta un Plan de Acción para combatirla (PACD) en la denominada Conferencia de Naciones Unidas sobre Desertificación (UNCOD), en Nairobi (Kenia).

No obstante, hasta hoy en día no existe consenso entre los investigadores en cuanto a causas específicas, extensión o grado de la desertificación. Contrariamente a muchos documentos de rigor científico dudoso, este fenómeno es en la actualidad un proceso complejo y sutil de degradación de tierras, que solo para algunos autores puede ser reversible.

La desertificación ha afectado seria y progresivamente áreas extensas dentro de ecosistemas frágiles, con consecuencias tanto ecológicas como socio-económicas. A pesar de ello, es escasa la evidencia científica, basada en investigaciones de campo o de sensores remotos, acerca de la magnitud de tierras productivas que han sido o serán potencialmente perdidas por este problema.

Existen desacuerdos en puntos tan esenciales como la propia definición de la desertificación y sus mecanismos de acción. Muchos de los mapas actualmente publicados provienen de respuestas a encuestas de la UNEP en 1982, los cuales probablemente signifiquen poco, debido a la falta de una pauta apropiada para responder preguntas críticas acerca del grado de desertificación de tierras y debido a que su monitoreo ha sido bastante pobre (Barrow, 1991).

Uno de los problemas principales en el entendimiento de la degradación de tierras ha sido la imposibilidad del establecimiento de tendencias y velocidades, debido a que ambas requieren de estudios secuenciales (Warren and Agnew, 1988). Además, los estudios secuenciales son de uso limitado si no son establecidas líneas bases para la comparación (Nelson, 1988; Murray *et al.*, 1994).

Definición de desertificación

Desde el momento que se reconoce la presencia de este fenómeno se han venido usando términos o *precisiones* diversas para referirse a esta degradación de tierras en zonas áridas. Algunos de éstas incluyen sequía, desertización, avance del desierto, aridización, aridificación, xerotización (Barrow, 1991). Esta serie de *precisiones* y sus definiciones respectivas lógicamente han contribuido a confundir más aún acerca el concepto de desertificación.

Aunque claramente hay elementos reales en los conceptos precedentes, es erróneo compararlos al fenómeno de desertificación, que como tal en algunos casos se refiere a un proceso de cambio, y en otros, al estado final de un proceso de cambio. Probablemente el

problema principal radica en que a través de un solo término se pretende encapsular una serie de fenómenos degradativos, complejamente interrelacionados.

Se podría decir que el término incluso debería ser abandonado, a favor de “degradación total de tierras”, que podría ser más preciso y definible, pero el empleo del término desertificación es tan masivo, que resulta complicado renombrarlo o ignorarlo. Hillel and Rosenzweig (2002), en cambio, señalan que la desertificación debería ser clarificada y calificada.

Una equivocación común acerca de la desertificación es que se expande desde un núcleo de desierto, al igual que una ola en un cuerpo de agua. Lo cierto es que el fenómeno puede y ocurre lejos de cualquier bioma de desierto (climático); la presencia cercana o ausencia de un desierto no tiene relación directa con la desertificación. Usualmente comienza como un lunar en el paisaje donde se ha abusado excesivamente de sus recursos; a partir de este sitio, que puede ser un cuerpo de agua o un área cultivada, la degradación se expande si dicho abuso continúa; finalmente, estos sitios pueden combinarse en áreas homogéneas, sin alcanzar una gran escala. Por lo tanto a pesar de retórica que a veces se derrama en tiempos de sequía, las arenas no están invadiendo continuamente los terrenos circundantes; puede parecer que los desiertos se expanden cuando las lluvias escasean durante un largo periodo, pero en general retroceden de nuevo cuando las precipitaciones se incrementan (Lean, 2000). Más precisamente, estudios del Sáhara basados en satélites en los años 80 no demuestran un desierto inexorable que avanza, más bien se advierte un frente de retracción de la vegetación de 1982 a 1984 y un frente de avance de ella en 1985, 1986 y 1987 (Nelson, 1988). En consecuencia, aquellas suposiciones que mencionan el término *avance del desierto* tienden a oscurecer el hecho que una gran proporción de la desertificación ocurre *in situ*, a menudo bien lejos del desierto y muchas veces en el centro de ecosistemas. Esta aseveración alarmante es muy frecuentemente empleada en Chile; hay algunos autores que incluso afirman, sin base alguna, que la desertificación avanza de norte a sur, prácticamente, a razón de medio kilómetro anualmente.

Una segunda equivocación común acerca de la desertificación se relaciona a que las sequías son responsables de ella, que en realidad constituyen sólo un factor más. Con ello se elimina la cuota de responsabilidad enorme del ser humano en el deterioro de los ecosistemas (Forse, 1989). En particular, sequía se refiere a un fenómeno en que prevalece la escasez de agua, que ocurre naturalmente por períodos cortos de tiempo; abarcan una serie de años sucesivos, en donde la precipitación es significativamente más baja que el promedio normal. Pertenecen al marco climático normal de las regiones semiáridas y se debe a la elevada variabilidad de las lluvias en estos ecosistemas. Incrementa la probabilidad que la tasa de degradación aumente en terrenos de secano, si se excede su capacidad de carga. Puede alcanzar magnitudes catastróficas, si el período de escasez hídrica es prolongado.

Dada la gama de disciplinas involucradas en estudios de desertificación, puede no ser crucial llegar a una definición general, pero, sin ésta, la síntesis de información resulta difícil. La desertificación es uno de los problemas más grandes que enfrenta el mundo, por tal razón una mejor terminología tendría sentido (Barrow, 1991). En el Cuadro 8 se incluye una serie de definiciones publicadas por autores diversos.

Cuadro 8. Definiciones de Desertificación.

Área aplicable	Causas	Impacto anticipado de desertificación	Referencia
Áridas y semiáridas	Hombre o cambio climático	Expansión de las condiciones de desierto.	Rapp (1974)
Áridas, semiáridas y algunas subhúmedas	Hombre y procesos naturales	Empobrecimiento de ecosistemas.	Dregne (1976)
		Productividad biológica reducida, con una reducción conducente de la biomasa, la capacidad de sustento de animales de la tierra, en el rendimiento de los cultivos y en el bienestar del hombre, conduciendo a una intensificación o extensión de las condiciones de desierto.	UNCOD A/CONF 74/2 (1977)
		Disminución o destrucción del potencial biológico de la tierra que puede conducir finalmente a condiciones desérticas.	UNCOD A/CONF 74/36 (1977)
Tierras secas	Hombre y procesos naturales	Desarrollo de condiciones de desierto y disminución sostenida en los rendimientos de cultivos.	Warren & Maizel (1977)
Áridas, semiáridas y subhúmedas	Hombre	Cambio en el carácter de la tierra a condiciones más desérticas, ecosistemas empobrecidos (productividad reducida), y deterioro acelerado de suelo y sistemas de sustento asociados	Mabbut (1978)
Todos los ecosistemas terrestres	Hombre	Productividad reducida de plantas deseables, alteraciones indeseables en biomasa, biodiversidad, erosión de suelos acelerada e incremento en el riesgo a ocupación humana.	Dregne (1978)
Áridas, semiáridas y subhúmedas	Hombre y procesos naturales	Cambio irreversible en el suelo y vegetación con una disminución de la productividad biológica, que en casos extremos podría llevar a la transformación de tierra en desierto.	Rozanov (1982)
	Hombre y variaciones climáticas	Desarrollo de tierras no productivas y productividad reducida.	Ahmad & Kassas (1987)
	Hombre	Degradación sostenida de tierras llevando a un descenso de la producción potencial que no es fácilmente reversible.	Nelson (1988)
Tierras secas	Hombre y variaciones climáticas	Degradación seria o despliegue de las condiciones de desierto, de productividad biológica baja.	SAREC (1990)
Áridas, semiáridas y subhúmedas secas	Hombre	Degradación de tierras	Dregne et al. (1991)
Áridas y semiáridas		Degeneración de ecosistemas que usualmente se mide a través de pérdidas de la productividad primaria y/o de la diversidad de especies.	Barrow (1991)
Árida, semiárida y subhúmedas secas	Hombre	Degradación de la tierra resultante del impacto adverso del hombre sobre ecosistemas frágiles, debido al creciente desbalance de recursos naturales : presión de la población.	UNEP (1991)
	Hombre y variaciones climáticas	Degradación de tierras	UNCED (1992)
	Hombre	Daño irrevocable en la forma de erosión y salinización del suelo con desprendimiento de la estrata que normalmente soporta la vegetación, dando como resultado la pérdida de la cubierta vegetal sin posibilidades de ser revegetada.	Steen (1993)
Áreas propensas a sequía	Hombre y procesos naturales	Disminución irreversible o destrucción del potencial biológico de tierras y su habilidad para sostener la población.	Manguet (1994)
	Hombre y variaciones climáticas	Mecanismo de respuesta, dentro del sistema suelo-agua-vegetación-erosión (sistema eco-geomorfológico), a los cambios en las condiciones climáticas en dirección de la aridez creciente.	Lavee et al., (1998)
Áridas y semiáridas	Hombre y procesos naturales	Término que cubre una amplia variedad de efectos involucrando la productividad biológica actual y potencial	Hillel & Rosenzweig

Ante esta amplia gama de definiciones conviene precisar que si bien más del 14% de la superficie del planeta está ocupada por desiertos (circundando principalmente los trópicos), en términos ecológicos éstos constituyen un bioma cuyo factor limitante es simplemente el agua. En el caso particular de Chile obedece a la sequedad ocasionada por corrientes marinas frías en sus costas (desiertos de franja, Atacama). La desertificación, en cambio, se puede definir como un conjunto de procesos degradativos acelerados, con consecuencia económicas y socioculturales serias, que conduce a la formación de áreas estériles como resultado de las tensiones causadas por el hombre dentro de los ecosistemas en un uso abusivo de las tierras, exacerbado por factores naturales tales como la sequía o el frío.

Causas de la desertificación

La desertificación es la primera y la más importante consecuencia de un mal manejo del recurso (Nelly y Hulme, 1993). Sus causas pueden agruparse en dos grandes grupos (Nianfeng *et al.*, 1999):

Causas naturales. Influenciadas por factores ambientales, van a determinar el mayor o menor grado de vulnerabilidad que va a presentar un suelo a este fenómeno.

- *Clima actual* (pluviometría, radiación solar, viento), el cual es un factor determinante en los fenómenos de erosión física y mecánica, y de degradación química y biológica.
- *Relieve*, la topografía interviene fundamentalmente como un agravante de la erosión hídrica.
- *Estado del suelo* (textura, estructura y riqueza química y biológica), es un factor preponderante en las zonas subhúmedas donde los aspectos climáticos tienen menor influencia, y desempeña un papel clave en lo que respecta a la vulnerabilidad a los procesos de desertificación causados por la actividad humana.
- *Estado de la vegetación natural*, lo cual es producto de las influencias que ejercieron y que ejercen los factores climáticos, edafológicos y muchas veces humanos. Los árboles, debido a su longevidad y a su capacidad de enraizarse firmemente en los suelos, suelen cumplir una función protectora clave contra la degradación. Por ello es que su ausencia constituye una gran desventaja.

Causas antrópicas. Influenciadas por las actividades humanas, tales como: explotación excesiva de los recursos (sobrepastoreo), prácticas de manejo (riego, fertilización, cultivo, etc) inadecuadas. Sin embargo, el impacto que presenten las actividades humanas conectadas con la agricultura, ganadería y explotación forestal van a variar de acuerdo a los países, tipo de sociedad, estrategias de uso de la tierra y el uso de paquetes tecnológicos tanto para producción como para conservación (IFA-FAO-2000).

De acuerdo a estudios realizados en Sahel, es el cambio climático el que promueve la degradación de ecosistemas semiáridos a través de una alteración de los modelos espaciales y

temporales en temperatura, lluvias, radiación solar, vientos y humedad (Hillel and Rosenzweig, 2002). No obstante, aunque los ciclos de sequía y perturbaciones climáticas pueden contribuir al desarrollo de procesos de desertificación, en general el uso inadecuado de tierras de acuerdo a las condiciones locales es el gatillante de este proceso. En este sentido el concepto de “capacidad de carga” ha sido usado para caracterizar la productividad por área en términos de números de personas o animales de pastoreo que un ecosistema puede soportar por unidad de área sobre una base sustentable (Cohen, 1995).

Efectos de la desertificación

Los efectos de la desertificación conllevan a una pérdida general de la resiliencia del suelo (Mainguet and Da Silva, 1998), debido a:

- Pérdida en la capacidad de agregación de las partículas del suelo
- Disminución de la capacidad de infiltración y almacenamiento de agua en el suelo
- Pérdida de la resistencia ante una disturbación mecánica
- Redistribución del agua en superficie y en el suelo
- Nuevo umbral para la iniciación de escurrimiento

Todos los efectos tienen consecuencias inmediatas, algunas de ellas son: ruptura del frágil equilibrio de zonas áridas, semiáridas y secas subhúmedas; reducción del nivel de los niveles freáticos; regeneración natural menor de plantas herbáceas y leñosas; y degradación química de los suelos. A su vez, son estas mismas consecuencias las responsables de agravar el fenómeno, es decir, la desertificación en un proceso que se autoalimenta.

Proceso de desertificación

La desertificación opera a través de varios procesos tales como disminución de la cubierta vegetal, inestabilidad inducida de la superficie, erosión de suelo, invasión de dunas activas, salinización, etc. Estos procesos individuales no requieren ser mutuamente exclusivos; por ejemplo, el agotamiento de la cubierta vegetal, el deterioro de la condición física del suelo y la aceleración de la erosión eólica pueden verificarse en conjunto, a menudo en un mecanismo mutuamente sostenido.

Los diversos procesos que operan en la desertificación pueden hacerlo no solo simultáneamente, sino retroalimentándose e intensificando la degradación de los recursos, lo que se expresa en una declinación de la productividad biológica. Entre las hipótesis de mecanismos retroalimentados está la del albedo, que postula que un incremento de éste en superficies dañadas intensifica la subsidencia atmosférica, llevando a la supresión de la convección y a mantener una condición de tipo desértico, con una tendencia a contenidos de agua del suelo reducidos y a disminuir la contribución del calor latente al balance energético atmosférico. Asociado al riego de terrenos agrícolas en zonas áridas y semiáridas, se advierte otro ejemplo de retroalimentación; diseños inadecuados asociados a mal drenaje pueden resultar en anegamiento y salinización, desaparición de la vegetación, incremento del albedo y partículas en suspensión, influyendo sobre el microclima superficial y causando cambios en el régimen de precipitaciones y la ecología.

El principal punto a enfatizar en desertificación es que la divagación climática, manifestada en términos de sequías y las actividades humanas ,pueden combinarse para estimular este proceso degradativo. Por otra parte, la desertificación comienza en años de sequía, en tipos de vegetación y suelo específicos, donde se altera, aunque temporalmente, un frágil equilibrio. Entonces la sequía administra un shock al sistema ecológico.

El Sistema Climo-Ecogeomorfológico.

Los mecanismos de respuesta, dentro del sistema suelo-agua-vegetación-erosión o sistema ecogeomorfológico, para cambiar las condiciones climáticas en la dirección de un incremento en la aridez, fueron estudiados por Lavee *et al.* (1998). Una reducción en las precipitaciones anuales (Figura 10) y un incremento de los intervalos entre eventos de lluvia, especialmente acoplados a incrementos de temperatura, conducirán a una disponibilidad menor de agua tanto para la germinación y crecimiento de la vegetación, como para la actividad microbiológica del suelo. Los contenidos de materia orgánica en el suelo disminuirán y se incrementará la concentración de sales solubles.

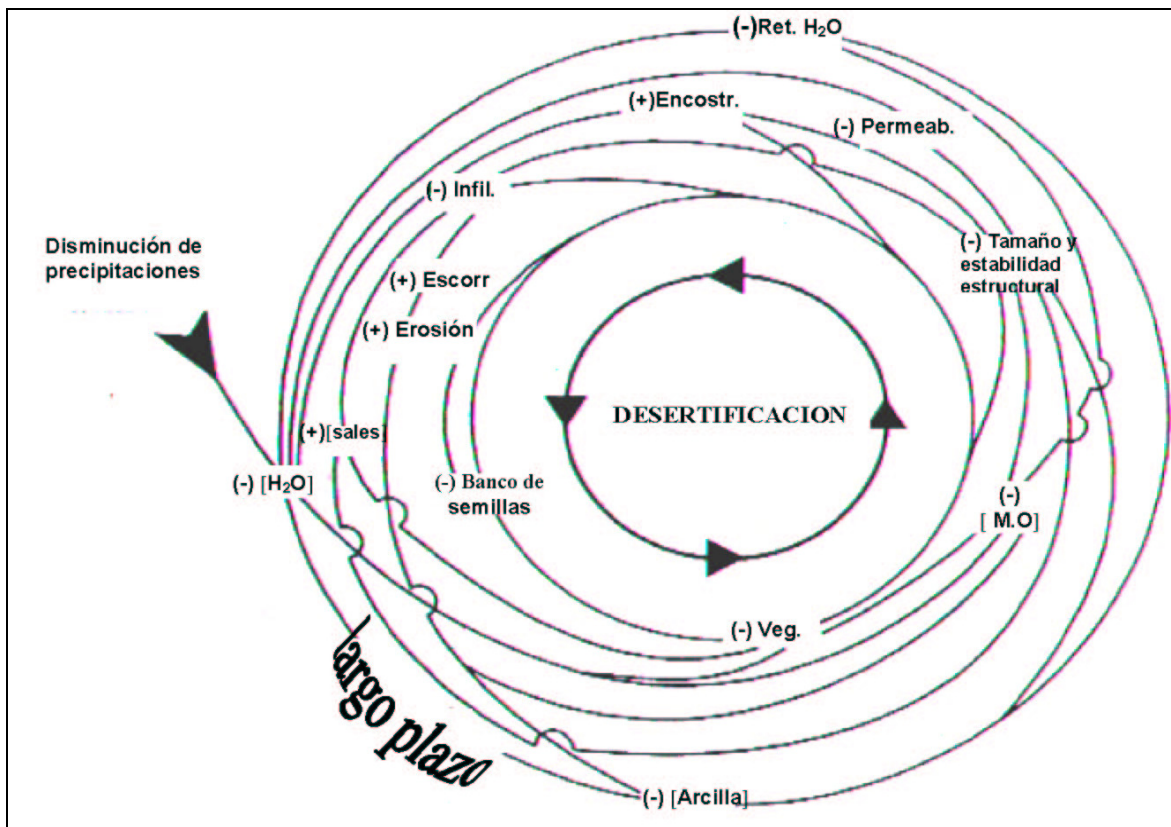


Figura 10. Sistema ecogeomorfológico de explicación de la desertificación (de Lavee *et al.*, 1998).

Las anteriores constituyen respuestas muy rápidas, pero en el largo plazo serán los contenidos de arcilla los que decrecerán, afectando los procesos de agregación, es decir, disminuirá el tamaño y la estabilidad de agregados del suelo. Todo ello conducirá a una menor capacidad de retención de agua del suelo, menor permeabilidad, mayor probabilidad de encostramiento, por

cuanto se reducirá drásticamente la tasa de infiltración, aún cuando la intensidad de la lluvia no aumente. Como resultado se tiene menos agua en la rizósfera y más agua de escurrimiento superficial, que determinará una tasa de erosión elevada de los horizontes más fértiles del suelos, los superficiales. Consecuentemente, el banco de semilla y los contenidos de nutrientes disminuirán, de manera que un segundo ciclo de reducción de la materia orgánica se iniciará. Así, esta retroalimentación positiva llevará a la desertificación.

No obstante, el proceso de desertificación se manifiesta diferente acorde a la variación edafoclimática y uso del suelo (Figuras 11 y 12).

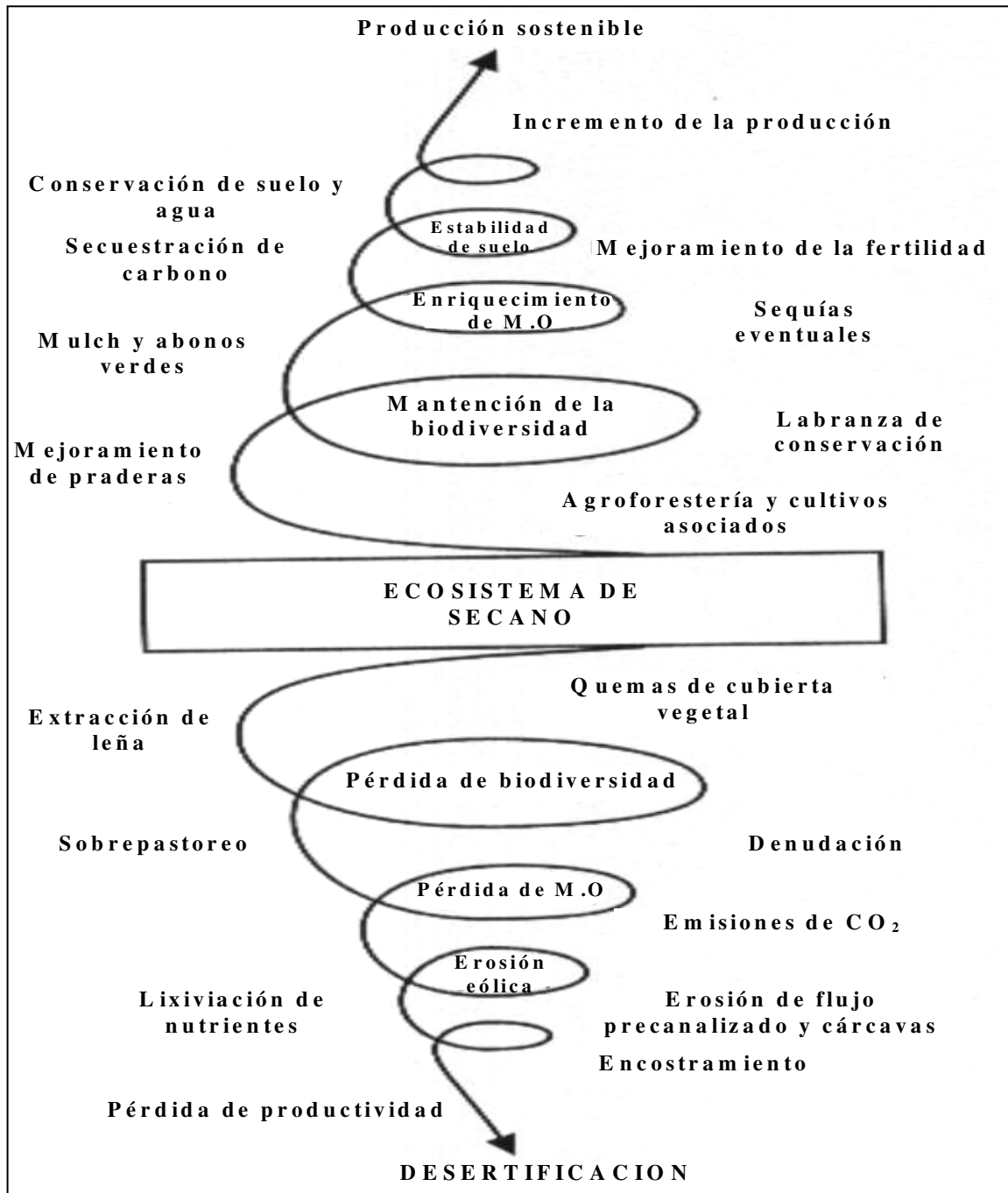


Figura 11. Espiral ascendente y descendente de agrieosistemas de secano sustentables versus insustentables (de Hillel and Rosenzweig, 2002).

En secanos agrícolas semiáridos y áridos se evidencia primeramente por la total o prácticamente total pérdida de cubierta vegetal en áreas climáticas extremas y de alta presión de uso. En general, la vegetación natural se observa escasa o muy esparcida, pero es capaz de proteger y estabilizar la superficie del terreno.

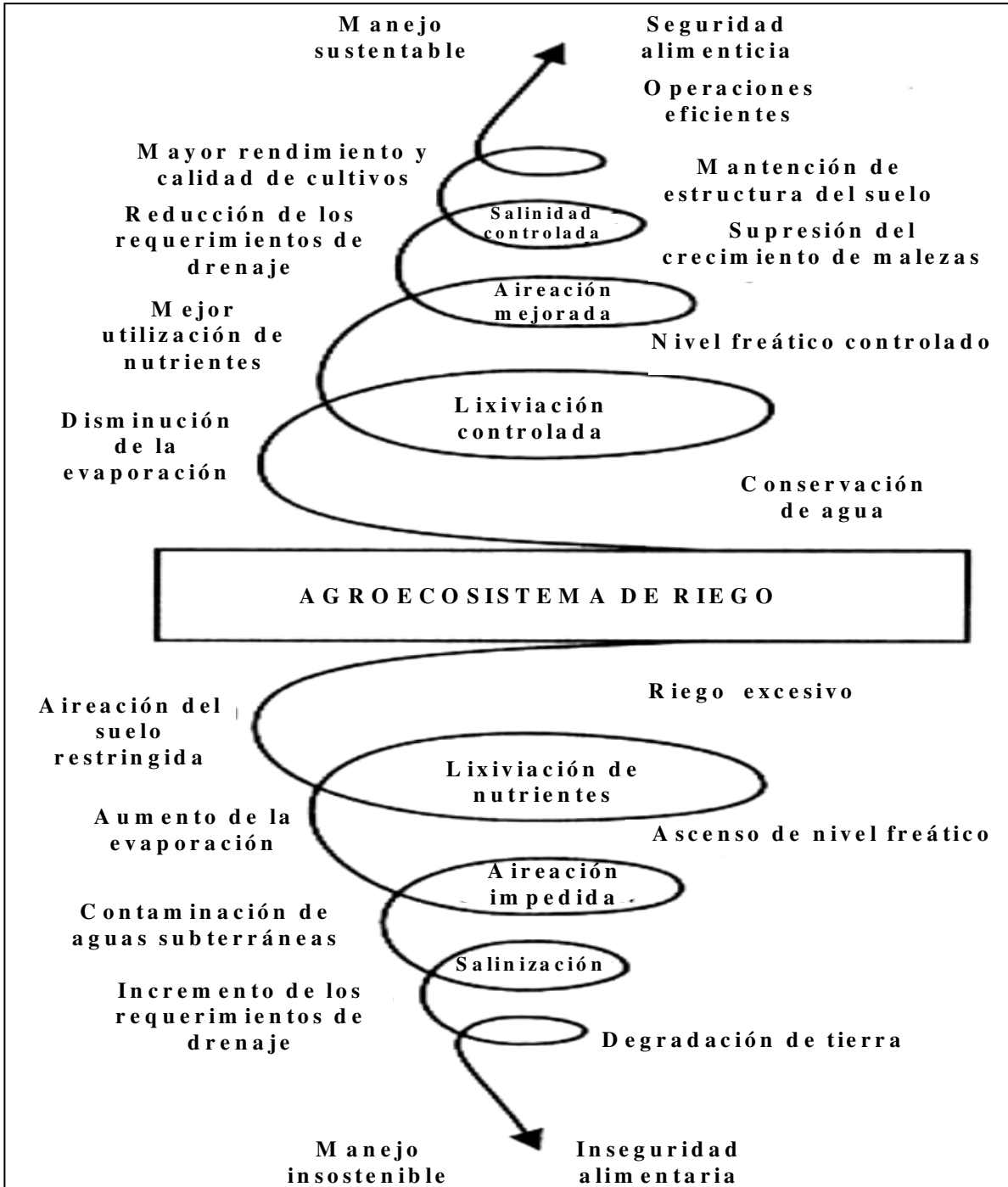


Figura 12. Espiral ascendente y descendente de agrieosistemas de riego sustentables versus insustentables (de Hillel and Rosenzweig, 2002).

Si bien un par de años consecutivos con lluvias sobre la normal pueden incrementar la cubierta vegetativa y la productividad, causando una desviación considerable de la tendencia a declinar, el impacto de lluvias torrenciales dará lugar a una degradación física del suelo, lo que sumado a una intervención animal o humana que degrade algo de esta frágil cubierta, facilitarán el desarrollo de procesos erosivos. En consecuencia, se evidenciará una condición más seca del suelo y un marcado decrecimiento en la productividad de la vegetación, lo que se expresará finalmente en una variación espacial sustancial del grado de deterioro dentro de áreas que antes eran uniformes en sus atributos.

Por cuanto la desertificación debe ser percibida como un conjunto de procesos que determinan ciertos cambios básicos en ecosistemas particulares, convirtiendo terrenos relativamente no desérticos en otros desérticos. Ello involucra interrelaciones climáticas, edáficas, biológicas y socio-económicas

Enfoque de las estrategias contra la desertificación

Combatir la desertificación es esencial para asegurar la productividad a largo plazo de las zonas no pobladas en zonas áridas, semiáridas y subhúmedas.

Dado el uso extensivo de las tierras en estos ecosistemas, las medidas efectivas para controlar la degradación y la desertificación deben contar con técnicas sencillas, tales como la prevención y la rehabilitación a través de prácticas de manejo (Figura 11), más que con métodos complejos como la restauración con prácticas que intervengan directamente el suelo y la vegetación, lo que a menudo resulta demasiado caro implementarlo de manera extensa (Puigdefabregas, 1998). Por tal razón el desarrollo debe dar prioridad a los proyectos pequeños en lugar de los proyectos grandes, complejos y difíciles de implementar. En la mayoría de los casos, la opción entre ambos enfoques debe estar basada en la evaluación de los umbrales de resiliencia.

Actualmente muchas naciones están trabajando en la construcción de sistemas de monitoreo que permitan definir y cuantificar la naturaleza, grado y extensión de la progresiva degradación en ecosistemas áridos y semiáridos (Hillel and Rosenzweig, 2002).

Para ser capaces de controlar y revertir la desertificación, debe comprenderse cabalmente la interdependencia entre el complejo recursos-usos-cambios y los mecanismos de retroalimentación de este fenómeno de degradación integrado. En este sentido, Bonilla *et al.* (1983) en Chile concluyen que cualquiera sea el plan y la estrategia para solucionar estos problemas regionales el enfoque debe ser integral, pero se debe diferenciar entre los problemas sociales, económicos, culturales e incluso políticos de la población y los de eficiencia de producción.

El caso de la Región de Coquimbo y la Desertificación

La IV Región de Chile (40.580 km²) se desarrolla en medio de una constante tensión entre el uso de sus recursos naturales y su actividad económica. Contribuye a esto una compleja y diversa tenencia de la tierra, y un clima adverso (0-275 mm/año) con periódicos episodios de sequía, y con eventos de lluvia tanto torrenciales como destructivos. Ante un balance hídrico ya bastante crítico, la producción en esta zona se ve vertiginosamente amenazada. Más aún, los efectos socioeconómicos de un inminente Cambio Climático se reflejarán más claramente en el existente sistema marginal conocido como *Comunidades Agrícolas* de la Región, pues otros propietarios con acceso a recursos hídricos suplementarios y capital podrán responder mejor a este cambio y a las sequías (Downing, 1992).

Las casi 150 *Comunidades*, con una población aproximada a 68.000 personas, ocupan el secano de la IV Región en una extensión de casi 957.000 hectáreas. Como consecuencia de la desertificación que la afecta, se observa una pérdida continua de la productividad del suelo. Así, desde hace varias décadas, ha sido tradicional que parte de los suelos en pendiente de la zona en estudio se destinen a la producción de cereales (trigo, cebada) y umbelíferas (comino, anís) de secano. Esta actividad, de neta subsistencia, sólo ha contribuido a la degradación del escaso recurso suelo disponible, advirtiéndose desde hace tiempo un abandono constante de ciertos sitios cultivados, las *lluvias*, toda vez que el suelo ha perdido su fertilidad natural o ha alcanzado niveles severos de erosión. A este abandono se suma el hecho que estas áreas quedan expuestas a un sobretalaje ocasionado por caprinos.

A pesar de que la conservación de suelos y agua en el árido y semiárido de Chile es prioritaria, el manejo integrado de los suelos de estas laderas cultivadas ha sido escasamente abordado por la investigación nacional y se advierte una limitada documentación relacionada al manejo, particularmente de escorrentía en estas condiciones.

Las numerosas y valiosas investigaciones que han sido desarrolladas en la Región en los ámbitos agronómicos, económicos o sociales (Gastó y Contreras, 1979; Contreras *et al.*, 1986; Pouget *et al.*, 1996; Caviedes *et al.* 1996; D'Andrea, 1997; Lustig, 1998), proponen o sugieren técnicas orientadas a cambiar el uso y manejo de los suelos. En este sentido, a pesar de la amplia gama de opciones que se ofrecen, el agricultor ha preferido mantener el uso y manejo tradicional de subsistencia. Este hecho expresa una escasa participación del agricultor en las decisiones técnicas, pero además denota que las controladas experiencias científicas realizadas se alejan bastante de las condiciones reales en que él se desarrolla.

Es importante destacar los efectos beneficiosos contra la desertificación que ha mostrado el establecimiento de *Atriplex* (arbusto forrajero), del cual alrededor de 48.000 ha plantadas se concentran en la zona central-norte y especialmente en el sector costero de la IV Región. Si bien la mayoría de esta superficie corresponde a plantaciones monoespecíficas de *Atriplex nummularia*, su introducción en Chile conjuntamente con *Atriplex repanda* comenzó en la década de los años 50 por parte de la Escuela de Agronomía de la Universidad de Chile, de manera que tomando como base los trabajos de investigación y las experiencias de varios organismos, la Corporación Nacional Forestal (CONAF-IV Región) inició en 1975, las plantaciones masivas con ambas especies.

La desertificación como un concepto de extrema degradación no solo ambiental sino socioeconómico, involucra a la degradación del suelo en términos inseparables de una sustentabilidad deficiente del ecosistema. En este sentido, la investigación básica debe preceder al monitoreo, una causa popular entre los científicos e instituciones preocupadas de la degradación de los recursos naturales. No es posible saber qué monitorear si se desconocen los procesos básicos que están ocurriendo en ellos y se ignora el impacto que tendrán en las personas que los habitan.

Finalmente, parece conveniente señalar que los esfuerzos futuros deben orientarse a mejorar las propiedades de los suelos mayoritariamente degradado de la Región, lo suficiente como para permitir ampliar las fronteras climáticas de establecimiento de la vegetación. Con ello, además de proteger el suelo, será posible reactivar los ciclos de C y N, prolongando los efectos positivos en contra de la escorrentía y erosión de los suelos.

BIBLIOGRAFIA

- AHMED Y.J. and KASSAS M. 1987. Desertification: Financial Support for the Biosphere. Hodder and Stroughton and UNEP, London, UK. xix+187 p.
- ARVIDSSON, J., TRAUTNER, A. and KELLER, T. 2002. Influence of tyre inflation pressure on stress and displacement in the subsoil. pp: 331-338. In: Pagliai, M., Jones, R. (Eds.). Sustainable land management-Environmental protection. A soil physical approach. IUSS. Catena Verlag, Reiskirchen, Germany. 598 p
- BARROW, C. J. 1991. Land degradation: development and breakdown of terrestrial environments. Barrow, C. J. (Ed.). Ed. Cambridge University Press. 296 p.
- BEN-HUR, M., LETEY, J. and SHAINBERG, I. 1990. Effect of crust formation and polysaccharides on soil erodibility. Soil Science Society of American Journal, 54: 1.092-1.095.
- BLUME, H. P. 1990. Handbuch des Bodenschutzes. Ecomed, 2nd ed., Landsberg.
- BONILLA, S.; ESQUELLA, F. y MENESES, R. 1983. Actualización del estado de caso de desertificación realizado en 1977 en la Región de Coquimbo. Informe preparado para UNESCO. Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA). 176 p.
- BRADFORD, J. M. and HUANG, C. 1992. Mechanisms of crust formation: Physical components. pp: 55-72. In: Sumner, M. E., Stewart, B. A. (Eds.) Soil crusting. Chemical and physical processes. Advances in Soil Science. Lewis Publishers. Boca Raton, Florida. USA. 622 p.
- BRADFORD, J. M., FERRIS, J. E., and REMLEY, P. A. 1987. Interrill soil erosion processes: I. Effect of surface sealing on infiltration, runoff and soil splash detachment. Soil Science Society of American Journal 51: 1566-1571.
- CARRASCO, M. A., AHUMADA, I., CASTILLO, G., SADZAWKA, A., PEDRAZA, C., y LEÓN, O. 2004. Absorción de Cu y Zn en ballica (*Lolium perenne* L.) cultivada en suelos tratados con biosólidos. Boletín Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo 20: 295-303.
- CASANOVA, M. 2000. Manejos estimulados y rechazados de uso del suelo. Boletín Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo 14: 60-76.
- CASTILLO, G., DURÁN, A., AHUMADA, I., MENDOZA, J., y CARRASCO, A. 2004. Evaluación de toxicidad de lodos de aguas servidas. Boletín Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo, 20: 1-13.
- CAVIEDES, E., PÉREZ, A. y AZÓCAR, P. 1996. Sistemas de Producción para el Desarrollo Integral del Secano de las regiones IV y V. Proy. U. de Chile-Min. de Agricultura. Inf. Final, 150 p.
- COHEN, J. E. 1995. How Many People Can the Earth Support?. WW Norton & Co., New York, 532 p.
- CONTRERAS, D.; GASTÓ, J. Y COSIO, F. 1986. Ecosistemas pastorales de la zona mediterránea árida de Chile. I. Estudio de las comunidades agrícolas de Carquindañó/Yerba Loca, secano costero de Región de Coquimbo. UNESCO-MAB, Uruguay. 475 p.
- CUEVAS, J. 2002. Cambios físicos y mecánicos en tres suelos bajo tránsito con distintas humedades. Revista de la Ciencia del Suelo y Nutrición Vegetal 2: 25-36.
- CUEVAS, J., SEGUEL, O., ELLIES, A. and DÖRNER, J. 2004. Consideraciones en la aplicación de lodos en suelos agrícolas: una visión física. Boletín Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo, 20: 425-434.
- D'ANDREA, N. 1997. Recomposition de l'espace rural de la region de Coquimbo (Chili): problematique de la migration dans les communautes agricoles. Mem. DESS Amenagement et developpement rural. ORSTOM-Universite d'Aix- Marseille.
- DOWNING, T. E. 1992. Climate change and vulnerable places: Global food security and country studies in Zimbabwe, Kenya, Senegal and Chile. Oxford: University of Oxford, Environmental Change Unit.
- DREGNE H.E. 1976. Soils of the Arid Regions. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.
- DREGNE, H. E. 1978. Desertification: Man's abuse of the land. Journal of Soil and Water Conservation, 33:11-14.
- DREGNE, H.E; KASSAS, M. and ROZANOV, B.G. 1991. A new assessment of the world status of desertification. Desertification Control Bulletin 19: 6-18.
- ELLIES, A. 1995. Efecto del manejo sobre las propiedades físicas de suelos trumaos y rojo arcillosos. Bosque 16: 101-110.
- ELLIES, A. 1999. Cambios estructurales y distribución de tensiones en suelos sujetos al tránsito de maquinaria. Bosque 20: 37-45.
- ELLIES, A. 2000. Soil erosion and its control in Chile. An overview. Acta Geológica Hispánica 35: 279-284.

- ELLIES, A., SANTIBÁÑEZ, P. y DAROCH, R., 2001. Efecto de distintos rodados sobre la distribución de las tensiones en un perfil de suelo. *Revista de la Ciencia del Suelo y Nutrición Vegetal* 1: 17-25.
- ELLIES, A., GREZ, R. y RAMÍREZ, C. 1997. La conductividad hidráulica en fase saturada como herramienta para el diagnóstico de la estructura del suelo. *Agro Sur* 25: 51-56.
- ELLIES, A., SMITH, R. y HORN, R. 1996. Transmisiones de presiones en el perfil de algunos suelos. *Agro Sur* 24: 149-158.
- ELLIES, A., RAMÍREZ, C. y MAC DONALD, R. 1993. Cambios en la porosidad de un suelo por efecto de su uso. *Turrialba* 43: 72-76.
- ELLIES, A., RAMÍREZ, C., MAC DONALD, C., FIGUEROA, H. y GAYOSO, J. 1992. Efecto de la compactación de suelos volcánicos sobre el crecimiento de *Lolium multiflora* y *Trifolium pratense*. *Agricultura Técnica (Chile)* 52: 450-455.
- ERIKSSON, J., HÅKANSSON, I., DANFORS, B. 1974. The effect of soil compaction on soil structure and crop yields. *Swedish Institute Agricultural Engineering. Bulletin* 354. 101 p.
- FORSE, B. 1989. The myth of the marching desert. (reprinted from CIESIN). *New Scientist* 4 (1650): 31-32.
- GASTÓ J. y CONTRERAS, D. 1979. Un caso de desertificación en el norte de Chile. MAB-UNESCO. Caso presentado en Nairobi (1977). Universidad de Chile. Facultad de Agronomía, *Boletín Técnico* N° 42. 99 p.
- GONZALEZ, S. 2000. Contaminación de suelos: los metales pesados. *Boletín Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo* 14: 42-59.
- GREACEN, E.L. and R. SANDS. 1980. Compaction of Forest Soils - A Review. *Australian Journal of Soil Research*. 18:163-189.
- GUPTA, S. C., and RAPER, R. L. 1994. Prediction of soil compaction under vehicles. pp: 71-90. In: Soane, B. D., van Ouwerkerk, C. (Eds.). *Soil compaction in Crop Production*. Elsevier Sciences. 682 p
- HARTGE, K. R. and ELLIES, A. 1999. El rol de la física de suelo en la producción agrícola. *Agro Sur* 27: 43-56.
- HAVLIN, J.L. , BEATON, J.D., TISDALE, S.L. and NELSON, W.L. 1999. *Soil fertility and fertilizers. An introduction to nutrient management* (6th ed.). Prentice Hall, N.J. USA. 499 p.
- HILLEL, D. and ROSENZWEIG, C. 2002. Desertification in relation to climate variability and change. *Advances in Agronomy*, 77: 1-37.
- HORN, R., WAY, T. and ROSTEK, J. 2003. Effect of repeated tractor wheeling on stress/strain properties and consequences on physical properties in structured arable soils. *Soil and Tillage Research* 73: 101-106.
- HORN, R., TAUBNER, H., WUTTKE, M. and BAUMGARTL, T. 1994. Soil physical properties related to soil structure. *Soil and Tillage Research* 30: 187-216.
- IFA-FAO. 2000. Desertification and drought extend and consequences, proposal for a participatory approach to combat desertification. Symposium on land degradation and poverty, UN. Rome, Italy.
- JONES, R. J. A. 2002. Assessing the vulnerability of soils to degradation. pp: 33-44. In: Pagliai, M., Jones, R. (Eds.). *Sustainable land management-Environmental protection. A soil physical approach*. IUSS. Catena Verlag, Reiskirchen, Germany. 598 p.
- KAY, B. D. 1990. Rates of change of soil structure under different cropping systems. *Advances in Soil Science*, 12: 1-52.
- KEMPER, W. D. and KOCH, E. J. 1966. Aggregate stability of soils from Western U.S. and Canada. *USDA Technical Bulletin* 1355.
- LAL, R. and STEWART, B. A. 1990. Soil degradation: A global threat. *Advances in Soil Science* 11: xiii-xvii.
- LAVEE, H.; IMESON, A.C. and SARAH, P. 1998. The impact of climate change on geomorphology and desertification along a Mediterranean arid transect. *Land Degradation and Development*, 9: 407-422.
- LEAN, G. 2000. *Down to Earth, a simplified guide to the Convention to Combat Desertification*. Secretariat for the Convention to Combat Desertification. 36 p.
- LE BISSONNAIS, Y., BRUAND, A. and JAMAGNE, M. 1989. Laboratory experimental study of soil crusting: relation between aggregate breakdown mechanisms and crust structure. *Catena* 16: 377-392.
- LEWIS, D. L., GATTIE, D. K., NOVAK, M. E. SÁNCHEZ, S. and PUMPHREY, C. 2002. Interactions of pathogens and irritant chemicals in land-applied sewage sludges (biosolids). *BMC Public Health* 2: 11-18.
- LOGAN, T.J. 2000. Soils and environmental quality. pp: G155-169. *In: Handbook of Soil Science*. Sumner, M. (Ed.). Boca Raton: CRC Press. 2.313 p.
- LUSTIG, T. 1998. *Land evaluation methodology : Small-scale agro-pastoralist farming system. Agricultural community case study, IV Region of Chile*. MSc. Thesis. Uppsala, SLU. Dep. of Soil Sciences. Division of Agricultural Hydrotechnics. 91 p.

- LUZIO, W. 2000. Historial del uso del suelo en Chile. Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo. Boletín N°14: 11-20. Simposio Proyecto Ley Protección de Suelo. Valdivia, Chile.
- MABBUTT, J.A. 1978. Desertification in Australia. Water Research Foundation of Australia Report No. 54, Kingsford, N.S.W., Australia 132 p.
- MAINGUET, M. 1994. Desertification-Natural Background and Human Mismanagement. Springer-Verlag, Berlin, Germany. 314 p.
- MAINGUET, M. and DA SILVA, G.G. 1998. Desertification and drylands development: What can be done? Land Degradation and Development, 9: 375-382.
- MURRAY, B.C., HAMMOND, A. and RODENBURG, E. 1994. Global Environmental Monitoring: Pathways to Responsible Planetary Management. Results of a workshop exploring technical means to meet the information needs of decisionmakers early in the next century. California Institute of Technology.
- NELSON, R., 1988. Dryland management: the 'desertification problem', Environment Department Working Paper No. 8, World Bank, Washington. 29 p.
- NELLY, M. and HULME, M. 1993. Desertification and climate change. Tiempo, 8: 1-7.
- NIANFENG, L.; JIE, T. and DIANFA, Z. 1999. The problem of the Quaternary, geological environment and desertification. Environmental Geology, 38 (1): 7-12.
- NORDCLIFF, S. 1998. The use of composted municipal solid waste in land restoration. p: 396. In: Abstracts 16th World Congress of Soil Science, 20-26b August. Montpellier, France.
- ONOFIOK, O., and SINGERS, M. J. 1984. Scanning electron microscopy studies of surface crust formed by simulated rainfall. Soil Science Society of American Journal 48: 1137-1143.
- ORELLANA, I., ELLIES, A. y SEGUEL, O. 2004. Variación de la capacidad de humectación de suelos en relación al contenido de materia orgánica. Boletín Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo 20: 399-406.
- PASSIOURA, J. B. 1991. Soil structure and plant growth. Australian Journal of Soil Research, 29: 717-728
- PETELKAU H., 1991. Ertragliche Auswirkungen technogener Schadverdichtungen der Ackerkrume. Agrartechnik 41: 54-57.
- PIETOLA, L., HORN, R. and YLLI-HALLA, M. 2005. Effects of trampling by cattle on the hydraulic and mechanical properties of soil. Soil and Tillage Research, 82: 99-108.
- PUIGDEFABREGAS, J. 1998. Ecological impacts of global change on drylands and their implications for desertification. Land Degradation and Development, 9: 393-406.
- RAGHAVAN, G. S. V., ALVO, P. and McKYES, E. 1990. Soil compaction in agriculture: A view toward managing the problem. Advances in Soil Science, 11: 1-36.
- RAPP, A. 1974 . A Review of Desertization in Africa: Water, Vegetation and Man. Stockholm, Secretariat for International Ecology, SIES Water report No. 1. 77 p.
- ROSAS, A., LÓPEZ, R., ALVEAR, M. y MORA, M. 2004. Respuesta de *Lolium perenne* L. y *Trifolium repens* L. a variaciones de pH y Mn. Antecedentes a considerar en la aplicación de lodos al suelo. Boletín Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo, 20: 233-241.
- ROZANOV, B.G. 1982. Assessing, monitoring and combating desertification. pp: 56-68. In Desertification and Soils Policy. Transactions of the 12th International Congress of Soil Science, New Delhi, India.
- SEGUEL, O., GARCÍA DE CORTÁZAR, V., y CASANOVA, M. 2003. Variación en el tiempo de las propiedades físicas de un suelo con adición de enmiendas orgánicas. Agricultura Técnica (Chile), 63: 287-297.
- SHAINBERG, I. 1992. Chemical and mineralogical components of crusting. pp: 33-53. In: Sumner, M. E., Stewart, B. A. (Eds.) Soil crusting. Chemical and physical processes. Advances in Soil Science. Lewis Publishers. Boca Raton, Florida. USA. 275 p
- SHAXSON, T., HUDSON, N., SANDERS, D., ROOSE, E. and MOLDENHAUER, C. 1989. Land husbandry. Aframework for soil and water conservation. Soil and Water Conservation Society - Worl Association of Soil and Water Conservation . Ankeny Iowa. 64 p.
- SOANE, B. D. 1983. Compaction by Agricultural Vehicles: A Review. Scottish Institute Agricultural Engineering. Technical Report 5. 95 p.
- STEEN , E. 1993. Personal communication. Notes of soil and water conservation course. Swedish University of Agricultral Sciences. Uppsala, Sweden.
- UNCED. 1992. Report of the United Nations (UN) Conference on Environment and Development. Vol. I. New York, UN. 486 p.

UNCOD A/CONF 74/2, 1977. World map of desertification. UN Conference on Desertification, Nairobi. 150 p.

UNCOD A/CONF 74/36. 1977. Report on the UN Conference on Desertification, Nairobi. 139 p.

UNEP. 1991. Status of Desertification and Implementation of the United Nations. United Nations Environmental Programme. Plan of Action to Combat Desertification. III/3. Nairobi: UNEP/GCSS.

VÖMEL, A. 1981. Stickstoffdüngung und Stickstoffverluste auf ackerbaulich genutzten Böden, *Landwirtsch. Sonderh*, 197: 205–222.

VOSSBRINK, J., HORN, R., BECKER, S. and KOESTER, P. 2002. Influence of different harvesting methods in the Black Forest on the habitat ecology from a soil physical point of view. pp: 407-414. *In*: Pagliai, M., Jones, R. (Eds.). Sustainable land management-Environmental protection. A soil physical approach. IUSS. Catena Verlag, Reiskirchen, Germany. 598 p.

WARREN, A. 2002. Land degradation is contextual. *Land Degradation and Development*, 13: 449-459.

WARREN, A. and AGNEW, C. 1988. An Assessment of Desertification and Land Degradation in Arid and Semi-arid Areas. International Institute for Environment and Development, Paper N° 2. 30 p.

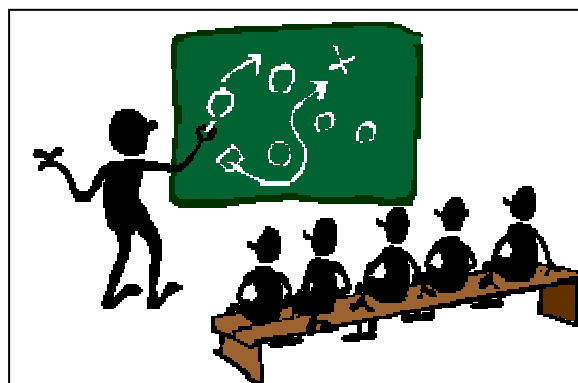
11

SIRSD: Un instrumento de fomento aplicado a los suelos de Chile.

**Germán Ruiz C.
Elías Araya S.**

Servicio Agrícola y Ganadero de Chile

RUIZ, G. y ARAYA, E. 2006. SIRSD: Un instrumento de fomento aplicado a los suelos de Chile. pp: 431-440.
In: Avances en el conocimiento de los suelos de Chile. (Re-edición, 2020). Luzio, W. y Casanova, M. (Eds.).
Santiago, Chile.



INTRODUCCION

En la última década, el país ha tenido un significativo crecimiento económico, registrando cifras en torno al 4% de expansión real del PIB. Este crecimiento, se basa en el uso creciente y cada vez más intensivo de nuestros recursos naturales. Por tanto, puede deducirse que la otra cara del proceso de crecimiento económico es el impacto que éste eventualmente puede estar generar en el medio ambiente. En relación a lo anterior, en el país hay evidencias de que el suelo se ha degradado como consecuencia de la extensión e intensidad de las actividades silvoagropecuarias. Así, ellas han generado un pasivo ambiental, que hoy compromete nuestra capacidad de sustentar el negocio agrícola y fuentes de empleo en el futuro, por lo que es urgente detener y revertir este proceso de agotamiento.

Los mecanismos legales y administrativos para salvaguardar de forma integral el recurso suelo en nuestro país son prácticamente inexistentes o muy débiles. Por otro parte, dado el impulso que han tenido las políticas de desarrollo urbanístico, cambiar el destino de uso de suelo a fines distintos del uso silvoagropecuario resulta relativamente fácil, en desmedro de los suelos de mayor condición productiva.

En la última década, han surgido disposiciones e instancias internacionales que incluyen políticas y normas más exigentes para la gestión ambiental. De ellas, cabe citar la ***Declaración de Río*** (1992) y sus 27 principios o la ***Agenda 21*** que pretende un desarrollo sostenible para el Siglo 21, y una gran cantidad de cuerpos legislativos sobre Biodiversidad y Medio Ambiente. Así mismo, en la Unión Europea se ha levantado una propuesta tendiente a la ***Protección del Recurso Suelo***.

Apenas se discute ya que las instituciones u organizaciones, así como las personas naturales propietarias y usufructuarias del recurso suelo, deben utilizarlo de forma no degradante. Para ello, se deben emplear las mejores tecnologías y prácticas disponibles, incorporando, en plazos prudentes a sus costos de producción, las inversiones necesarias para prevenir su deterioro, evitar su degradación y asegurar su recuperación, de modo que éste pueda ser aprovechado por las generaciones futuras.

Del mismo modo, los usuarios del suelo tienen la obligación, al menos moral, de conservar su patrimonio de manera íntegra, de forma de que ninguna de sus funciones se vean afectadas. La ley los protegerá contra la acción de terceros que dañen la condición del recurso y las principales funciones que presta.

EL CONCEPTO DE FOMENTO PRODUCTIVO

La definición del verbo fomentar, se concibe como la *acción de promover, mediante incentivos económicos o fiscales, que los particulares realicen por sí mismos actividades consideradas de utilidad general*". Si a lo anterior, agregamos el término *productivo* podemos concluir que esas actividades de interés general que se quieren *fomentar* se refieren a *producir*, es decir *crear cosas o servicios con valor económico*.

Por lo anterior, las iniciativas de fomento productivo consisten en la *acción gubernamental de promover mediante incentivos que los particulares creen cosas o servicios con valor económico*. Así, este concepto está asociado a las funciones económicas del Estado y, en el caso de una economía como la chilena, se refiere principalmente a la intervención pública en ciertas áreas en las cuales el mercado, en cuanto principal mecanismo de asignación de recursos en la sociedad, presenta fallas.

Estas fallas de mercado provocan distorsiones en la asignación de recursos que hacen que el aparato productivo nacional pierda eficiencia y, a causa de ello, no pueda alcanzar la frontera óptima de producción.

De acuerdo a lo anterior, el fomento productivo estaría asociado a la búsqueda de una mayor eficiencia económica y, por lo tanto, sectores productivos que potencialmente presenten incrementales de eficiencia, que actualmente no son aprovechadas debido a la existencia de alguna falla de mercado, deben ser sujeto de su acción. Si se obedece esta orientación, los recursos para fomento productivo no constituyen un gasto sino que una inversión socialmente rentable.

En Chile y dentro de un marco cada vez más creciente con una economía globalizada y abierta al comercio exterior, este argumento puede traducirse en que el fomento productivo debiera actuar preferentemente en sectores o segmentos emergentes, que presentan ventajas comparativas o así también en donde se puedan ampliar oportunidades para los actores económicos. Esto es, la existencia de una actividad que actualmente no es capaz de competir internacionalmente, pero que podría aumentar su productividad a través de la aplicación de subsidios de carácter transitorio. Este es uno de los objetivos centrales del fomento productivo.

Basado en lo anterior, los recursos públicos para fomento productivo deben entenderse como los recursos que el Estado destina para que los particulares generen por sí mismos producción de valor económico. Esto incluye asignar recursos a segmentos productivos, que en el corto plazo son deficitarios, precarios o ineficientes, pero que se espera que en un mediano o largo plazo se conviertan en actores de suficiente productividad o competitividad.

EL SIRSD (SISTEMA DE INCENTIVOS PARA LA RECUPERACIÓN DE SUELOS DEGRADADOS) COMO INSTRUMENTO DE FOMENTO.

Los suelos, igual que el aire y el agua, constituyen el fundamento de la vida en nuestro planeta. La calidad del suelo y sus funciones se diferencian en razón de su ubicación y naturaleza. La demanda por cambio de uso para la extensión de áreas urbanizadas, de desarrollo industrial, minera y otro tipo de proyectos, se hace creciente. El suelo se encuentra entre los recursos más deteriorados del país, alcanzado niveles tales que es difícil encontrar suelos sin manifestaciones de degradación. Paralelamente, los procesos de degradación y pérdida de suelo, son también de rango mayor. El 78% de la superficie de suelos productivos del país, presenta grados de erosión que van desde moderado a muy grave (CIREN-Chile, 1979). Del mismo modo, en el reciente Tercer Informe Nacional, 2006 preparado por CONAF indican que dos tercios del territorio nacional, equivalente a 48,3 millones de ha enfrenta en la actualidad procesos de desertificación (CONAF-Chile, 2006). En consideración a lo anterior, resulta evidente que los procesos de erosión y de desertificación en Chile son los problemas ambientales de mayor relevancia.

La degradación del suelo, así como el hecho de que existen daños irreparables y que la capacidad de recuperación de los suelos es muy lenta, incluso a escala geológica, es comparable con las consecuencias del *Cambio Climático* y la *Pérdida de Biodiversidad*. Además existe una estrecha relación entre la modificación del uso en los suelos y dicho Cambio.

El Gobierno de Chile, consciente de esta realidad, se ha comprometido a través del Ministerio de Agricultura, a impulsar medidas orientadas a mitigar las consecuencias de estos procesos, las cuales se suman a las acciones propias que en forma creciente adoptan los productores para la sustentabilidad de sus recursos productivos. Este compromiso también se refleja hoy en día, con cifras bastante decidoras de las acciones que se fomentan, por ejemplo a través del Programa Nacional (Plan de Acción Nacional para Lucha Contra la Sequía y Desertificación en Chile, PANCCD) con una inversión total de US\$ 521,3 millones y una inversión Promedio de US\$ 96,1 millones en distintos o instrumentos de apoyo en comunas y localidades amenazadas por procesos de desertificación.

El SIRSD surge como parte del amplio compromiso asumido por el Gobierno de Chile, en la conservación y recuperación de los recursos naturales degradados del país. En lo particular, tiene como objetivo detener o revertir los procesos de degradación de suelos, permitiendo que los productores agropecuarios del país puedan acceder a recursos estatales que se destinen a promover la conservación, el manejo sustentable y la recuperación de sus suelos.

Este instrumento de fomento es hoy en día la iniciativa de mayor envergadura desarrollada en los últimos tiempos, con la finalidad de preservar el recurso suelo y recuperar sus niveles de productividad, tanto del punto de vista de la inversión pública efectuada como de la cobertura territorial y de productores beneficiados.

Historia del Programa.

Las primeras experiencias precursoras del SIRSD se remontan al año 1993, con la implementación del *Programa de Bonificación de Fertilizantes para Praderas Naturalizadas de la Zona Austral*. Su sustento técnico se basaba en investigaciones del Instituto Nacional de Investigaciones Agrarias (INIA) y de experiencias en Nueva Zelanda, país en donde durante varios años se aplicaron subsidios a la fertilización y mejoramiento de suelos y praderas, lo que para este país *a posteriori* significó una de sus principales ventajas competitivas.

En marzo de 1995, a través del Ministerio de Agricultura, el Gobierno de Chile determinó en el marco de los procesos de negociación con el MERCOSUR, aplicar 48 medidas para apoyar el proceso de transformación de la agricultura, en virtud de lo cual se implementó como una de ellas, el *Programa de Bonificación al Establecimiento y Mejoramiento de Praderas*, entre las regiones de V y X.

En el 1996 se amplía la cobertura del Programa abarcando a las regiones XI y XII. Es a partir de 1997 que se incorporan los programas específicos de fertilización fosfatada y de enmiendas calcáreas; para finalmente en 1998, desplegar dicho programa a la totalidad del país.

El Sistema de Incentivos para la Recuperación de Suelos Degradados.

En las distintas zonas del país, los suelos cultivables han sufrido modificaciones continuas en sus condiciones físicas, biológicas y químicas, como consecuencia de las características propias derivadas de su origen, así como del sistema productivo e intensidad de uso al cual se encuentran sometidos.

Lo anterior se traduce, entre otros aspectos, en una fuerte pérdida de la fertilidad natural de los suelos, de su materia orgánica, una particular y sostenida pérdida de fósforo disponible, así como también en una acidificación progresiva de ellos. Sin embargo, además de estos procesos agropecuarios extractivos e intensivos, la aplicación de tecnologías inapropiadas en su explotación, han determinado la existencia de suelos afectados por distintos grados de erosión o erosionables.

De acuerdo a estimaciones derivadas del Censo Nacional Agropecuario de 1997 (INE-Chile, 1997), la superficie que potencialmente podría incorporarse al SIRSD sería de unos 4,2 millones de hectáreas.

Como tal, este Programa es de responsabilidad del Ministerio de Agricultura y se ejecuta en todo el territorio nacional, a través de dos instituciones estatales. Por una parte, el Servicio Agrícola y Ganadero (SAG), cubriendo el segmento de productores pequeños, medianos y grandes, vía concursos públicos. Por otra parte, el Instituto de Desarrollo Agropecuario (INDAP), sólo para productores pequeños y a través de la demanda directa de sus usuarios.

La coordinación general del Programa está radicada en la Subsecretaría de Agricultura y se ejerce nacionalmente a través de la Oficina de Estudios y Políticas Agrarias (ODEPA) y de las Secretarías Regionales Ministeriales de Agricultura (SEREMI) en cada una de las 13 Regiones

del país. A nivel regional se han establecido los denominados Comités Técnicos Regionales (CTR) integrados por la SEREMI respectiva, quien los coordina, por el Director Regional del INDAP y los encargados regionales del Programa del SAG e INDAP. También son invitados a participar otros actores del programa tales como operadores, representantes de agricultores y de universidades, además de otras personas u organizaciones relacionadas con el Programa. Específicamente, los CTR tienen como misión coordinar el Programa en la Región, proponer políticas de focalización, definir zonas agroecológicas de aplicación y cualquier otra acción relacionada con la buena marcha y optimización del Programa.

Programas específicos del SIRSD

El Programa contempla las siguientes líneas de acción:

Fertilización fosfatada

Incentiva el uso de fertilización fosfatada de corrección, destinada a recuperar los niveles de fertilidad natural en suelos deficitarios; definida ésta en 20 mg de fósforo por kilogramo de suelo (20 ppm), de acuerdo al método de extracción de Olsen. En este sentido, se bonifica hasta el 80% de los costos netos (esto es, sin IVA).

Se establece que, la fertilización fosfatada para producción, es decir aquella que será extraída por el cultivo y que deberá estar disponible en el suelo para alcanzar los rendimientos deseados, por sobre el nivel de 20 ppm de fósforo (meta de corrección), es de responsabilidad del productor.

Enmiendas calcáreas

Estimula la incorporación al suelo de las dosis de cal necesarias para cambiar el nivel de pH hasta un valor de 5,8 o para reducir la saturación de aluminio a niveles inferiores al 5%, considerando la CIC efectiva, acorde a análisis de suelo. En este caso, se bonifica hasta el 80% de los costos netos.

Praderas

Incentiva el establecimiento o regeneración de una cubierta vegetal permanente en suelos frágiles o degradados, mediante un incentivo de hasta el 50% de los costos netos, con el fin de alcanzar una cubierta vegetal que comprenda al menos el 90% del área.

Conservación de suelos

Estimula evitar las pérdidas físicas de suelos mediante la utilización de métodos tales como: cero o mínima labranza, control de dunas, utilización de curvas de nivel, labranzas en contorno, establecimiento de coberturas forestales en suelos ocupados por pequeños propietarios de escasos recursos, zanjas de infiltración, aplicación de materia orgánica o compost, nivelación de terrenos, labores que contribuyan a incorporar una mayor cantidad de agua disponible en el perfil de suelos de uso agropecuario. Para estos efectos, se otorga un

incentivo de hasta el 80% de los costos netos en que se incurra por efectos de aplicación de tales métodos de conservación de suelos.

Rehabilitación de suelos

A través de este programa específico se promueve la eliminación total o parcial de troncos muertos, matorrales sin valor forrajero u otros impedimentos físicos o químicos en suelos de uso agropecuario, mediante un incentivo de hasta el 50% de los costos netos de tales labores.

Rotación de Cultivos

Incentiva la rotación de cultivos por la vía de bonificar hasta en un 50% los costos netos, de los cultivos que forman parte de la misma, determinados en la tabla anual de costos. El plan de manejo postulado deberá comprometer una rotación de al menos tres años de duración.

Acceso a los incentivos

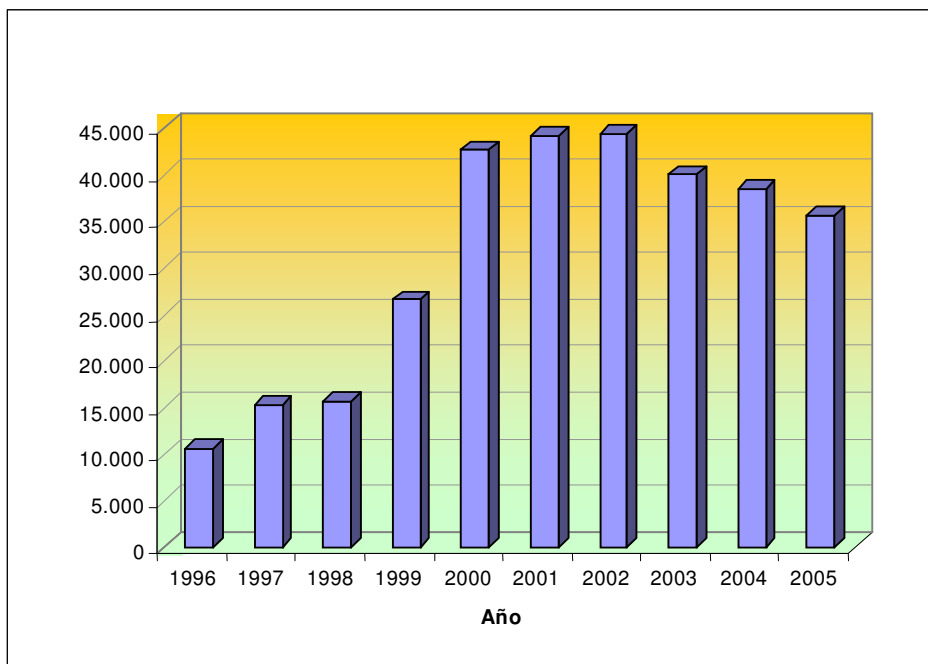
Para acceder al Programa, los productores deben presentar planes de manejo elaborados por operadores (profesionales y técnicos privados) que deben acreditarse ante el SAG o INDAP, para lo cual deben estar en posesión de un título profesional o técnico, cuyo plan de estudios contemple asignaturas académicas de reconocimiento y fertilidad de suelos, establecimiento de praderas o de protección de recursos naturales de uso agropecuario.

En el caso de postulantes que quieran acceder a los programas específicos de fertilización fosfatada, de enmiendas calcáreas y de praderas, debe adjuntarse análisis de suelos indicando al menos valores de P-Olsen y pH o porcentaje de saturación de aluminio, según lo indique el CTR (Comité Técnico Regional). El muestreo de suelo es efectuado por el operador acreditado que asiste en la confección del plan de manejo, siendo indispensable que dichos análisis sean efectuados por algún Laboratorio Acreditado; entendiéndose por tal a aquel que se ha incorporado a un registro público que lleva el SAG o el INDAP, según el caso, luego de acreditar que cuenta con las instalaciones necesarias, las metodologías y con el personal profesional idóneo para efectuar los análisis necesarios para el otorgamiento de los incentivos que establece el Programa.

Diversas evaluaciones realizadas sobre el Programa han destacado la alta significancia que éste ha tenido en el ámbito nacional y regional al ir sentando las bases para desarrollar la complementariedad entre desarrollo económico y la sustentabilidad del patrimonio natural. Sin duda que este es un aspecto que debe ser reforzado en adelante, a través de un mayor intercambio entre los agentes públicos y privados, para lo cual debe incentivarse la participación de los principales actores en los CTR.

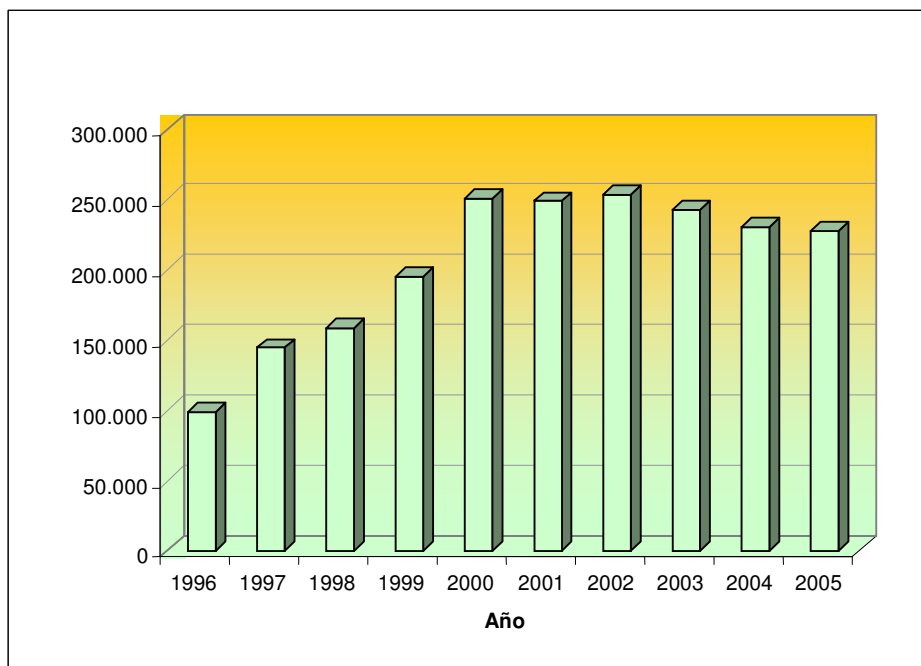
Resultados obtenidos por el SIRSD

En las figuras 1, 2 y 3 se expresa gráficamente la distribución de los beneficios del Programa, en términos de cantidad de usuarios, superficie bonificada y valoración de recursos entregados tras una década de aplicación.



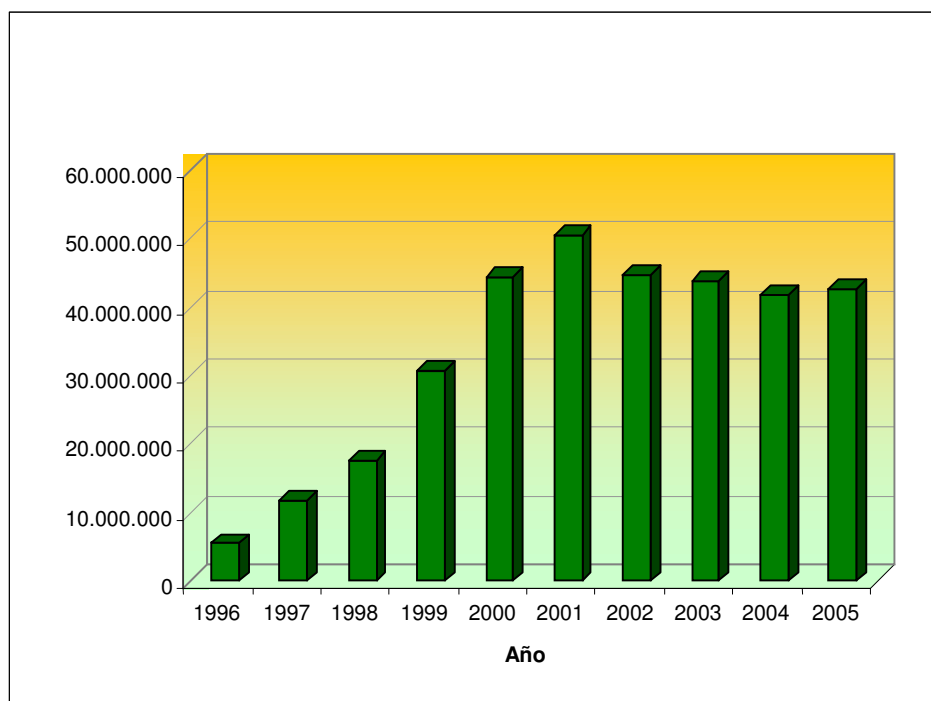
Fuente: Bases de datos SAG. 2006

Figura 1. Cantidad de usuarios bonificados por el SIRSD (1996-2005)



Fuente: Bases de datos SAG. 2006

Figura 2. Superficie bonificada por el SIRSD (1996-2005)



Fuente: Bases de datos SAG. 2006

Figura 3. Monto bonificado entre 1996 y 2005 (US\$ de marzo 2006- base \$ Diciembre 2005 por IPC)

Finalmente en el Cuadro 1 se detallan las cifras antes expuestas.

Cuadro 1. Distribución de beneficios del SIRSD en Chile (1996-2005)

Año	Número de usuarios Beneficiados	Superficie bonificada (ha)	Cantidad de recursos (US\$)
1996	10.645	98.909	5.576.549
1997	15.301	144.523	11.730.298
1998	15.758	158.660	17.588.233
1999	26.584	195.658	30.652.190
2000	42.621	250.764	44.334.138
2001	44.158	249.184	50.459.294
2002	44.338	253.316	44.694.726
2003	39.992	243.490	43.855.120
2004	38.492	230.541	41.741.417
2005	35.682	228.231	42.620.175

Fuente: Bases de datos SAG. 2006

BIBLIOGRAFIA

ODEPA-Chile. 2005. Agricultura Chilena, 2014: una perspectiva de mediano plazo. Ministerio de Agricultura. Oficina de Estudios y Políticas Agrarias. 239 p.

CIREN-Chile. 1979. Fragilidad de los ecosistemas naturales de Chile. Centro de Información de Recursos Naturales. Código 10240, N°40.

CONAF-Chile. 2006. Tercer Informe Nacional 2006. Implementación en Chile de la Convención de Naciones Unidas de Lucha Contra la Desertificación. Gerencia de Desarrollo y Fomento Forestal.

INE-Chile. 1997. VI Censo Nacional Agropecuario. Resultados preliminares. Santiago, 443p

A/CONF.151/26. 1992. Informe de la Conferencia de las Naciones Unidas sobre el Medio Ambiente y el Desarrollo. Río de Janeiro, 3 a 14 de junio (<http://www.un.org/documents/ga/conf151/spanish/aconf15126-1annex1s.htm>).

MINAGRI-Chile. Memoria 2000-2006. Ministerio de Agricultura de Chile.

SAG-Chile. Cuentas Públicas. Servicio Agrícola y Ganadero, 2000 a 2005.

AVANCES EN EL CONOCIMIENTO
DE LOS SUELOS DE CHILE

Walter Luzio L.

y

Manuel Casanova P.
(Editores)

Departamento de Ingeniería y Suelos
Facultad de Ciencias Agronómicas

UNIVERSIDAD DE CHILE

(2006)