



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

FACULTAD DE QUIMICA

COMPORTAMIENTO MECANICO, QUIMICO Y
TERMICO DE UNA ARCILLA BAJO LA INFLUENCIA
DE UNA SALMUERA

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

INGENIERO QUIMICO

P R E S E N T A :

RODOLFO ALEJANDRO CASTAÑEDA HERNANDEZ

MEXICO, D. F.

1992

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

INDICE

RESUMEN

1.- INTRODUCCION.....	1
2.- ROCAS Y MINERALES QUE CONSTITUYEN Y FORMAN ARCILLAS.....	8
2.1 GENERALIDADES.....	8
2.1.1 MINERALES PRIMARIOS.....	11
2.1.2 MINERALES SECUNDARIOS.....	11
2.2 ORIGEN DE LAS ARCILLAS SILICATADAS.....	16
2.2.1 ORIGEN DE LAS ARCILLAS INDIVIDUALES.....	19
2.2.2 ESTRUCTURA DE LOS MINERALES SILICATADOS DE LAS ARCILLAS.....	22
2.3 GRUPO DE LA CAOLINITA.....	24
2.4 GRUPO DE LA MONTMORILONITA.....	26
2.5 GRUPO DE LA ILITA.....	28
3.- PROPIEDADES DE LOS SUELOS.....	32
3.1 EL SUELO COMO SISTEMA DISPERSO.....	32
3.2 TEXTURA DEL SUELO.....	33
3.3 DENSIDAD DEL SUELO.....	37
3.4 ESPACIOS POROSOS.....	38
3.5 COLOR DEL SUELO.....	40
3.6 PH DEL SUELO.....	42
3.7 FUNDAMENTO QUIMICO-ELECTRICO.....	44
3.8 NATURALEZA DE LA ACIDEZ DEL SUELO.....	46
3.9 FORMACION DE AGREGADOS.....	50
3.10 CONSISTENCIA DE LOS AGREGADOS.....	51
4.- PROPIEDADES FISICO-QUIMICAS DE LAS ARCILLAS.....	59
4.1 GENERALIDADES.....	59
4.2 INTERCAMBIO CATIONICO.....	60
4.3 MECANISMOS DE INTERCAMBIO DE CATIONES.....	63
4.3.1 FACTORES QUE INFLUYEN EN LA CAPACIDAD DE INTERCAMBIO DE CATIONES.....	65

4.4	FACTORES QUE REGULAN EL PODER DE INTERCAMBIO DE CATIONES.....	68
4.4.1	NATURALEZA DEL ION.....	68
4.4.2	CONCENTRACION.....	68
4.4.3	PORCENTEJE DE POSICIONES IONICAS OCUPADAS.....	69
4.4.4	CALOR.....	69
4.4.5	NATURALEZA MINERAL.....	69
4.5	INTERCAMBIO DE IONES.....	70
4.6	CAPACIDAD AMORTIGUADORA DE LOS SUELOS.....	72
4.7	INFLUENCIA DEL INTERCAMBIO IONICO EN LA ESTRUCTURA DEL SUELO.....	77
4.8	RELACION DE LAS FASES SOLIDA Y LIQUIDA EN ARCILLAS..	79
4.8.1	ENLACES PRIMARIOS.....	80
4.8.2	ENLACES SECUNDARIOS.....	83
4.9	RELACIONES ENTRE LAS PARTICULAS CRISTALINAS DE ARCILLAS.....	85
5.-	COLOIDES EN EL SUELO.....	95
5.1	PARTICULAS MINERALES COLOIDALES.....	95
5.1.1	TAMAÑO.....	95
5.1.2	FORMA.....	95
5.1.3	AREA SUPERFICIAL.....	97
5.1.4	CARGA ELECTRONEGATIVA Y CATIONES ADSORBIDOS.....	98
5.2	CATIONES ADSORBIDOS.....	99
5.3	ORIGEN DE LAS CARGAS NEGATIVAS DE LOS COLOIDES.....	100
5.4	COLOIDES ORGANICOS DEL SUELO.....	102
5.5	OTRAS PROPIEDADES DE LOS COLOIDES.....	103
5.5.1	PLASTICIDAD.....	103
5.5.2	COHESION.....	104
5.5.3	DILATAcion Y CONTRACCION.....	105
5.5.4	FLOCULACION Y DISPERSION.....	105
5.5.5	CAUSAS DE LA FLOCULACION.....	107
6.-	PROPIEDADES MECANICAS.....	108
6.1	PLASTICIDAD.....	108
6.2	ESTADOS DE CONSISTENCIA.....	112
6.3	DETERMINACION LIMITE LIQUIDO.....	115
6.4	COMPACTACION DEL SUELO.....	122
6.5	PRUEBAS DE COMPACTACION.....	125
6.6	FACTORES QUE INTERVIENEN.....	128

7.- METODOS FISICOS.....	143
7.1 METODOS TERMICOS.....	143
7.1.1 ANALISIS TERMOGRAVIMETRICO.....	144
7.1.2 ANALISIS TERMICO DIFERENCIAL.....	149
7.2 DIFRACCION DE RAYOS X.....	153
7.2.1 PROPIEDADES Y CARACTERISTICAS DE LOS RAYOS X.....	155
7.2.2 PRODUCCION DE RAYOS X.....	157
7.2.3 RADIACION CONTINUA Y CARACTERISTICA.....	159
7.2.4 INTERACCION DE LOS RAYOS X CON LA MATERIA.....	165
7.2.5 CONDICIONES DE DIFRACCION DE RAYOS X.....	166
7.2.6 METODOS DE DIFRACCION DE RAYOS X.....	172
7.2.7 REGISTRO FOTOGRAFICO EN EL METODO DEL POLVO CRISTALINO.....	176
7.2.8 CAMARAS USADAS EN EL REGISTRO FOTOGRAFICO.....	183
7.2.9 DIFRACTOGRAFIA DE RAYOS X EN EL METODO DEL POLVO CRISTALINO.....	184
7.2.10 INSTRUMENTACION.....	186
7.2.11 GENERADOR Y TUBO DE RAYOS X.....	187
7.2.12 DIFRACTOMETRO Y SISTEMA DE DETECCION.....	193
7.2.13 CUENTAS, REGISTROS Y PROCESAMIENTO DE LA INFORMACION.....	197
7.2.14 USO DEL SELECTOR DE PULSOS.....	202
7.2.15 USO DE MONOCROMADORES.....	203
7.3 MICROSCOPIA ELECTRONICA.....	207
7.3.1 PRINCIPIOS.....	207
7.3.2 MICROSCOPIO ELECTRONICO DE TRANSMISION.....	211
7.3.4 DIAGRAMA DE DIFRACCION DE ELECTRONES.....	218
8.- PERMEAMETRO.....	237
8.1 GENERALIDADES.....	237
8.2 FACTORES QUE AFECTAN LA PERMEABILIDAD DE LOS SUELOS FINOS.....	237
8.3 DESCRIPCION DEL PERMEAMETRO.....	240
8.4 MOVIMIENTO DEL AGUA EN LOS SUELOS.....	245
8.5 AERACION DEL SUELO.....	246
8.6 RESISTENCIA DEL SUELO.....	247
8.7 INFILTRACION, PERCOLACION Y PERMEABILIDAD.....	249
8.7.1 INFILTRACION.....	249
8.7.2 PERMEABILIDAD.....	250
8.7.3 PERCOLACION.....	250

9.- PROTOTIPO DE LABORATORIO.....	264
10.- CONCLUSIONES Y SUGERENCIAS.....	317
11.- REFERENCIAS.....	356

RESUMEN

Se estudiaron las propiedades fisicoquímicas de una arcilla, con buenas propiedades de impermeabilidad con agua natural para poder comprender su comportamiento cuando se pone bajo la acción de una salmuera caliente. Los análisis fisicoquímicos muestran que tenemos una arcilla cálcica, el suelo contiene 16% arena, 78% arcilla y 16% de limo., su C.I.C.T. es 50.31 meq/100 gr de suelo conteniendo los siguientes cationes: Ca^{++} 31.91 meq/100 gr de suelo, Mg^{++} 15.96 meq/100 gr de suelo, Na^+ 1.96 meq/100 gr de suelo y K^+ 0.66 meq/100 gr de suelo, los aniones encontrados fueron: fosforo 88 p.p.m., bicarbonatos 0.75 meq/100 gr de suelo, cloruros 0.73%, sulfatos 0.57 meq/100 gr de suelo. Se monitoriaron los efluentes durante 3 meses para ver el comportamiento del suelo bajo la influencia de una salmuera (NaCl).

Por otra parte también se estudiaron y determinaron sus propiedades mecánicas. Los resultados nos muestran que se cuenta con una arcilla del tipo CH, con un límite plástico de 37.10 %, límite líquido de 77.2 % y un índice de plasticidad de 40.09 %, su δ óptimo fue de 1.375 Kg/cm³ y ω óptimo de 31%. La cuál, en principio, sí puede ser usada como impermeabilizante para estanques solares, ya que se trata de una arcilla de alta plasticidad.

Durante la experimentación que se llevó a cabo en el prototipo de laboratorio se midieron su permeabilidad vertical y conductividad térmica, tanto con agua caliente como con una salmuera (NaCl) caliente en dos ocasiones.

El valor de la permeabilidad vertical fué de $2.7 \cdot 10^{-7}$ cm/seg cuando en la superficie de la arcilla se tuvo agua caliente y $7.34 \cdot 10^{-5}$ cm/seg cuando se tuvo con salmuera caliente, a 50°C., los valores de conductividad térmica fueron 1.57 W/m°C y 4.77 W/m°C respectivamente. Se observó la influencia que tiene el tirante para alterar datos de permeabilidad vertical.

En la segunda ocasión se obtuvieron datos de una permeabilidad vertical de $7.12 \cdot 10^{-7}$ cm/s cuando la arcilla se tuvo con salmuera fría. Cuando se volvió a calentar se observó el fenómeno anteriormente descrito.

Paralelamente se realizó el mismo experimento con un permeámetro que reportó una permeabilidad vertical de $6.6 * 10^{-10}$ cm/s con agua y $6.92 * 10^{-10}$ cm/s con salmuera ambos casos sin la influencia de calor.

Se realizaron análisis físicos para poder entender mejor este fenómeno, una serie de pruebas por difracción por rayos X nos dió la pauta para creer que se trata de un complejo arcilloso de montmorilonita, illita, vermiculita y clorita. A su vez los demás resultados no nos proporcionan resultados contundentes.

Se plantean tres hipótesis para poder entender el fenómeno: 1) floculación y 2) cambios importantes en la constante dieléctrica al elevar la temperatura y 3) cambios en la estructura interna de la arcilla.

1. INTRODUCCION

Durante las últimas décadas el hombre a buscado nuevas fuentes de energía, una alternativa es la energía solar. En sus observaciones encontró que algunos lugares de la tierra, existían lagos que contenían en sus aguas cantidades de sales disueltas y alcanzaban temperaturas del orden de 60°C y estas aumentaban con la profundidad. Este gradiente salino tiene efecto de impedir la convección natural, de tal manera que el agua que es calentada por el sol permanece en el fondo del lago (Refs.1, 2 y 3).

Un estanque solar es un cuerpo de agua sumergido en la tierra, dividido por lo general en tres regiones: la región más profunda es del orden 1 metro de espesor y es una zona convectiva compuesta por una solución saturada (salmuera) sirviendo además de almacén térmico. En la parte intermedia se localiza una región no convectiva que funciona como aislante térmico, con un gradiente salino de manera que su densidad aumenta con la profundidad, a consecuencia de este gradiente salino, se forma a su vez un gradiente térmico, y la temperatura aumenta como aumenta la profundidad, esta capa no convectiva puede variar de 1 a 1.5 metros de espesor, alcanzándose temperaturas cercanas a la ambiental en la parte superior próxima a la superficie del lago. La última región, de algunos centímetros de espesor, está formada por agua

salina con muy baja concentración ó en algunos casos agua pura, en esta capa existe convección y evaporación. Dicha zona se usa para mantener el gradiente salino de la región no convectiva, además tiene que restituirse continuamente debido a la evaporación, ya que es necesario eliminar las sales que se difunden hacia esta región para conservar el gradiente salino. Por lo tanto la profundidad de un estanque solar generalmente se encuentra en el intervalo de 1.5 a 3 metros.

Uno de los problemas principales que presenta la construcción de un estanque solar, es la impermeabilización del fondo del estanque, de manera que se eliminen o controlen las pérdidas de flujo (salmuera), tanto para evitar reponerlas como para no contaminar a sus alrededores (mantos acuíferos).

El uso de impermeabilizantes plásticos han sido probados para estanques solares artificiales pequeños en los que las permeabilidades son alrededor de 10^{-9} cm/s, pero en grandes extensiones las permeabilidades bajan hasta 10^{-7} cm/s (Refs. 4 y 5).

El rompimiento de algunos de los forros plásticos han ocurrido a lo largo de su uso en estanques solares, (Ref. 6), además el uso de este tipo de impermeabilizantes en instalaciones de varias hectáreas involucran una serie de problemas (colocación del plástico, el subdrenaje,

protección, detalles constructivos y mecanismos de falla). Una de las soluciones que se proponen para este problema es la impermeabilización por medio de arcillas (Ref. 7).

En México existe la experiencia de la impermeabilización de estanques artificiales, reportando datos en donde las filtraciones son alrededor de 10^{-7} cm/s, durante un periodo de 5 años. Esto hace que mediante un estudio de costos, la impermeabilización por medio de arcillas disminuya teniendo un ahorro considerable (Ref. 8).

Por otro lado, el comportamiento mecánico de las arcillas nos hace suponer que en un estanque solar, éstas superaran muchos problemas, ya que las arcillas presentan plasticidad, baja permeabilidad y en su aplicación forman una capa continua sin necesidad de uniones donde mas frecuentemente surgen las fallas en materiales plásticos (Refs. 6 y 4).

Un aspecto que también es importante en la eficiencia de un estanque solar son las pérdidas térmicas al subsuelo, ya que generalmente estos estanques se construyen dentro de excavaciones terrestres (Refs. 9 y 10).

Por todo esto es importante analizar con cuidado la forma en que se impermeabiliza un estanque solar.

El objetivo de este trabajo es realizar un estudio sobre las propiedades químicas, mecánicas y térmicas, así como el de la estructura de las arcillas en forma experimental. Comparando con los trabajos anteriores reportados sobre el comportamiento de una caolinita (Ref. 11) y una bentonita (Refs. 12 y 13) obteniendo datos significativos para el empleo de éstas en un futuro.

Una de las opciones técnicas para la impermeabilización de estanques solares es el uso de arcillas saturadas y compactadas. Sin embargo, algunas arcillas pueden ser mejores que otras bajo la influencia de una salmuera debido a que tienen una capacidad de intercambio catiónico (CIC) diferente, por ejemplo una montmorilonita tiene un CIC en un intervalo de 80 a 150 meq/100g de suelo, mientras una caolinita cae dentro de un intervalo de 3 a 15 meq/g y una illita entre 10 y 40 meq/g, de suelo (Ref 14). Otro aspecto importante es el relacionado con su área específica; para una caolinita este parámetro tiene valores en el intervalo de 10 a 20 m^2/g , mientras que una montmorilonita tiene valores en el intervalo de 50 a 840 m^2/g y una illita está entre 65 y 100 m^2/g (Ref. 15).

Estos dos parámetros son de los más importantes si se desea que la permeabilidad de la arcilla alcance un valor menor que el obtenido con agua dulce, ya que el intercambio iónico

entre la arcilla y la salmuera hará que una arcilla cálcica bajo la influencia de una salmuera de NaCl, el Ca^{++} se sustituya por dos cationes Na^+ . Así, en estanques solares de NaCl la arcilla mas conveniente podría ser una arcilla cálcica permitiendo que la arcilla se haga mas impermeable con el tiempo.

En las dos anteriores investigaciones se encontró que la bentonita (Ref. 16), la cual es una montmorilonita cálcica, y siendo una característica de estas su expansión por adsorción de agua, se observó que al hacer cambios bruscos de temperatura (10 a 20°C en una o dos horas), la arcilla se fractura.

En la primera investigación realizada (Ref.11) se estudió una caolinita en un prototipo experimental de laboratorio que simula las condiciones de campo, principalmente el efecto de la capa convectiva inferior de un estanque solar sobre la arcilla.

En este experimento fue posible medir las propiedades térmicas y mecánicas de la arcilla, así como las características del intercambio iónico. Cuando se uso agua fresca caliente se obtuvo una conductividad térmica de la arcilla de 0.88 W/m°C para un intervalo de temperatura de 50 a 60°C en la caolinita; la permeabilidad vertical fue de 2.2

* 10^{-7} cm/s. Estas mismas propiedades se midieron con salmuera caliente de NaCl a 50°C , la conductividad térmica de la arcilla fue $0.77 \text{ W/m}^{\circ}\text{C}$ cuando el efluente que atraviesa la arcilla alcanzó una salinidad en el intervalo de 17 al 31% de saturación en un tiempo de un mes. Después de 6 meses bajo las mismas condiciones, la salinidad en el efluente fue de 60% de saturación y la conductividad térmica fue $0.57 \text{ W/m}^{\circ}\text{C}$ por lo que respecta a la permeabilidad vertical, al final del experimento ésta se redujo a $1.4 \cdot 10^{-7}$ cm/s.

En la segunda etapa se estudió la bentonita (Ref. 12) la cual además del comportamiento ya enunciado, tuvo las siguientes propiedades mecánicas y térmicas: tuvo una conductividad térmica de $1.14 \text{ W/m}^{\circ}\text{C}$ a 50°C cuando estuvo bajo la influencia de agua pura y valor de $0.42 \text{ W/m}^{\circ}\text{C}$ a la misma temperatura, bajo influencia de una salmuera de NaCl. Con agua pura caliente a 50°C , la permeabilidad vertical fue de $1.3 \cdot 10^{-7}$ cm/s, mientras que con salmuera caliente a la misma temperatura, la permeabilidad fue de $1.09 \cdot 10^{-7}$ cm/s después de 4 meses de interacción entre salmuera y arcilla.

Se considera que por los argumentos enunciados anteriormente, sería conveniente estudiar una arcilla cálcica casi no expansiva pero diferente de la caolinita pero muy parecida a la montmorilonita. Este tipo de arcilla puede ser una illita.

Alguna de las aplicaciones adicionales muy importantes de estas arcillas son: control de contaminantes en tiraderos de basura, en depósitos de desperdicios industriales sólidos y líquidos, almacenes de diferentes líquidos, etc. al usar arcillas como impermeabilizantes. Para conocer el estado del arte en este tipo de aplicaciones se puede consultar la (Ref. 17).

Es importante resaltar que las técnicas descritas en este proyecto son aplicables cuando los desechos contengan sales que pudieran interaccionar con las arcillas, lo cual puede dar un resultado desfavorable o favorable dependiendo del tipo de arcilla usada y de los tipos de sales en el desecho.

2. ROCAS Y MINERALES QUE CONSTITUYEN Y FORMAN A LAS ARCILLAS.

2.1 GENERALIDADES.

Las rocas son mezclas de minerales consolidadas por un proceso natural y los minerales son compuestos inorgánicos que tienen una composición química y propiedades físicas más o menos definidas.

De los 92 elementos químicos que se conocen en la corteza terrestre, al establecer sus combinaciones posibles, no es sorprendente determinar la presencia de más de 2,000 minerales. Sin embargo, pocos son los elementos y los minerales importantes en la formación de suelos (Ref. 18).

Alrededor del 98% de la corteza terrestre está compuesta de 8 elementos químicos, como se muestra en la siguiente tabla.

Elemento	% del peso total
O	46.6
Si	27.7
Al	8.1
Fe	5.0
Ca	3.6
Na	2.8
K	2.6
Mg	2.1
Otros	1.5

El término material parental se usa para designar a las rocas a partir de las cuales se originan los suelos.

Las rocas pueden dividirse en tres grandes clases de acuerdo a su geo-historia y modo de formación, como sigue:

- 1) Rocas ígneas (magma solidificado).
- 2) Rocas sedimentarias (sedimentos consolidados y no consolidados).
- 3) Rocas metamórficas (transformación de rocas ígneas a metamórficas).

A nivel mundial las rocas dominantes son las ígneas y en México son las sedimentarias.

Extensión territorial aproximada de las rocas en México.

Clase	Extensión territorial (%)
Rocas sedimentarias	64
Rocas ígneas	32
Rocas metamórficas	4

Las Rocas ígneas se forman por la solidificación, ya sea, de un magma dentro de la corteza terrestre (intrusivas) o de una lava sobre ella (extrusivas). Las rocas ígneas intrusivas son en

general pesadas y duras, y las extrusivas pueden ser pesadas y duras hasta ligeras y fragmentadas o pulvulentas. Las rocas ígneas se localizan donde la corteza terrestre se ha fracturado (Ref. 19).

Las Rocas sedimentarias constituyen las capas superiores de la corteza, que es donde ocurre su meteorización (interperismo), erosión y depositación. Estas rocas pueden encontrarse casi en cualquier lugar y están formadas por: 1) materiales sueltos, constituidos por partículas minerales depositadas en la superficie o en el agua y posteriormente compactadas y cementadas, también son conocidas como rocas clásticas, 2) precipitados cristalinos a partir del agua de mar. Las rocas sedimentarias se presentan usualmente en capas o estratos (Ref. 20).

Las Rocas metamórficas son rocas ígneas o sedimentarias que han sufrido una transformación (metamorfismo) por el calor interno, presión y penetración de fluidos, sin llegar a fundirse. Se forman en lo profundo de la corteza, especialmente en zonas donde se desarrollan montañas y posteriormente quedan expuestas por la erosión. La mayoría son duras y a excepción del mármol, químicamente resistentes (Ref. 21).

Los materiales de acuerdo a su origen, se clasifican en primarios y secundarios. Los minerales primarios se forman a partir del

enfriamiento y solidificación del material magmático y los minerales secundarios provienen del interperismo químico de los minerales primarios menos resistentes.

2.1.1. Minerales Primarios:

1. Cuarzo, SiO_2
2. Feldespatos; aluminio-silicatos con bases de K, Na y Ca.
3. Anfíbolos y piroxenas; silicatos de Ca, Mg y Fe (con algunos Al).
4. Micas, aluminosilicatos con bases de K, Mg y Fe.
5. Carbonatos, CO_3
6. Apatita $(\text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8)_3 \cdot \text{CaF}_2\text{Cl}$.

2.1.2. Minerales Secundarios

1. Yeso, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
2. Oxidos de Fe
3. Minerales de la arcilla

Composición mineralógica promedio de rocas ígneas y sedimentarias

Mineral	Composición Porcentual	
	Rocas ígneas	Rocas sedimentarias
Feldespato	59	7
Anfibola	17	-
Cuarzo	12	38
Mica	4	20
Carbonatos	-	20
Arcilla	-	9
Limonita	-	3
Otros	8	3

Los minerales de la arcilla son formados en primer término, por el intemperismo químico de los minerales primarios. Los minerales primarios de la arcilla tienen la capacidad de adsorber o retener iones en sus superficies. Son una parte de los materiales física y químicamente activos en los suelos la resistencia al intemperismo trae como consecuencia el tamaño de las partículas dominantes presentes en los suelos (Refs. 22 y 23).

Relación suelo - Partícula - Minerales.

Sílice

Silicatos

CuarzoOrto-clasaMicaResistencia al
intemperismo químicoFeldespato rápidamente
intemperizableSuave, se
rompe fácil-
mente.Granos duros
Grandes y pequeños

Partículas finas mas arcilla coloidal

Arena

limo

arcilla

+ humus (materia orgánica)

suelo

.Feldespatos.

Constituyen el 60% de la corteza terrestre. Como consecuencia del intemperismo químico forman minerales de la arcilla.

.Micas.

Se intemperizan fácilmente y forman minerales de arcilla. Si persiste en los suelos son reconocidos por su brillo.

.Minerales de la arcilla.

Aunque las arenas, limos y las arcillas de los suelos provienen directa o indirectamente del intemperismo de las rocas, existe una marcada diferencia entre la formación de las arenas y limos por una parte y las arcillas por otra. Los procesos químicos del intemperismo son mucho más importantes en la formación de arcillas.

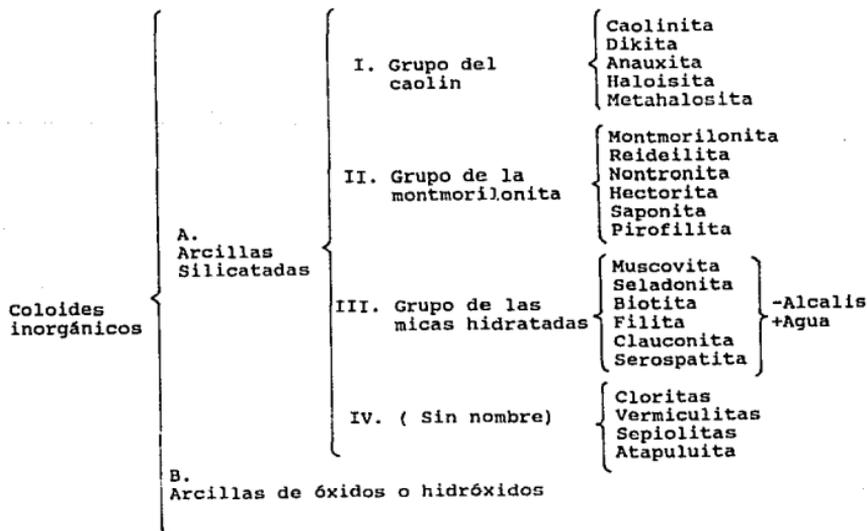
Por su tamaño, las arcillas (diámetro menor a 2μ) son consideradas como coloides y como tales nos interesan sus propiedades. Específicamente su carga eléctrica y su superficie específica (Ref.24).

Todos los coloides se cargan eléctricamente, las arcillas y en general los coloides del suelo están cargados en forma negativa, de tal forma que atraen cationes (K^+ , Ca^{++} , Mg^{++}) o tienden a formar radicales positivos (NH_4^+). Esto da por resultado que muchos de los cationes estén retenidos por arcillas o coloides del suelo y su posibilidad de intercambio.

Esto sucede al pasarse de roca mineral y de mineral a partícula del suelo, dando por resultado que las arcillas expongan mucha superficie donde pueden realizarse, entre otras, reacciones de intercambio catiónico.

De manera general, son reconocidos dos grupos de arcillas: Las silicatadas, características de regiones templadas, y las arcillas de óxidos e hidróxidos de hierro y aluminio encontradas en las zonas tropicales y semitropicales.

A través de los estudios de rayos X pudo diferenciarse a varios grupos de arcillas y sus propiedades características (Ref. 25).



2.2 ORIGEN DE LAS ARCILLAS SILICATADAS.

Con base en las propiedades cristalinas de las arcillas se han definido en forma más precisa tres grandes grupos de materiales silicatados: caolinita, montmorilonita e illitas (Ref. 26).

Además de estas arcillas, en otro grupo importante, que no tiene denominación, donde se tiene a la clorita y vermiculita.

Entre las arcillas no silicatadas, se han clasificado a las de hidróxidos.

Las arcillas silicatadas se forman con más frecuencia a partir de ciertos minerales: feldspatos, micas, anfíbolos y piroxenas. La transformación de estos minerales en arcillas considera dos procesos distintos.

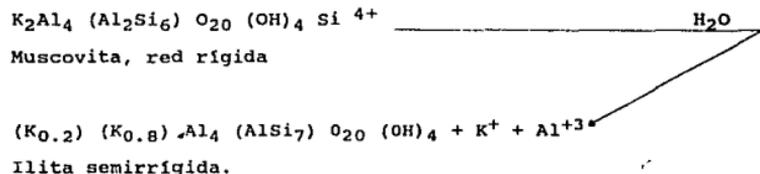
1. Por una alteración y degradación Físico-Química de los minerales primarios.
2. Por una descomposición de los minerales originarios y la posterior recristalización de algunos de sus productos de descomposición, este proceso es también llamado neoformación.

Alteración.

Es consecuencia de ataques químicos con la consiguiente renovación de algunos constituyentes solubles y la sustitución de otros dentro de la red cristalina. Ejemplo: alteración de la muscovita y su transformación a mica hidratada.

La muscovita, mineral primario de tipo 2:1, es de estructura rígida. Al iniciarse el proceso de hidratación algunos átomos de K se pierden de la estructura cristalina y otras moléculas de H₂O entran en la red produciéndose un cristal menos rígido. También se incrementa relativamente el contenido de sílice en comparación con el aluminio en lo que se llama estratosilícico.

Algunos de estos cambios pueden representarse esquemáticamente como sigue:



Donde el (K_{0.2}) representa el K intercambiable y el (K_{0.8}) es el K unido semirrígidamente entre las unidades cristalinas. Si ha habido una disminución de K y Al esto redundará en el aflojamiento

de la red cristalina y un comienzo en las propiedades de intercambio con el reducido cambio básico en la estructura cristalina del mineral de origen.

El producto resultante es todavía del tipo 2:1 pero ha sido alterado por el proceso de hidratación. Al continuar la remoción el K y la saturación de Mg por algo de Al en el estrato cristalino de aluminio se produce la montmorilonita.

La explicación anterior ilustra la semejanza estructural entre algunos minerales arcillosos y también la transición de un mineral a otro y de que existen minerales intermedios con propiedades específicas. En conclusión, la investigación ha revelado la presencia de minerales de "láminas mixtas" tales como "ilita-montmorilonita", "Clorita-ilita", "ilita-vermiculita", etc. Tales denominaciones indican que un cristal coloidal dado puede contener unidades cristalinas de un mineral entre unidades de otro. Esto demuestra la complejidad de las arcillas.

Recristalización.

La cristalización de las arcillas sílicas a partir de los productos de intemperización, solubles y provenientes de otros minerales es aún más importante en la génesis de la arcilla que su propia alteración. Un ejemplo es la formación de caolinita a partir de soluciones que contienen alúmina y sílice soluble.

Este proceso inserta un cambio completo de la forma estructural de los minerales originales y es el resultado de una intemperización mayor a la requerida en el proceso de alteración.

Además, esta cristalización hace posible la formación de varias arcillas a partir de un sólo mineral dado. El coloide sílico verdadero que se forma depende de las condiciones de intemperización y de los iones presentes en la solución meteorizada cuando ocurre la cristalización.

También hay diferencias entre los estados de intemperización de los silicatos; mientras la caolinita represente el más avanzado, la montmorilonita corresponde a un lugar intermedio de la intemperización (Refs. 27 y 28).

2.2.1. Origen de las arcillas individuales.

Las micas hidratadas, representadas por la illita, provienen en condiciones favorables de la alteración de las micas. Se afirma ésto porque la illita es similar a la muscovita tanto en estructura como en características generales. Aparentemente sólo una leve alteración necesaria.

En otros casos la illita aparentemente se forma de minerales originales como los feldespatos potásicos por recristalización en

presencia de abundante potasio. Aún la illita puede ser formada de la montmorilonita cuando ésta está en presencia de abundante potasio. Más común sin embargo, es la reacción inversa cuando la illita se intemperiza pasando a montmorilonita por pérdida de la mayor parte de su potasio.

La clorita se forma en apariencia por alteración de la biotita, una mica magnésica rica en Fe. En este cambio se pierde Mg, K y Fe. Una alteración posterior a la intemperización puede producir la illita o la vermiculita que a su vez pueden ser alteradas pasando a montmorilonita.

La montmorilonita puede formarse por recristalización de varios minerales si las condiciones son las apropiadas como: condiciones de intemperización (comúnmente el paso de condiciones ácidas a alcalinas), una relativa abundancia de Mg y lixiviación moderada.

Por alteración de otras arcillas silicatadas como clorita, illita y vermiculita puede formarse también la montmorilonita.

La caolinita representa el estado más avanzado de intemperización que las otras arcillas silicatadas. Se forma por descomposición de silicatos bajo condiciones de intemperización desde una moderada hasta una fuerte acidez que producen la remoción de los elementos alcalinos y alcalino-terreos. Los productos solubles de Al y Si pueden recristalizarse bajo determinadas condiciones.

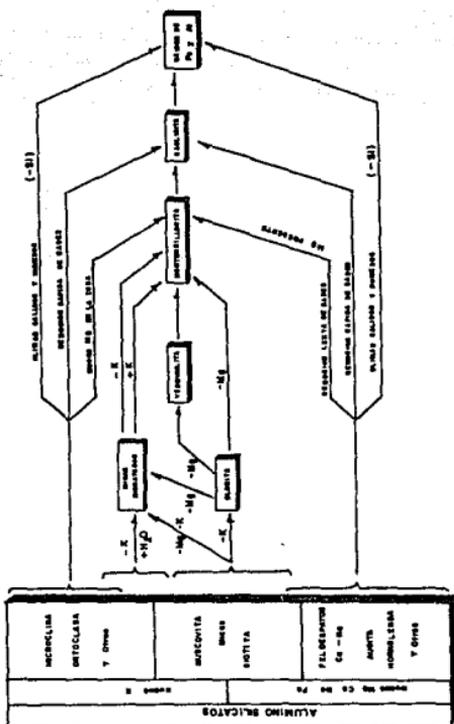


Fig. 2.1. Condiciones generales para la formación de arcillas

2.2.2 Estructura de los minerales silicatados de la arcilla.

Generalmente las arcillas son de forma laminar. Esto indica que exponen una gran extensión de superficie por peso unitario. Según Braver una partícula esférica de 1 cm^3 expone 4 cm^2 y una partícula cúbica de igual volumen tiene una superficie de 6 cm^2 de superficie (Ref. 29).

Los minerales silicatados de la arcilla son de naturaleza cristalina. La estructura del cristal se llama red o retículo, que está constituida de dos clases de estructuras fundamentales: los tetraedros de sílice y los octaedros de alúmina.

Los tetraedros de sílice contienen un átomo de Si rodeado de 4 átomos de oxígeno que forman las 4 esquinas del tetraedro. El Si ocupa el intersticio del centro.

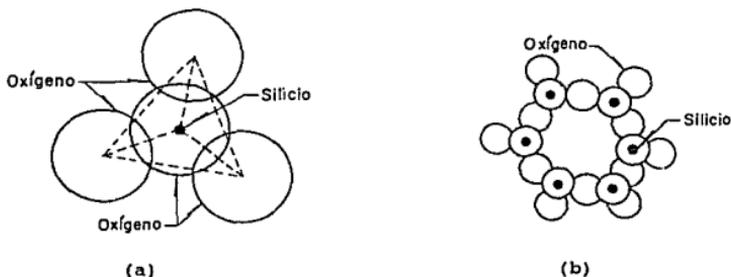


Fig. 2.2 ESQUEMA DE LA ESTRUCTURA DE LA LAMINA SILICA

La carga de tal unidad es -4. Los átomos de oxígeno basales de los tetraedros adyacentes están ligados en conjunto a través de un ligamento covalente. Esto disipa algunas de las cargas no balanceadas y también suministra un mecanismo a través del cual los tetraedros se unen y forman anillos hexagonales (Ref. 30).

Los oxígenos de la capa de tetraedros no están compartidos y señalan la misma dirección. La capa tiene una carga negativa neta y su fórmula es $(\text{Si}_2\text{O}_5)^{-2}$.

El octaedro está constituido por 6 hidróxilos alrededor de un átomo de aluminio. Este acomodamiento puede visualizarse en la forma siguiente: 4 hidróxilos formando un cuadrado.

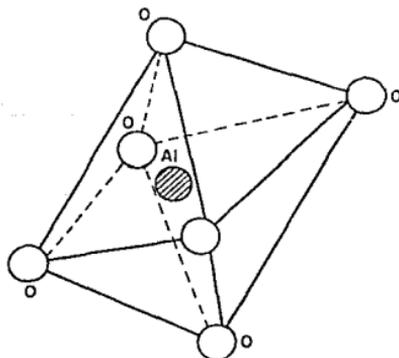


Fig. 2.3 ESQUEMA DE LA ESTRUCTURA DE LA LAMINA ALUMINICA

El octaedro individual tiene la fórmula $Al(OH)_6^{-2}$. El tamaño del intersticio determina la clase de átomo que puede existir en estas estructuras.

Los octaedros de Al adyacentes comparten hidróxilos comunes para formar una capa de octaedros, en forma similar el comportamiento del oxígeno en la capa tetraédrica del silicio (Ref. 31).

Las arcillas tienen cargas negativas, las cuales atraen cationes y el número total de cationes retenidos expresados como meq/100 gr de suelo, se les denomina capacidad de intercambio catiónico.

De acuerdo con su estructura reticular, los minerales de arcilla se agrupan en tres grandes grupos: caolinitas, montmorilonitas e illitas.

2.3 GRUPO DE LA CAOLINITA.

Es la arcilla tipo 1:1 (un estado de Si y otro de Al). Su capacidad de intercambio es reducida, de unos 10 meq/100 g de suelo, el esquema de esta arcilla se ha visualizado como sigue.

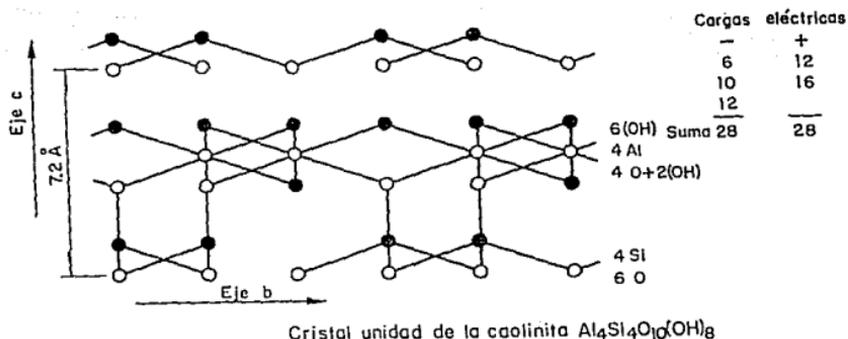


Fig. 2.4 ESTRUCTURA DE LA CAOLINITA (ARCILLA DEL TIPO 1:1)

Las caolinitas ($Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2HSiO_2 \cdot 2H_2O$) están formadas por una lámina silícica y otra aluminica, que se superponen indefinidamente. La unión entre todas las retículas es lo suficientemente firme para no permitir la penetración de moléculas de agua entre ellas (adsorción). En consecuencia, las arcillas caoliniticas serán relativamente estables en presencia del agua.

Otras arcillas de este grupo son la dickita, nacrita (poco comunes en los suelos), la anauxita y la haloisita.

2.4 GRUPO DE LA MONTMORILONITA.

Este grupo incluye otros minerales silicatados como son la beidelita, nontronita, hectorita y saponita. Son arcillas de tipo 2:1, el estrato de aluminio está entre dos estratos tetraédros de silicio, los oxígenos y radicales hidroxilo, se comparten en más de una unidad tetraédrica y octaédrica respectivamente, para formar la sucesión de unidades estructurales.

El esquema de la pirofilita como tipo representativo.

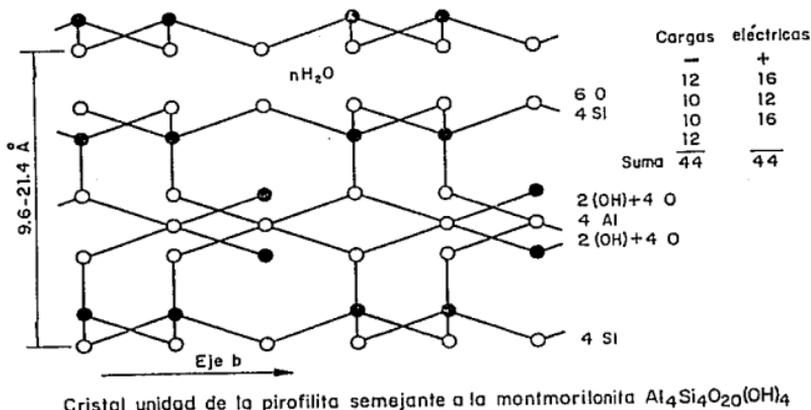


Fig. 2.5 ESTRUCTURA DE LA MONTMORILONITA (ARCILLA DEL TIPO 2:1)

Este tipo de arcilla se expande y contrae fácilmente al humedecerse y secarse para dar un efecto de "acordeón". Las partículas tienden a ser más pequeñas que las de la caolinita. Suelos con alto contenido de este tipo de arcilla se fisuran (agrietan) al secarse y tienden a ser impermeables al humedecerse. El suelo exhibe características de plasticidad muy acentuadas. Esto también indica que en la superficie interior y en el exterior de las partículas hay posibilidades de adsorción del agua y minerales.

La sustitución del aluminio octaédrico por magnesio en el retículo cristalino produce la estructura de la montmorillonita. Cuando el silicio tetraédrico es sustituido por el aluminio se genera la beidelita. En cambio cuando el aluminio octaédrico es sustituido por el hierro se tiene la nontronita.

La capacidad de intercambio de cationes de esta arcilla es de unos 100 meq/100 gr de material. La montmorillonita y minerales de este grupo también se encuentran en climas semi-áridos de escasa lixiviación y es un material rico en cationes básicos principalmente Ca y Mg, de donde el PH es alcalino.

Las montmorillonitas [$(OH)_4 \text{ Si}_8 \text{ Al}_4 \text{ O}_{20} \text{ nH}_2\text{O}$] están formadas por una lámina alumínica entre dos silícicas, superponiéndose indefinidamente. En este caso la unión entre las retículas del mineral es débil, por lo que moléculas de agua pueden

introducirse en la estructura con relativa facilidad, a causa de las fuerzas eléctricas generadas por su naturaleza dipolar.

Lo anterior produce un incremento en el volumen de los cristales, lo que se traduce, macrofísicamente, en una expansión. Las arcillas montmoriloníticas, especialmente en presencia de agua, presentarán fuerte tendencia a la inestabilidad. Las bentonitas son arcillas del grupo montmorilonítico, originadas por la descomposición química de las cenizas volcánicas y presentan la expansividad típica del grupo en forma particularmente aguda, lo que hace sumamente críticas en su comportamiento mecánico y térmico.

2.5 GRUPO DE LA ILITA.

A este mineral también se le denomina micra hidratada e hidrómica. Otros minerales de este grupo son la muscovita, seladonita, biotita y clauconita.

Si en la estructura de la pirofilita se sustituye un silicio por un aluminio en proporción de uno por cada 4 se tiene la fórmula de la muscovita.

Se indica que el origen de las ilitas proviene probablemente de las micas por un proceso químico con pérdida de potasio. Estos

minerales también son de retículo 2:1 donde los iones de potasio son alojados en los huecos que dejan los oxígenos de las superficies internas entre unidades con un retículo cristalino 2:1 parcialmente expandible. Por otra se tiene al grupo de las vermiculitas que tienen una magnitud de eje C de 14 a 15 Å por lo que se considera en posición intermedia entre la illita y la montmorillonita, aunque en sus propiedades de intercambio son diferentes ya que supera a la montmorillonita (150 meq/100 g). Es un mineral no abundante en los suelos.

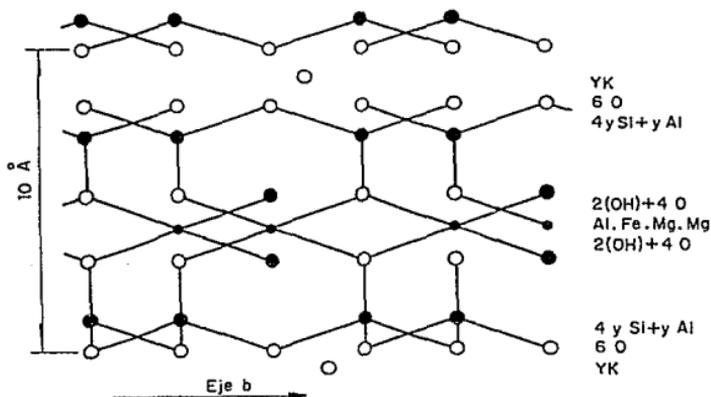


Fig. 2.6 ESTRUCTURA DE LA ILITA

Las ilitas $[(OH)_4 \cdot Ky (Si_8 - y \cdot Al_y) (Al_4 \cdot Fe_4 \cdot Mg_4 \cdot Mg_6) O_{20}]$, con "y", (por lo general, igual a 1.5) están estructuradas análogamente que las montmorilonitas, pero su constitución interna manifiesta tendencia a formar grumos de materia, que reducen el área expuesta al agua por unidad de volumen, por ello su expansividad es menor que la de las montmorilonitas y, en general, las arcillas iliticas, se comportan mecánicamente en forma más favorable.

Sobre la capacidad de intercambio de cationes (CIC) Grim, estima a esta propiedad en diferentes arcillas como sigue:

Arcillas	CIC meq/100 g
motmorilonita	60 - 100
ilita	20 - 40
caolinita	3 - 15

Barshad ha indicado que la vermiculita tiene alrededor de 50% más de CIC que la montmorilonita. Investigaciones sobre las propiedades del humus muestra que sus propiedades de intercambio pueden variar de 100 a 300 meq/100 g de material. Las siguientes capacidades de intercambio son sugeridas para el humus y los minerales arcillosos más importantes.

		I. Grupo del caolin	Caolinita Dikita Anauxita Halosisita Metahalosisita
		II. Grupo de la montmorilonita	Montmorilonita Reidellita Nontronita Hectorita Saponita Pirofilita
Coloides inorgánicos	A. Arcillas Silicatadas	III. Grupo de las micas hidratadas	Muscovita Seladonita Biotita Filita Clauconita Serospatita
		IV. (Sin nombre)	Cloritas Vermiculitas Sepiolitas Atapuluita
	B Arcillas de óxidos o hidróxidos		

Arcillas	CIC meq/100 g
Humus	200
vermiculita	150
montmorilonita	100
ilita	30
caolinita	10

3. PROPIEDADES DE LOS SUELOS

3.1 EL SUELO COMO SISTEMA DISPERSO.

Una vez formado el suelo por los agentes y procesos de edafización, se tiene una mezcla de materiales difícil de definir, cuyas propiedades dependen de su composición y de la manera en que estén ligados sus componentes.

Si al suelo se le considera un sistema disperso se pueden diferenciar tres fases: una sólida, una líquida y una gaseosa; la primera considera a los componentes inorgánicos y orgánicos y la segunda al agua y la solución del suelo.

La fase sólida posee mayor estabilidad y de esa propiedad nos servimos para la caracterización del suelo. Las fases líquida y gaseosa, son extremadamente inestables.

La fase sólida es muy heterogénea y está formada por una mezcla de materiales que se diferencian en su composición, constitución y propiedades. A todos estos fragmentos se les puede separar y caracterizar de acuerdo con su tamaño, origen y propiedades.

3.2. TEXTURA DEL SUELO.

Se refiere a la proporción relativa de arena, limo y arcilla en el suelo. Específicamente la clasificación de texturas se basa en la cantidad de partículas menores de 2 mm de diámetro. Si las partículas mayores de 2 mm están presentes en cantidades significativas, al nombre de la textura se le agrega un objetivo apropiado como gravoso o pedregoso.

Las fracciones según su tamaño (arena, limo y arcilla) se denominan separados del suelo. Los límites de tamaño, de acuerdo con los sistemas americano e internacional aparecen en la tabla 3.1.

Antes de 1947, el separado de arena muy gruesa, en el sistema americano se llamó "grava fina"; actualmente la grava fina incluye partículas entre 2 y 12.5 mm de diámetro y el "limo" aquellas partículas de 0.05 a 0.002 mm (Ref. 32).

La clasificación se basa en la escala de Atterberg. Como ventaja se considera su simplicidad y que la diferencia logarítmica entre los valores de las diferentes fracciones es un número entero, lo que supone una ventaja para las representaciones gráficas.

Tabla 3.1. Los separados del suelo y su variación en diámetro.
Sistema americano e internacional.

Fracciones	<u>Límites de los diámetros en mm</u>	
	<u>Clasificación americana</u>	<u>Clasificación internacional</u>
Arena muy gruesa	2.00 - 1.00	
Arena gruesa	1.00 - 0.500	2.00 - 0.200
Arena media	0.50 - 0.250	
Arena fina	0.25 - 0.100	0.20 - 0.020
Arena muy fina	0.10 - 0.050	
Limo	0.05 - 0.002	0.02 - 0.002
Arcilla	menor 0.002	menor 0.002

La textura del suelo es una característica en extremo importante. Afecta las propiedades físicas, químicas y mecánicas. En términos generales los suelos se dividen en suelos de textura gruesa y textura fina.

En los suelos de textura fina predomina la arcilla y tiene una mayor superficie activa que los suelos arenosos; poseen mayor capacidad de adsorción.

Los suelos arenosos son más porosos, permiten una rápida infiltración del agua. Sin embargo, los suelos arcillosos son de mayor capacidad de retención de agua debido a su mayor área superficial; tiene un mayor espacio poroso total que los suelos arenosos. Esta diferencia se debe al mayor número de macroporos que funcionan en la retención del agua. En los suelos arenosos hay más macroporos que funcionan en el movimiento del aire y del agua.

Tabla 3.2. Porcentaje de arena, limo y arcilla en las clases texturales de suelos.

CLASE TEXTURAL		LIMITES EN PORCENTAJE		
Denominación	Símbolo	Arena	limo	arcilla
Arena	A	85 - 100	0 - 15	0 - 10
Arena migajosa	Am	70 - 90	0 - 30	0 - 15
Migajón arenoso	Ma	43 - 80	0 - 50	0 - 20
Franco	F	23 - 52	28 - 50	7 - 27
Migajón limoso	Ml	0 - 50	50 - 88	0 - 27
Limo	L	0 - 20	88 - 100	0 - 12
Migajón arcillo arenoso	Mra	45 - 80	0 - 28	20 - 35
Migajón arcilloso	Mr	20 - 45	15 - 23	27 - 40
Migajón arcillo limoso	Mrl	0 - 20	40 - 73	27 - 40
Arcilla arenosa	Ra	45 - 65	0 - 20	35 - 45
Arcilla limosa	Rl	0 - 20	40 - 60	40 - 60
Arcilla	R	0 - 45	0 - 40	40 - 100

3.3 DENSIDAD DEL SUELO.

La densidad se considera como el peso por volumen unitario de sustancia, reportada comúnmente en gr/cm^3 , simbólicamente la densidad se representa por:

$$D = \frac{m}{v}$$

donde:

D = densidad, g/cm^3

m = masa, gr

v = volumen, cm^3

En el estudio de los suelos se distinguen dos tipos de densidad; la densidad real o particular (D_r) y la densidad aparente (D_{ap}), cuyas fórmulas de cálculo seran:

$$D_r = \frac{\text{masa}}{\text{volumen real}}$$

$$D_{ap} = \frac{\text{masa}}{\text{volumen aparente}}$$

La diferencia entre ambos volúmenes puede establecerse por medio de la siguiente igualdad.

$$\text{volumen aparente} = \text{volumen real} + \text{volumen vacío}$$

Es decir, la diferencia entre ambas densidades radica en el volumen que se considere. Esto es, la densidad real involucra al volumen de las partículas únicamente y el volumen vacío (o espacio poroso).

La densidad de partículas en la práctica es difícil de determinar, por los métodos que para ello se utilizan. En clasificación de suelos se ha convenido en adoptar el valor de 2.65 g/cm^3 como la densidad real de todos los suelos. Dicho valor se considera como el promedio aproximado de los minerales dominantes; cuarzo, feldespatos, micas y minerales arcillosos.

3.4 ESPACIOS POROSOS

El espacio poroso (E_p) es la porción del suelo no ocupada por partículas sólidas. El espacio poroso está ocupado por aire y agua. El arreglo de las partículas sólidas del suelo determina la cantidad de espacio poroso.

Los suelos arenosos superficiales tienen del 35 al 50% de E_p , mientras que los suelos de texturas más finas tienen del 40 al 60%.

El cálculo del E_p se realiza a través de la fórmula:

$$E_p = 100 \left(1 - \frac{D_{ap}}{D_r} \right)$$

Dr

donde:

E_p = espacio poroso, en %

D_{ap} = densidad aparente, en g/cm^3

D_r = densidad real, generalmente igual a $2.65 g/cm^3$

Nota:

Horizonte. Para conveniencia de estudio y descripción de los niveles que resultan de procesos de formación de suelo se agrupan en tres grupos u horizontales principales; A, B y C.

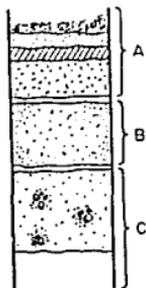


Fig. 3.1

Perfil ideal del suelo donde se muestran todos los horizontes que pueden distinguirse.

3.5 COLOR DEL SUELO.

El color del suelo es probablemente la característica más obvia y la que más fácilmente puede observarse. Una persona con experiencia en un área puede relacionar color con propiedades físicas, químicas y biológicas específicas de esa área.

El color de los horizontes del suelo puede verse uniforme o estar moteado, manchado, vetado o matizado. El moteado generalmente se debe al mal drenaje; las manchas a la acumulación de cal, materia orgánica y al estado de oxidación del fierro; el vetado a infiltraciones de coloides orgánicos y óxidos de fierro procedentes de las capas superiores; el matizado también a infiltración, pero frecuentemente ocurre cuando el material madre esta completamente intemperizado (Ref.33).

El color puede ser heredado de la roca madre de donde procede el suelo o es el resultado de cambios importantes en el perfil. Tiene relaciones importantes con el clima y contenido de materia orgánica. En una zona climática, los suelos derivados de diferente material madre pueden tener las mismas características de color, e inversamente, los suelos originados por un material madre idéntico pueden diferir grandemente en color cuando se desarrollan en climas distintos. Aunque es posible hacer algunas generalidades. El color negro usualmente indica presencia de materia orgánica; el color rojo se debe al óxido de hierro libre;

los colores grises y azules son relacionados con suelos mal drenados.

Los colores del suelo se miden más convenientemente por comparación con la carta de colores de suelo de Munsell. Esta carta consiste de 175 diferentes papeles coloreados, sistemáticamente arreglados de acuerdo con las anotaciones de Munsell.

El arreglo es de matiz o tinte, brillo o pureza, e intensidad o saturación, las tres variables simples que en combinación dan todos los colores.

Matiz o tinte (Hue). Se refiere al color espectral y se relaciona con la longitud de onda de la luz dominante.

Brillo o pureza (Value). Se refiere a la tenuidad del color y es una función (aproximadamente de la raíz cuadrada) de la cantidad total de luz.

Saturación o intensidad (Croma). Es la fuerza del color espectral y aumenta conforme disminuye el gris

Todos los colores en una misma plana son de matiz o tinte constante que se designa por el símbolo que aparece en la esquina superior derecha, verticalmente los colores paparecen más ligeros en orden sucesivo y su brillo aumenta. Horizontalmente los colores disminuyen en saturación hacia la derecha y están más oscuros a la izquierda. La saturación o intensidad del color en la carta aparecen abajo.

3.6 PH DEL SUELO.

La reacción del suelo o PH es quizá la característica del suelo más comúnmente medida. Es el criterio más usado para juzgar si un suelo es ácido o alcalino. El PH para suelos ácidos comúnmente varía de 4 a 7 unidades. Valores más bajos de 4 se obtienen solamente cuando los ácidos libres están presentes. Valores arriba de 7, indican alcalinidad aunque es posible que apreciables cantidades de "acidez del suelo", en términos de capacidad amortiguadora o dependiente del PH, puede existir en suelos alcalinos.

Aunque el PH es un índice muy útil a veces se juzga en forma muy empírica. El PH del suelo usualmente se mide en una suspensión del suelo y agua (1:2).

Los factores experimentales que afectan el PH del suelo en el lado ácido generalmente se considera que son la relación suelo/agua y el contenido de sales de la suspensión suelo-agua. El efecto de la variable relación suelo/agua es producir valores de PH más bajos entre mayor es la concentración del suelo en la mezcla. Diferencias de varios décimos de unidad de PH se observan al usar una parte de suelo más concentrada en las suspensiones o quizá al desarrollo de un potencial de mayor difusión en suspensiones mas concentradas. Asociada con la relación suelo/agua está el efecto de suspensión. Esto se refiere al hecho de que cuando las partículas del suelo se asientan en una suspensión que no se agita, el PH medido por la inserción de electrodos dentro de la capa de sedimento es diferente a la del líquido sobrenadante. La magnitud del efecto de suspensión depende de la naturaleza del suelo y la de la concentración de sales (Ref.34).

El principal efecto de la concentración de sales sobre el PH no es a través de su influencia sobre el efecto de la suspensión sino más bien a través del intercambio de cationes.

El grado de acidez o alcalinidad del suelo expresado en términos de PH es a lo que se denomina " Reacción del suelo".

Muy Fuerte	Fuerte	Moderada	Ligera	Ligera	Moderada	Fuerte	Muy Fuerte
3	4	5	6	7	8	9	10 11
PH Extremos en suelos turbosos	Variación frecuente de PH en suelos minerales de regiones húmedas			Variación frecuente de PH en suelos minerales de regiones áridas			Suelos alcalinos minerales con N adsorbido

Variación extrema del PH para suelos minerales.

Fig. 3.2. Variación de PH en suelos.

3.7 FUNDAMENTO QUIMICO - ELECTRICO

El PH del suelo es el resultado de reacciones químicas complejas donde se suceden disociaciones iónicas que obrando en distintos sentidos dan como resultado final el PH del suelo.

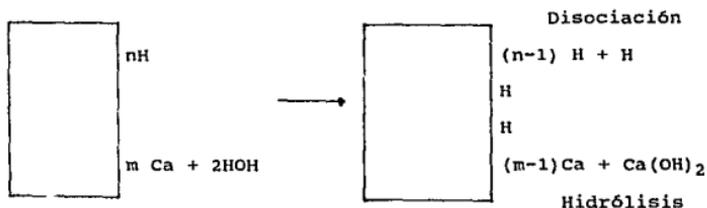
Considérese lo que ocurre a los carbonatos de bases fuertes al hidrolizarse.



De esta reacción resultan cationes H^+ que forman un ácido débil y radicales OH^- que forman una base fuerte, de allí que la reacción resultante sea alcalina.

Debido a que los suelos contienen diferentes elementos cuyas reacciones son variadas y complejas, la reacción que manifiesta en un momento determinado será lo resultante de la suma algebraica de aquéllas.

La reacción anterior ilustra sobre un aspecto qué ocurre en el suelo y que depende también del complejo de adsorción que puede asimilarse a un ácido por el H^+ que retiene y a sales diversas que se originan al sustituir el H^+ por el K^+ , Na^+ , Ca^{++} , etc. Se puede indicar entonces que el complejo adsorbente tiene carácter ácido por los cationes H^+ y básicos por elementos que lo desplazan. Ahora bien, como tal ácido experimenta una pequeña disociación iónica y por su carácter de base puede hidrolizarse, se puede expresar la reacción siguiente:



Se tiene así iones H^+ y OH^- como resultado de los dos fenómenos ya que la disociación de iones ácidos y la hidrólisis produce ácidos y bases, siendo estos últimos los que dan carácter al resultado de la reacción hidrolítica. Se tiene así una mezcla iónica cuya reacción final será la resultante de los elementos ácidos y básicos.

Se deduce desde luego el importante papel del complejo adsorbente que debe considerarse como la integración especial de ácidos débiles como sales de cationes fuertes.

3.8 NATURALEZA DE LA ACIDEZ DEL SUELO.

La acidez tiene varias fuentes; el humus o materia orgánica, arcilla aluminosilicatadas, óxidos hidratados de hierro y aluminio, sales solubles y CO_2 (Ref. 35).

Humus. La materia orgánica o humus contiene grupos reactivos carboxilo, fenólicos e imídicos que son capaces de ligar iones H^+ . Tales grupos saturados de H^+ se comportan como ácidos débiles y el H^+ ligado colateralmente se disociará, dependiendo de la constante de disociación del ácido formado. Naturalmente existen suelos con diferentes contenidos de materia orgánica.

Minerales Aluminio-silicatados de la arcilla. Son del tipo 2:1 y 1:1; se ha mostrado que la carga total de los materiales coloidales del suelo se puede dividir en 2 categorías: la carga permanente que es responsable del ligamento electrostático de H^+ y Al^{+3} y otros iones, la que probablemente proviene de la sustitución isomórfica. La otra es la carga dependiente del PH que resulta del ligamento covalente del H^+ y otros iones. Este tipo es mejor ilustrado por la carga en la materia orgánica del suelo, que se debe a los grupos carboxilo y fenólico, también se considera que en las arcillas aluminosilicatadas proviene de los grupos OH^- estructurales en las esquinas y aristas de los cristales de la arcilla y cuyos iones H^+ pueden considerarse a valores de PH ligeramente ácidos y/o alcalinos.

Actualmente se reconoce que tanto el Al^{+3} e H^+ , así como la pérdida de cationes Ca^{++} , Mg^{++} y K^+ están involucrados en el desarrollo de la acidez del suelo. En los suelos ácidos existe un equilibrio entre los iones H^+ y Al^{+3} . Como los iones H^+ se incrementan en el suelo, ellos a su vez disolverán al aluminio del retículo cristalino de la arcilla. En sistemas arcillosos no saturados de bases tanto el H^+ como el Al^{+3} están presentes como iones intercambiables. Si una base se agrega al suelo los iones H^+ serán neutralizados primero. Al agregar más de la base al aluminio se hidroliza con la producción de iones H^+ en cantidades equivalentes al aluminio presente. A valores bajos de PH la mayor parte del aluminio está como ión Al^{+3} hexahidratado.

A PH arriba de 5 los iones hidratados del Hidroxi - aluminio existen en forma intercambiable.



Los iones de hidróxido de aluminio descritos tienden a polarizarse para producir sistemas mas complejos.

Oxidos hidratados. Son principalmente los óxidos hidratados de hierro y aluminio que pueden ocurrir en formas amorfas o coloidales cristalinas, recubriendo otras películas minerales o entre capas del retículo cristalino. Cuando el PH baja, estos óxidos pueden solubilizarse y por una hidrólisis se liberarán iones H^+ .

Sales solubles. La presencia de sales ácidas, neutras o básicas en la solución del suelo, es debido a la intemperización mineral y descomposición de la materia orgánica. Los cationes de estas sales se intercambiarán con el aluminio adsorbido (quizas H^+) y estos producen un aumento en la acidez de la solución del suelo.

Los cationes divalentes usualmente tienen un mayor efecto en bajar el PH que los cationes metabólicos monovalentes.

CO₂. En suelos próximos a la neutralidad o aquéllos que contienen cantidades apreciables de CO₃⁻² o HCO₃⁻ el PH es influenciado en grado considerable por la presión parcial de CO₂ en el suelo. El PH de un suelo que contenga CaCO₃ libre y en equilibrio con el CO₂ de la atmósfera del suelo en tal sistema aumenta a 0.02 atmósferas el PH bajará alrededor de 7.5.

►Para poder entender mejor las anotaciones de las tablas haremos la siguiente aclaración:

Relación de absorción de sodio (RAS).

La RAS se calcula por medio de la siguiente fórmula:

$$RAS = \frac{Na^+}{\frac{Ca^{++} + Mg^{++}}{2}}$$

En donde las concentraciones de los cationes se dan en miliequivalentes por litro

3.9 LA FORMACION DE AGREGADOS.

La floculación es el primer paso en la agregación del suelo. La cementación o estabilización de los flóculos los convierte en agregados. La mayoría de los coloides del suelo son de carga eléctrica negativa. La floculación ocurre después de que los coloides negativos son neutralizados por los cationes adsorbidos. Los iones altamente hidratados como Na^+ son muy grandes para que los coloides del suelo se neutralicen por completo originando la repulsión de partículas negativas y la dispersión. Los iones pequeños y divalentes como el H^+ , Ca^{++} ó Mg^{++} , neutralizan más efectivamente los coloides del suelo que el Na^+ , produciéndose la floculación y agregación en los suelos.

Además de la naturaleza de los iones adsorbidos, otros factores que influyen en la génesis de los granulos del suelo son: 1) el humedecimiento y secado; 2) la influencia de la materia orgánica y de las excreciones de microorganismos y de otras formas de vida (Ref. 36).

De todos estos factores probablemente el de mayor importancia sea la materia orgánica, las propiedades electroquímicas del humus, tanto como la arcilla, son efectivas en la organización y estabilización posterior de los agregados. Los desechos y otros productos viscosos microbianos también favorecen el desarrollo granular y ejercen una influencia estabilizada. La granulación

de un suelo arcilloso no puede ser provocada adecuadamente sin la presencia de una cierta cantidad de humus.

Mientras que algunos agregados son muy estables otros no y aparentemente estas diferencias se relacionan con: la presencia o ausencia de ciertos agentes cohesivos del suelo, el tipo de arcilla predominante, ya que la caolinita produce granulos mas estables que la montmorilonita y otros compuestos inorgánicos, como los óxidos de fierro (FeO_2 , Fe_2O_3).

3.10 CONSISTENCIA DE LOS AGREGADOS

La consistencia es una propiedad física del suelo; comprende los atributos conferidos por el material del suelo que están expresados en su grado y clase de cohesión y adhesión conforme a su resistencia ante la deformación o ruptura (Ref. 37).

Los fenómenos causados por la consistencia del suelo son: frialidad, plasticidad, pegajosidad y resistencia a la compresión y a las rupturas. Las fuerzas que causan la consistencia del suelo son la atracción molecular (cohesión) y la tensión superficial (adhesión).

- a) Cohesión. La atracción molecular se lleva a cabo por las cargas negativas de las partículas de arcilla y por la atracción de partícula a partícula por efecto de la fuerza

de Van der Waals. La consistencia como resultado de la atracción molecular será fuerte sólo si las partículas del suelo están muy cerca unas de otras y adquieren superficies relativamente grandes en común. Este es el caso particular de las arcillas, que es mayor en los suelos secos y decrece al entrar el agua entre las partículas individuales, especialmente la arcilla, que están orientadas de tal manera que se encuentran próximas unas de otras.

- b) Adhesión. La tensión superficial es la causa de este fenómeno. Su efecto es mantener juntas a las partículas del suelo dependiendo de la proporción de agua y aire.

La tensión superficial por unidad de área de contacto es mayor cuando la curvatura del menisco es mayor, como en suelos con contenidos de humedad reducidos (el área total de contacto es sensiblemente pequeña).

Al aumentar el contenido de humedad el área en contacto aumenta, mientras que la tensión superficial por unidad de área decrece sólo muy ligeramente. El resultado es que la consistencia aumenta. En cierto punto, la variación superficial por unidad de área se ha vuelto tan pequeña que aunque se haya aumentado la superficie de contacto, no es suficientemente para compensarla; por lo tanto, la consistencia decrece. Al estar el suelo saturado por completo de agua, eventualmente la tensión

superficial deja de existir (Ref. 38).

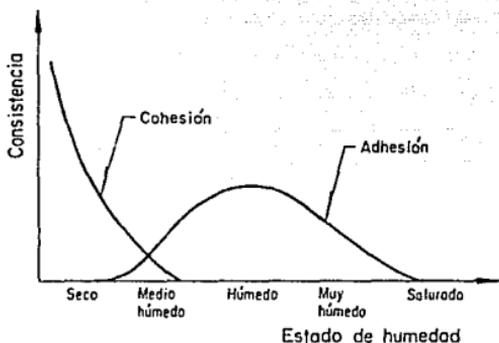


Fig. 3.2. Efectos de humedad sobre la adhesión y cohesión del suelo.

Como la consistencia es el resultado de la atracción molecular, presenta dos máximos y dos mínimos. La consistencia es mayor en el extremo seco debido a la cohesión y nuevamente en la parte media del humedecimiento causado por la adhesión; es muy pequeña cuando el suelo está ligeramente húmedo o está saturado. Estas relaciones se dan en suelos que presentan contenidos suficientes de arcilla para provocar que la atracción molecular sea efectiva. La atracción del limo y arena es insignificante (Ref. 39).

Además de la cantidad de agua y arcilla presentes en el suelo, existen otros tres factores que afectan la consistencia:

- a) El tipo de arcilla, las montmorilonitas poseen más consistencia que las caolinitas; b) la cohesión aumenta al disminuir el tamaño de las partículas; c) la estructura. Un suelo está bien agregado cuando hay más áreas de contacto entre las partículas individuales. Amasar un suelo es orientar las partículas de arcilla de manera que queden paralelas unas a otras y llenar los poros grandes con partículas de suelo; esto hace que disminuya el espacio poroso. Al secarse el suelo la consistencia aumenta, debido a que la superficie de contacto se incrementa. También un coloide disperso posee más consistencia que un coloide floculado.

El suelo presenta varias formas de consistencia que dependen principalmente de sus contenidos de humedad:

- 1) El suelo seco, consistencia dura o áspera; las partículas de suelo cuando se han separado no se vuelven a unir. La consistencia de un suelo seco depende de la magnitud de la superficie de contacto por unidad de volumen; 2) suelo húmedo, tiene consistencia friable; el suelo se mantiene unido ligeramente y es suave; 3) suelo mojado, consistencia plástica;

el suelo puede moldearse sin perder su cohesión; 4) suelo mojado o saturado; consistencia viscosa donde el suelo puede fluir al aplicarle una presión o simplemente por gravedad. El suelo se adhiere a objetos y es pegajoso (Ref. 40).

A continuación se puede ver una carta de color Munsell para clasificar el suelo, como un triangulo de texturas. Por otra parte más adelante se encuentran los resultados obtenidos de nuestro suelo, elaborando las pruebas descritas en este capítulo.

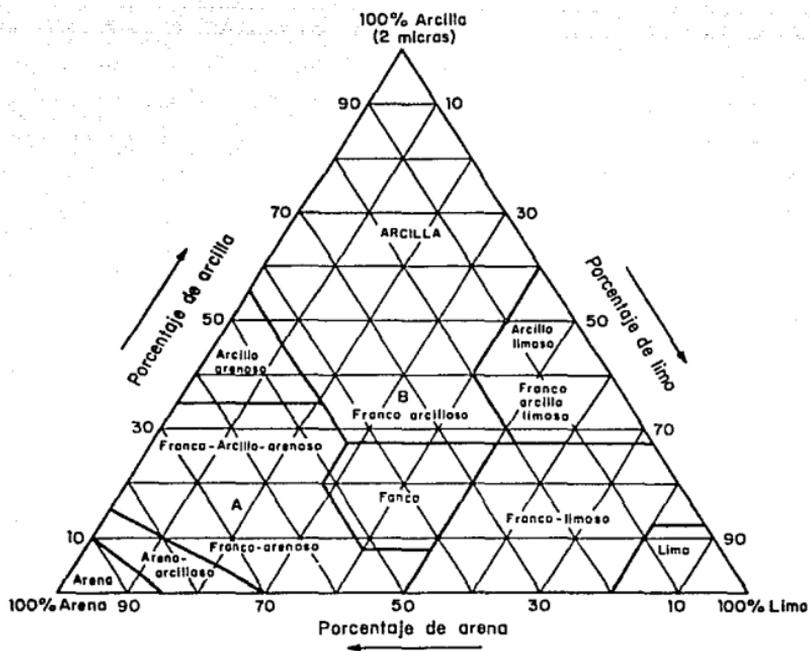


Fig. 3.5. Triangulo de texturas mostrando los limites de arena, limo y arcilla contenidos en las diferentes clases de textura.

Tabla 3.3.

Resultados de análisis fisicoquímicos
Arcilla de Zamora, Michoacan.

Color		Densidad Aparente	Densidad Real	Porosidad
Seco	Humedo	g/cm ³	g/cm ³	%
10yR 4/1	10yR 3/1	0.99	2.99	56.55
Gris oscuro	Gris muy oscuro	0.99	2.99	56.55

Materia Orgánica 12 %

Tabla 3.4.

Resultados de textura.

Arcilla de Zamora Michoacan	Muestra	
	1	2
% Arena	16	14
% Arcilla	78	68
% Limo	16	18

4. PROPIEDADES FISICOQUIMICAS DE ARCILLAS

4.1 GENERALIDADES

Una de las teorías más comunes hasta ahora desarrolladas para explicar la estructura interna de las arcillas es la que se comenta a continuación (Refs. 16, 17 y 41).

La superficie de cada partícula de suelo posee carga eléctrica negativa, según se desprende de la estructura iónica. La intensidad de carga depende de la estructuración y composición de la arcilla. Así la partícula atrae iones positivos del agua (H^+) y cationes de diferentes elementos químicos, tales como Na^+ , K^+ , Ca^{++} , Mg^{++} , Al^{+++} , Fe^{+++} , etc. Lo anterior conduce, en primer lugar, al hecho de que cada partícula individual de arcilla se ve rodeada de una capa de moléculas de agua orientadas en forma definida y ligadas a su estructura (agua adsorbida).

Las moléculas de agua son polarizadas es decir, en ellas no coinciden sus centros de gravedad con sus cargas negativas y positivas, sino que funcionan como pequeños dipolos eléctricos permanentes; al ligarse a la partícula por su carga positiva, el polo de carga negativa queda en posibilidad de actuar como origen de atracción para otros cationes positivos. Los propios cationes atraen moléculas de

de agua gracias a la naturaleza polarizada de éstas, de modo que cada catión está en posibilidad de poseer un volumen de agua a su alrededor. El agua adsorbida por cada catión aumenta con la carga eléctrica de éste y con su radio iónico (Ref. 42).

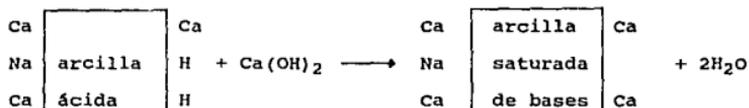
4.2 INTERCAMBIO CATIONICO

La arcilla y coloides orgánicas tienen la propiedad de tener valores de 40 a 800 m² de área superficial por gramo (superficie específica) y por consiguiente son las porciones más activas del suelo tanto físicamente como químicamente. Las propiedades del suelo tales como adherencia, plasticidad, hinchamiento, adsorción de agua y carga eléctrica están estrechamente relacionadas con el área superficial y estructura de la arcilla (Ref. 43).

Las arcillas que presentan una superficie específica más grande son por lo general los de mayor carga eléctrica y de mayor capacidad de intercambio de cationes.

Los cationes son adsorbidos por arcillas y coloides orgánicos porque los coloides negativos atraen a cationes (Ref. 44). Los cristales de arcilla pueden cambiar los cationes adsorbidos en su película superficial; por ejemplo, una

arcilla hidrogéna (con cationes H^+) puede transformarse en sódica, si se hace que circule a través de su masa agua con sales de sodio en disolución. En forma similar los iones Cl^- negativos atraen iones positivos de Na^+ positivos. Cuando el $NaCl$ se disuelve, otro cation como el K^+ puede reemplazar el Na^+ para dar KCl . De igual manera, los cationes en la solución del suelo pueden reemplazar los cationes adsorbidos en las superficies del suelo. Una reacción de intercambio de cationes se ilustra como sigue:



En realidad lo que ocurre es un intercambio de cationes entre el medio acuoso y las películas adsorbidas por las partículas minerales, algunas veces en reacción rápida. Los cationes intercambiables más usuales son: Na^+ , K^+ , Ca^{++} , Mg^{++} , H^+ y NH_4^+ .

Los cationes intercambiables están en equilibrio con los cationes en solución.

Las caolinitas son menos susceptibles de intercambiar sus cationes que las montmorilonitas, y las illitas poseen la propiedad de estar en un grado intermedio (Ref. 45).

La capacidad de intercambio crece con el grado de acidez de los cristales, es decir es mayor si el PH del suelo es bajo. La actividad catiónica se hace notable, en general, para valores del PH menores que 7. La capacidad de intercambio también crece con la velocidad y concentración de la solución que circule por la masa del suelo.

Las propiedades mecánicas de una arcilla pueden cambiar al variar los cationes contenidos en sus complejos de adsorción, pues a diferentes cationes ligados corresponden distintos espesores de la película adsorbida, lo que se refleja sobre todo en las propiedades de plasticidad y resistencia del suelo. Por esta razón, el intercambio catiónico forzado se ha utilizado y se usa para tratar suelos con fines de mejorar su comportamiento mecánico y térmico.

En general, los cationes pueden disponerse según su efecto benéfico decreciente en la resistencia de la arcilla de acuerdo con la siguiente lista: NH_4^+ , H^+ , K^+ , Fe^{+++} , Al^{+++} , Mg^{++} , Ba^{++} , Ca^{++} , Na^+ y Li^+ (Ref. 46).

4.3 MECANISMO DEL INTERCAMBIO DE CATIONES.

Tanto en suelos ácidos como calcáreos, el Ca^{++} es usualmente el catión intercambiable más predominante. Los suelos ácidos resultan de la acumulación de H^+ intercambiable en el suelo. Los cationes en la solución del suelo reemplazan a los cationes adsorbidos en el proceso denominado intercambio de cationes. Este intercambio es rápido y reversible y las condiciones de equilibrio existen entre los cationes solubles e intercambiables.

Los suelos difieren en la cantidad de cationes adsorbidos que ellos contienen por unidad de peso. Los miliequivalentes (meq) de cationes adsorbidos por 100 gr. es lo que se llama capacidad de intercambio de cationes.

Entre más alto sea el contenido de arcilla y de humus en el suelo mayor será la capacidad de intercambio.

Algunos términos relativos a las propiedades de intercambio en los suelos son los siguientes:

- Capacidad de intercambio.- La carga iónica total del complejo activo de adsorción en la adsorción de iones.

- Intercambio de cationes.- El intercambio entre un catión en solución y otro catión sobre cualquier material de superficie activa como la arcilla o el material orgánico coloidal.
- Capacidad de intercambio de cationes.- La suma total de cationes intercambiables que un suelo puede adsorber. Se denomina a veces "capacidad total de intercambio de cationes", "capacidad de intercambio de bases", o "capacidad de adsorción de cationes". Se expresa en meq/100 g de suelo y otro material adsorbente como la arcilla.
- Porcentaje de catión intercambiable.- El grado con el cual el complejo de adsorción de un suelo es ocupado por un catión particular. Se expresa como sigue:

$$\text{PCI} = \frac{\text{Cación intercambiable (meq/100 g de suelo)}}{\text{Capacidad de intercambio de cationes (meq/100 g de suelo)}}$$

- Porcentaje de saturación de bases.- El grado con el cual el complejo de adsorción de un suelo está saturado con cationes intercambiables diferentes al H^+ (Ca, Mg, Na y K). Se expresa como porcentaje de la capacidad total de intercambio de cationes.

- Peso equivalente de un coloide del suelo.- El peso de la arcilla o de un coloide orgánico que tiene un poder de combinación equivalente a un gramo de peso atómico de hidrógeno.

La cantidad de cationes retenido se mide en miliequivalentes (mg de H o de su equivalente -con referencia a cationes- retenidos por 100 gr de suelo seco).

No todos los cationes tienen igual poder de reemplazamiento en el complejo coloidal. La fuerza de adsorción de un catión depende de su radio iónico, de su carga y de su grado de hidratación.

Experimentalmente se ha encontrado el siguiente orden descendente de energía de adsorción eléctrica, llamada serie liotrópica (Ref. 47).



4.3.1 Factores que influyen en la capacidad de intercambio de cationes.

En las arcillas del tipo 2:1 la capacidad de intercambio se debe principalmente a sustituciones isomórficas en las unidades octaédricas como ocurre en la montmorilonita y vermiculita donde se tiene el 75% de estas cargas (Ref. 48).

En las montmorilonitas, cuyo peso molecular es de 700 y su capacidad de intercambio de 90 a 110 meq., bastan substituciones de 1/13 de Silicio por Aluminio y de 1/7 del Aluminio por Magnesio, para alterar el equilibrio de cargas (Ref. 49).

Las substituciones isomórficas hacen que la mayoría de los cationes adsorbidos se concentren en las superficies basales apreciándose en la montmorilonita y vermiculita que el 75% de aquéllos se encuentran en dichas superficies.

La capacidad de intercambio puede ser alterada por muchos factores, aunque los más importantes son: el tamaño de las partículas, la temperatura, el medio externo y la alteración de las posiciones de cambio.

4.3.1.1 Tamaño de las partículas. La montmorilonita afecta poco su capacidad de intercambio por el tamaño de la partícula, no así en el caso de la illita y especialmente de la caolinita. Partículas de las illitas menores de 0.06 micras presentan doble capacidad de intercambio que las partículas comprendidas entre 1.1 y 0.3 micras. En el caso de la caolinita este cambio es de casi 4 veces, mientras que la atapulgita y saponita experimentan incremento de 33% y 10% respectivamente. Tales diferencias se deben a que tanto en la caolinita e illita

la mayor parte de las cargas negativas provienen de la disociación de los OH^- marginales y naturalmente serán tanto más numerosos cuanto más partículas quepan en el mismo volumen.

4.3.1.2. Temperatura. En condiciones naturales la influencia de este factor en la capacidad de intercambio es pequeña. A temperaturas elevadas se observan cambios significativos.

En la montmorilonita -Ca, la CIC A 100°C es de 90 meq
 A 300°C es de 45 meq
 A 400°C es de 1 meq

En la montmorilonita -Na, la CIC A 100°C es de 88 meq
 A 300°C es de 65 meq
 A 400°C es de 40 meq

4.3.1.3 Medio externo. En la mayoría de casos el intercambio de cationes se produce cuando los iones están en solución, pero también puede ocurrir la adsorción de las arcillas de los cationes en suspensión.

4.3.1.4 Alteración de las posiciones de cambio. Las distorsiones producidas en la red a causa de las sustituciones isomórficas pueden reducir la capacidad de intercambio, especialmente cuando el Al es sustituido por

el Mg, ya que el radio de éste supera netamente al del hueco de los oxígenos octaédricos en el que se aloja.

4.4 FACTORES QUE REGULAN EL PODER DE INTERCAMBIO DE CATIONES

El poder de intercambio entre los cationes depende principalmente de los factores siguientes:

- 4.4.1. Naturaleza del ión. Los cationes de la misma valencia tienen un poder de sustitución que depende directamente del tamaño, algunos investigadores indican que en el poder de sustitución influye la hidratación del ión, por lo que los cationes de igual valencia son retenidos con mayor fuerza cuando menor es su hidratación.
- 4.4.2. Concentración. A mayor concentración de un catión mayor es su poder de sustitución. Tal fenómeno es más bien de naturaleza compleja. Se ha informado también que la concentración tiene poco efecto en el intercambio cuando actúan pares de cationes de la misma valencia ($K-NH_4$), ($Ca-Ba$), pero lo contrario es evidente cuando la valencia y poder de sustitución son diferentes ($Na-Ca$), (NH_4-Ca).

- 4.4.3. Porcentaje de posiciones iónicas ocupadas. La liberación de un ión depende de la naturaleza de los otros iones adsorbidos y del porcentaje de posiciones ocupadas por los cationes. Se ha comprobado que a medida que disminuye el Ca intercambiable, el que permanece adsorbido en la arcilla se hace más difícil sustituirlo. Ocurriendo lo contrario con el Na, mientras que el Mg y K ocupan un lugar intermedio.
- 4.4.4. Calor. El calor reduce la capacidad de intercambio pero sus efectos son mucho más complejos ya que también disminuye el poder de sustitución de cada catión en relación con el que ha de reemplazar. La montmorillonita a 130°C fija el sitio no intercambiable, sin afectar el poder de sustitución del Na, mientras que a la temperatura ordinaria el Li es reemplazado más fácilmente que el Na.
- 4.4.5. Naturaleza del mineral. El amonio es más débilmente retenido por la caolinita que por la montmorillonita. La caolinita cede más Ca que la illita y ésta mayor cantidad que la montmorillonita. La liberación del Ca es tanto mayor cuanto más grande es el porcentaje de saturación con Ca.

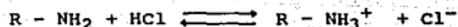
4.5 INTERCAMBIO DE ANIONES.

Numerosas investigaciones han demostrado la existencia del intercambio aniónico en los minerales arcillosos (Ref. 55).

Se ha observado que los fosfatos no se lixivian fácilmente del suelo sino que son retenidos en forma que pueden ser removidos solamente (por la extracción) con soluciones de varias sales ácidas o alcalinas. Una fracción del fósforo parece quedar retenida en forma que es completamente insoluble. Se ha encontrado que cantidades mucho mayores del sulfato pueden ser extraídas de los suelos con arcillas tipo 1:1 y de los óxidos hidratados de Fe y de Al con una solución de fosfato de potasio, en comparación a la extracción con agua.

Estos hallazgos han guiado a la concepción de que los suelos poseen propiedades de intercambio de aniones y los estudios subsiguientes han mostrado que aniones tales como los cloruros y nitratos pueden ser adsorbidos aunque no en el grado de los fosfatos y sulfatos.

El intercambio de aniones se explica como sigue: un descenso en el PH del suelo incrementa la activación de los grupos básicos por aumentar la aceptación de protones. Por ejemplo:



En esta posición el anión se intercambiará por otros aniones presentes en la solución del suelo.

El intercambio de aniones es una función que depende grandemente del PH; entre más ácido sea el suelo, mayor es la porción de adsorción de aniones.

Al considerarse los factores que afectan los elementos del suelo se resalta que el complejo de intercambio de aniones, generalmente, asociado con el cristal de la arcilla, por ejemplo la halloysita y bentonita presentan la misma función para los aniones, así como el complejo de intercambio de bases lo presentan para los cationes.

El complejo de intercambio de aniones, sin embargo, es mucho menor que el complejo de intercambio de bases y por esto es que los aniones tienden a lixivarse del suelo más fácilmente que los cationes.

Los aniones y cationes pueden combinarse para dar sales insolubles con las cuales el producto de solubilidad del par de iones que constituyen la sal es tan baja que cada ion puede disolverse sólo lentamente bajo condiciones normales del suelo. Las variaciones en la estructura del vértice cristalino de la sal puede también influir en la proporción de solubilidad de sus iones.

4.6 CAPACIDAD AMORTIGUADORA DE LOS SUELOS.

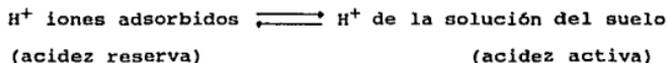
La capacidad amortiguadora del suelo se refiere a la habilidad para resistir cambios en el PH. Los principales factores que afectan la capacidad amortiguadora del suelo son:

- a) la cantidad de arcilla
- b) la cantidad de materia orgánica (limos)
- c) el tipo de arcilla

Los suelos que contienen más arcilla y materia orgánica tienen una mayor capacidad amortiguadora. Las arcillas con red que se expande, como la montmorilonita, tienen una capacidad amortiguadora más elevada que una que no se expande como la caolinita (Ref. 50).

El poder amortiguador del suelo es característico generalmente de las mezclas de ácidos débiles y de sus sales. Mientras tales aniones de ácidos débiles como el $\text{CO}_3^{=}$ y HCO_3^- estén presentes en los suelos, los fenómenos más importantes que pueden observarse se relacionan con los complejos coloidales.

Los mecanismos de la resistencia del suelo se explican al considerar la disociación de iones H^+ de los ácidos débiles, tal como se comportan los coloides del suelo, o sea:



Así pues, el ácido débil se disocia en pequeña cantidad. Considérese ahora que se agrega cal (CaOH) que es una base para neutralizar los iones H^+ de la solución del suelo, entonces la reacción se desplaza hacia la derecha y resulta mayor número de hidrogeniones en solución. El resultado es que perdura el PH bajo hasta que se agregue bastante base (cal) para disminuir el H^+ intercambiable.

El proceso de prevenir una disminución rápida de PH también es importante. Consideramos ahora que se agregan iones H^+ al suelo; ésto daría un aumento temporal de H^+ en la solución del suelo; en tal caso la reacción de equilibrio se desplazaría hacia la izquierda y aumentaría el número de hidrógenos adsorbidos por la arcilla. En este caso, el cambio de PH disminuiría y sería otra vez muy pequeño en la solución.

El fenómeno suele ilustrarse mejor con las llamadas curvas de regulación (Ver Figs. 4.1 y 4.2).

En el caso de los suelos, se debe considerar que además de la acidez (PH) activa que puede explicarnos muchos fenómenos principales, existe la acidez potencial, que se pone de manifiesto si intentamos neutralizar un suelo ácido con una base.

Se ha reportado que si dos suelos ácidos diferentes, pero con el mismo PH, se les agrega la misma cantidad de base, el cambio en el PH puede ser distinto. Esto se debe a la existencia de las sustancias amortiguadoras en el suelo, es decir, sustancias para las cuales la adición de un ácido o una base hace variar poco su PH.

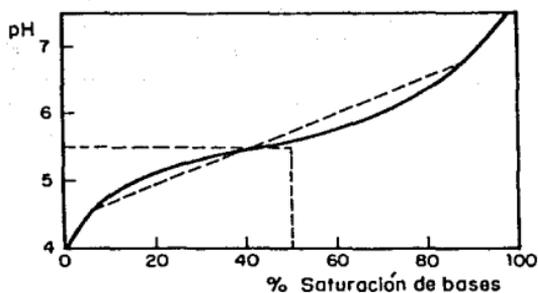


Fig. 4.1. Relación entre PH y el % de saturación de bases, la línea a rayas indica la zona de mayor poder amortiguador.

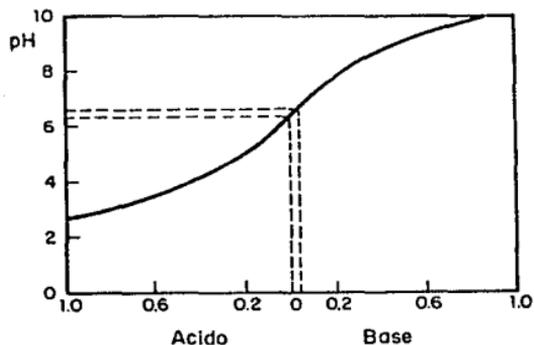
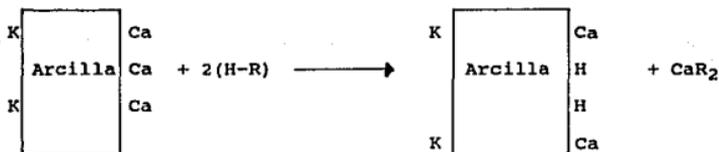


Fig. 4.2. Curva de amortiguación y requerimiento de bases.

Para ilustrar el poder amortiguador de la arcilla supóngase que existe en la solución del suelo un ácido que se representa por H^+ para otros cationes de acuerdo con la expresión:



Donde el calcio (Ca) ha sido sustituido por dos hidrógenos (H). Debido a este cambio la concentración de iones H^+ disminuye por el hidrógeno adsorbido en la arcilla. La arcilla y el limo actúan por consiguiente, al tener iones H^+ adsorbidos, como ácidos débiles; en relaciones de saturación pequeñas se disocian en parte, pero siempre mucho menos que si estuviesen en solución y en suelos con abundantes cationes básicos, que actúan como amortiguadores fuertes.

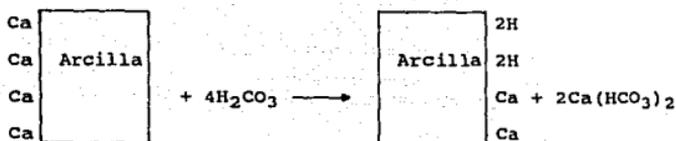
Este poder amortiguador decrece a medida que la cantidad de cationes intercambiables es menor, ya que un catión está más fuertemente adsorbido y es más difícil de desplazar cuando menor es su proporción en el complejo coloidal

4.7 INFLUENCIA DEL INTERCAMBIO IONICO EN LA ESTRUCTURA DEL SUELO.

Los cationes intercambiables afectan la estructura del suelo. Los iones de Na^+ altamente hidratados no neutralizan la carga negativa de la arcilla como lo hacen tan efectivamente los iones de Ca^{++} divalentes más pequeños.

La carga en el núcleo del catión debe estar próxima a la superficie de la arcilla para neutralizar la carga. Si suficiente Na^+ está adsorbido, el coloide del suelo realmente retiene una carga negativa neta debido a la distancia entre el catión positivo y la carga negativa de la arcilla. Las partículas de arcilla negativas repelen entonces otros coloides negativos con suficiente fuerza para desintegrar los agregados del suelo y dispersarlos. Si por ejemplo en una montmorilonita, el Ca^{++} es reemplazado por el H^+ entonces la arcilla es neutralizada más efectivamente y ocurre la floculación. La floculación es el primer paso en la agregación que es tan importante para la permeabilidad, hay reacción y estabilidad del suelo (Ref. 51).

Por otra parte, la mayor coagulación, se obtiene al tratar una arcilla cálcica con soluciones de sales que contengan este mismo catión, pero es máxima cuando se efectúa en presencia del H_2CO_3 cuyo hidrógeno reemplaza parcialmente al calcio en la partícula arcillosa.



El bicarbonato en solución contrarresta en gran parte la carga negativa de la partícula, disminuyendo su disociación, lo que facilita la coagulación e igual ocurre con los cationes divalentes restantes.

De lo anterior se deduce la importancia del Ca en el complejo arcilloso y la de los cationes divalentes en solución con lo cual se garantiza una máxima floculación y una mayor estabilidad de los agregados.

Las arcillas ácidas (saturadas de hidrógeno), potásicas, etc., que ofrecen una coagulación deficiente requieren:

1. Un predominio del catión Ca^{++} en el complejo arcilloso.
2. Una solución del suelo con predominio de los cationes divalentes Ca^{++} y Mg^{++} .

Estas condiciones pueden ser adquiridas por suelos calizos o ácidos por medio de encalado.

4.8 RELACIONES ENTRE LAS FASES SOLIDA Y LIQUIDA EN UNA ARCILLA.

Durante mucho tiempo se creyó que los minerales de las arcillas eran de naturaleza amorfa, pero todas las investigaciones de detalle realizadas hasta ahora han demostrado, por el contrario, que son cristalinos y altamente estructurados (Ref. 52).

Las relaciones entre los cristales que componen una arcilla y el agua que los rodea han adquirido últimamente una importancia cada vez más significativa, de la que se hace uso recientemente para explicar los comportamientos macrofísicos de las arcillas. Hoy ya nadie discute una idea que una vez expuesta se antoja llena de sensatez; el comportamiento macrofísico a gran escala de las arcillas, de utilidad para obras ingenieriles, no es más que un reflejo de la estructuración de una serie de fenómenos microfísicos, que ocurren en lo más íntimo de los suelos. Así, el estudio de estas relaciones a pequeña escala, por así decirlo cobra cada vez mayor interés.

Antes de exponer algunas ideas sobre las relaciones agua-cristal, parece conveniente mencionar algo sobre el tipo de nexos que existen entre los átomos, pues ello ayudará a la comprensión de fenómenos de importancia.

Es costumbre en la literatura distinguir entre los enlaces ó ligandos que unen a los átomos y las que unen a las moléculas. Los primeros se denominan primarios y suelen ser de alta energía, la segunda, llamadas secundarios, en general, hace uso de niveles de energía mucho más bajos.

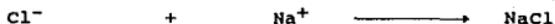
4.8.1 Enlaces primarios.

Los enlaces primarios que ocurren entre los átomos de un cristal de arcilla son principalmente los siguientes:

a) Enlace iónico.

Se establece entre sus átomos que tengan incompleto el número de los electrones de su orbital extremo, que pasan a ocupar los lugares de los electrones faltantes en el orbital extremo del otro. El ejemplo clásico que ilustra este mecanismo es el cloruro de sodio; el sodio, con un solo electrón en su última órbita, lo cede al cloro, que tiene únicamente siete electrones en su órbita extrema,

completando el orbital con ocho electrones, lo que transforma al cloruro de sodio en una molécula estable.

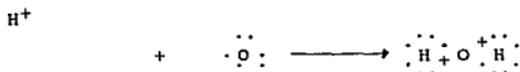
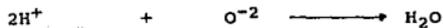
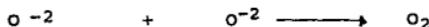
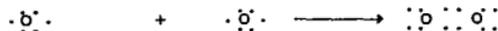


Los átomos que pierden o ganan uno ó mas electrones por este tipo de mecanismo se denominan iones y poseen carga eléctrica desbalanceada, positiva ó negativa según el caso. (El catión pierde electrones, carga positiva, y el anión gana electrones, carga negativa). El enlace iónico es precisamente debido a las fuerzas eléctricas originadas en esas cargas desbalanceadas.

b) Enlace covalente.

Este fenómeno ocurre entre dos átomos, a cada uno de los cuales les falta uno o más electrones en sus órbitas extremas; en estos casos dichos átomos pueden compararse para compartir un par o más de electrones de manera que un átomo suple con algunos de sus electrones la deficiencia del

vecino, en tanto que éste completa al primero compartiendo con él algunos de sus propios electrones. Como ejemplos de este tipo de enlace puede citarse la molécula de oxígeno (O_2) y la del agua (H_2O). En primer caso, dos átomos de oxígeno, deficientes en dos electrones cada uno, comparten dos pares de electrones para formar la molécula estable; en el caso del agua, un átomo de oxígeno al que le faltan dos electrones, se junta con dos átomos de hidrógeno, a los que le falta un electrón en su órbita, en tal forma que el átomo de oxígeno comparte finalmente un par de electrones, con cada átomo de hidrógeno:


 H^+


c) El nexa a través de un núcleo de hidrógeno.

En ocasiones un átomo de hidrógeno se puede combinar con un átomo de oxígeno, de fluór o de nitrógeno, principalmente cediendo su único electrón al átomo más pesado. De esta manera, el núcleo del átomo de hidrógeno, con su carga positiva, puede ejercer fuerzas de cierta consideración sobre átomos, iones o moléculas vecinas

Este enlace así establecido a través del núcleo de hidrógeno resulta mucho más débil que el enlace iónico ó covalente, como cuando se establece entre dos láminas de las que constituyen un cristal de arcilla, producen enlaces de unión relativamente débiles y no muy estables.

4.8.2. Enlaces secundarios.

Como se ha indicado, se conocen por este nombre aquellos enlaces que se establecen entre las moléculas y a ellos corresponden niveles de energía relativamente bajos en comparación con los que ocurren entre los átomos.

Entre estos enlaces el más importante es el que resulta de la existencia de las llamadas fuerzas de Van Der Waals. Estas fuerzas son hasta cierto punto una consecuencia de la naturaleza polar de las moléculas de muchas sustancias, entre ellas las del agua; en estas moléculas, los centros de carga

positiva y negativa no coinciden, de manera que la molécula en conjunto funciona como un pequeño dipolo eléctrico permanente. Cuando dos moléculas están próximas, el campo de cada una orienta a la otra de manera que el centro de carga positiva de una queda próxima al contrario de la otra, ejerciéndose entre ambas moléculas una fuerza neta de atracción. Las fuerzas de Van Der Waals pueden ejercerse entre las moléculas que forman dos láminas de un cristal de arcilla, dando lugar a un enlace especial entre ellas que depende del medio que pueda existir entre las láminas.

Finalmente entre los cristales del suelo y el agua o entre cualquiera de estas, dos iones libres que puedan haber en dilución en el agua del suelo, se distingue otro tipo de enlace molecular, llamado eléctrico, según el cual, las partes planas del cristal cargadas negativamente pueden captar iones positivos e incorporarlos así a su atmósfera de adsorción, o moléculas de agua polarizadas que constituyen el elemento básico de dicha atmósfera de adsorción; también pueden establecerse atracciones entre moléculas de agua adsorbidas por el cristal e iones positivos en disolución. Se ven entonces que según estas concepciones, la atmósfera de adsorción de un cristal mineral de suelo depende de la naturaleza y abundancia de iones en disolución en la propia agua que impregna el suelo.

4.9 RELACIONES ENTRE LAS PARTICULAS CRISTALINAS DE ARCILLAS

Cuando una partícula cristalina de arcilla queda rodeada de agua, los átomos de oxígeno del cristal quedan en la superficie de éstas, como consecuencia de su constitución interna. Si el cristal se considera como un ente ideal, sería eléctricamente neutro, con todas sus cargas eléctricas positivas y negativas balanceadas. La realidad es otra ya que en los vértices y aristas de los cristales se rompe de hecho la continuidad de la estructura, por lo que verdaderamente se tiene, por lo menos en estas zonas, cargas desbalanceadas; es una hipótesis razonable y muy simplificada en un análisis elemental el considerar que el cristal en conjunto es neutro. Las cargas negativas de los átomos de oxígeno en consecuencia, crean en la superficie del cristal real, un campo eléctrico hacia el exterior, con lo cual las moléculas del agua vecina se ionizan, de manera que los iones de hidrógeno positivos resultan captados por el cristal, así como también lo hacen los cationes que pudieran haber en disolución en el agua.

La atracción eléctrica del cristal disminuye rápidamente con la distancia, de manera que la concentración de cationes en la atmósfera del cristal disminuye también. Puesto que el agua que rodea al cristal es, por lo menos en principio, eléctricamente neutra. La concentración de iones positivas cerca del cristal debe estar balanceada por un número igual

de iones negativos moviéndose libremente en el fluido (figura 4.3).

Se supone una distribución uniforme de la carga eléctrica en la superficie del cristal lo cual no es tampoco del todo correcto. La atmósfera de cationes muy cercanos y fuertemente unidos al cristal por vínculos eléctricos, así como el grupo de cationes ligeramente más desvinculados por su mayor lejanía a la superficie de la partícula, suelen considerarse como dos estratos diferentes, de manera que al sistema en conjunto se le suele llamar sistema de la doble capa difusa. La teoría de la electrostática permite calcular expresiones matemáticas para cuantificar al potencial eléctrico en la doble capa como una función de la distancia a la partícula (Refs. 53 y 54).

En la figura 4.4 se muestra esquemáticamente la forma de la doble capa en el caso que al agua se le añadiese un electrolito; el aumento de los iones libres reduce la tendencia de tales iones a difundirse en el fluido y tiene el efecto final de reducir el espesor de la atmósfera de adsorción. El espesor de dicha atmósfera se ha estimado en 0.1 a 1 micrones en soluciones muy diluidas y se considera mucho más pequeño en soluciones concentradas. Se admite que el espesor de la doble capa varía inversamente con la raíz cuadrada de la concentración de cationes en la solución y es

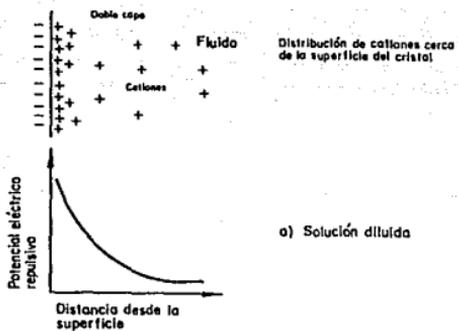


Fig. 4.3.

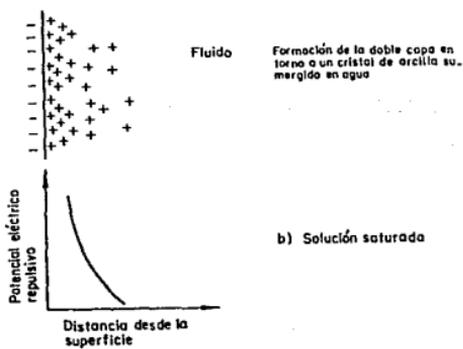


Fig. 4.4.

cuando dos cristales de arcilla quedan suficientemente próximos uno del otro, sus respectivas atmósferas de adsorción interaccionan de manera que entre ellas aparece una fuerza neta de repulsión. Los cálculos demuestran que la energía libre de los sistemas de doble capa aumenta cuando la superficie se acerca, de forma que es preciso realizar un trabajo exterior para disminuir la separación entre los dos cristales.

Se ha visto también que la fuerza repulsiva entre las partículas disminuye aproximadamente en forma exponencial cuando la distancia entre ellas aumenta, pero de nuevo el fenómeno está influido por la concentración, la valencia y el tamaño de los cationes en la solución, así como por la densidad superficial de carga en la partícula, por la constante dieléctrica del fluido y por la temperatura.

Sin embargo, la fuerza repulsiva existente entre los dos cristales próximos no es la única que actúa, pues, entre las moléculas de ambos cristales y las moléculas de agua entre ellos se ejercen además fuerzas atractivas, como consecuencia del efecto de Van Der Waals. La fuerza neta actuante entre dos partículas de arcilla será, por lo tanto, la suma algebraica de las dos fuerzas opuestas mencionadas.

Las fuerzas de Van Der Waals son independientes de la naturaleza del medio existente entre las partículas, por lo que, para un tipo dado de arcilla, la fuerza neta entre partículas vecinas puede hacerse variar añadiendo cantidades convenientes de electrolito en una suspensión. Naturalmente en este caso, cambia únicamente el potencial repulsivo de las partículas. Cuando en una suspensión de arcilla la fuerza neta es de repulsión las partículas permanecen separadas y si se depositan lo harán en forma de sedimento relativamente denso, en el que, sin embargo las partículas continúan separadas unas de otras por el efecto repulsivo de sus atmósferas catiónicas. Esto da lugar a una estructura dispersa. El aumentar la concentración de cationes en la suspensión hace disminuir el potencial repulsivo entre las partículas de arcilla, con lo que aumenta la preponderancia relativa de las fuerzas de atracción, de modo que la posibilidad de que dos partículas al acercarse dentro de su movimiento browniano se atraigan en lugar de repelerse, aumenta; de hecho en este caso la fuerza de atracción entre dos partículas aumenta al disminuir la distancia. Si se llega a esta situación, se dice que el suelo se flocula, fenómeno que produce, cuando la sedimentación tiene lugar, un depósito de agrupaciones de partículas muy sueltas, ya que una unidad depositada posee una alta proporción de vacíos.

Se ve así que la arcilla resultante de un proceso de sedimentación (y muchas arcillas tienen tal origen) que facilita su localización en un lugar determinado, depende en gran medida de las propiedades electrolíticas del agua en el cual ocurrió el depósito; la arcilla será más floculada y por lo tanto más compresible cuanto mayor haya sido la riqueza electrolítica del medio en que se sedimenta. Así las arcillas marinas, por ejemplo, son altamente floculadas en tanto que los sedimentos de agua dulce tenderán a estructuras más dispersas. El proceso de floculación hace que las agrupaciones de cristales de arcilla, que llegan a ser relativamente pesadas, se depositen al mismo tiempo que otras partículas de mayor tamaño que puedan existir en el medio; en la sedimentación de suelos dispersos, en que los pequeños cristales se depositan individualmente, por el contrario, funcionará un proceso de selección, de manera que si hay partículas gruesas de diversos tamaños, el sedimento tenderá a estratificarse, de acuerdo con la velocidad de caída de los granos individuales.

A continuación se encuentran reportados los resultados de los análisis fisicoquímicos, como también análisis de los efluentes del prototipo de laboratorio, estos resultados nos dan un parámetro para comparar las propiedades de los suelos cuando se encuentran bajo la influencia de un electrolito, así como su comportamiento.

TABLA 4.1

RESULTADOS DE ANALISIS FISICOQUIMICOS

MUESTRA 1

C.I.C.T.	= 50.3189	meq/100 gr
Ca ⁺⁺	= 25.5962	meq/100 gr
Mg ⁺⁺	= 21.2765	meq/100 gr

MUESTRA 2

C.I.C.T.	= 50.21	meq/100 gr
Ca ⁺⁺	= 37.283	meq/100 gr
Mg ⁺⁺	= 18.334	meq/100 gr

TABLA 4.2

RESULTADOS DE ANALISIS FISICOQUIMICOS
(iones intercambiables en el coloide)

C.I.C.T.	= 31.91	meq/100 gr
Mg ⁺⁺	= 15.96	meq/100 gr
Ca ⁺⁺	= 31.91	meq/100 gr
Na ⁺⁺	= 1.96	meq/100 gr
K ⁺	= 0.66	meq/100 gr

TABLA 4.3

RESULTADOS PRUEBAS FISICOQUIMICAS

Fosforo	88	p.p.m.
Bicarbonatos	0.75	meq/100 gr
Carbonatos	—	
Cloruros	0.73	Z
Sulfatos	0.57	meq/litro
Conductividad eléctrica	0.52	Ω^{-1}
PH	8	

TABLA 4.4

RESULTADOS DE PRUEBAS FISICOQUIMICAS
(pasta de saturación)

Ca ⁺⁺	3.04	meq/litro
Mg ⁺⁺	34.96	meq/litro
Na ⁺	14.13	meq/litro
K ⁺	1.15	meq/litro
Cl ⁻	1.5	meq/litro
HCO ₃ ⁻	3.0	meq/litro
CO ₃ ⁼⁼	—	meq/litro
PH	8	

Tabla 4.5

Resultados del análisis químico de las salmueras colectadas el 6 de junio de 1990.

Muestra No.	pH	C.E. ^a	meq/lit								Sólidos Totales ^{**} %
			Cl ⁻	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	SO ₄ ²⁻	
1	7.0	5.1	5085	0.7	4.2	8.82	12.3	5565.2	7.69	15.42	31.28
2	7.2	3.55	5795	0.8	2.5	20.71	12.1	5826.1	3.59	21.42	20.65
3	7.1	3.6	4000	0.3	5.05	121.40	33.0	3652.2	3.59	54.84	20.03

^aNota: La conductividad eléctrica se determinó en una dilución de 1:100^{**}Nota: Los sólidos totales se determinaron en 100 ml de salmuera.

Tabla 4.6

Resultados fisicoquímicos de la arcilla.

Muestra No.	pH H ₂ O ^a			pH KCl ^{**}			M.O. %
	1:2.5	1:5	1:10	1:2.5	1:5	1:10	
1	7.3	7.8	8.1	6.2	6.4	6.6	1.30

^a Nota: La determinación del pH se hizo en tres relaciones usando 5 g de suelo con 12.5, 25 y 50 ml de agua destilada respectivamente.^{**}Nota: La determinación del pH se hizo en tres relaciones usando 5 g de suelo con 12.5, 25, y 50 ml de cloruro de potasio 1N pH 7 respectivamente.

Tabla 4.7

Resultados químicos de las salmueras colectadas durante los meses de junio, agosto de 1990.

Muestra	pH	C.E. mmhos/cm Rel. 1:100	Cl ⁻	CO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ^{**}	Mg ^{**}	Na ⁺	K ⁺	RAS	SO ₄ ⁻	Sólidos Total.
Junio												
6	7.1	280	3000	0.4	2.20	78.1	21.7	2000	808	283.3	45.8	17.63
21	7.3	220	2600	0.4	3.05	69.4	16.6	1500	680	228.7	42.0	14.17
26	7.2	430	4900	0.2	1.55	143.2	58.2	3000	1064	299.1	36.8	26.55
Julio												
28	7.6	340	2500	0.4	2.90	180.1	77.0	1587	756	139.9	36.8	14.55
Agosto												
4	7.7	210	2500	0.6	2.65	182.7	73.0	1413	744	124.9	26.6	13.78
11	7.7	223	2550	0.6	2.50	199.5	83.0	1417	808	119.3	27.4	14.45
18	7.7	235	2450	0.5	2.50	195.3	90.0	1417	731	118.7	26.6	14.30
25	7.8	220	1750	0.6	2.60	165.9	105.0	1304	744	112.0	25.7	12.95

Nota: La Conductividad eléctrica (CE) se reporta en mmhos/cm en una dilución de 1:100

5. COLOIDES EN EL SUELO

Las porciones más activas del suelo son las que están en estado coloidal, existiendo dos tipos de materiales coloidales, los orgánicos y los inorgánicos. Pudiendo existir éstos en una mezcla. El primer tipo de materia coloidal está presente casi exclusivamente como arcilla, mientras que el segundo tipo está representado por el humus ó limo.

5.1 PARTICULAS MINERALES COLOIDALES.

5.1.1 Tamaño

El tamaño mayor de las partículas coloidales es menor de 0.001 mm o 1 μ (micra), siendo de 0.5 hasta 0.2 micras aceptadas como el valor más común. Así que el límite máximo de la fracción arcillosa del suelo se considera de 0.002 mm, esto es, 2 μ , sin embargo no toda la arcilla es estrictamente coloidal.

5.1.2 Forma.

En un principio, al ver la materia coloidal arcillosa se observarían las partículas individuales, más o menos esféricas. Sin embargo, se ha establecido definitivamente que las partículas son laminadas, esto es, constituidas de capas de planchitas o copos. Su

tamaño individual y su forma dependen de su condición mineralógica y de las condiciones bajo las cuales se han desarrollado. Algunas de estas partículas son parecidas a la mica y son hexagonales; otras partículas son irregulares, planas o en forma de copos, mientras otras aun parecen trozos o varillas. En algunas partículas, los cantos parecen cuchillos, mientras que en otras la apariencia es indistintamente desgastada o partida. Sin embargo, en todos los casos la extensión superficial de las partículas individuales mayores excede siempre a su dimensión vertical.

Cada partícula de arcilla, aparte de su forma individual, está constituida por un gran número de unidades estructurales planas o laminadas. La combinación es muy parecida a la pieza de mica, representando sus hojas a las unidades laminares de los cuales está compuesta de arcilla (Fig. 5.1). Estas unidades poseen varios grados de tenacidad, que dependen del tipo particular del coloide de que se trate. En algunos casos, la expansión entre las unidades que se van separando y que ocurre al mojarse provocan una hinchazón (expansión) anormal en las partículas de la arcilla. En otras, las láminas están unidas más rigidamente y se produce una pequeña dilatación (Ref. 56).

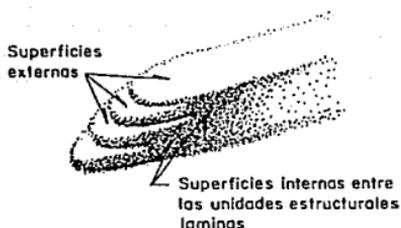


Fig. 5.1. Cristal de arcilla en forma de lámina, mostrando su estructura hojosa.

5.1.3 Area superficial

Las partículas de arcilla, a causa de su estado de fina división presentan una gran superficie exterior. Pero esto no lo explica todo. En algunas arcillas hay también superficie interna. Esta superficie interna tapiza las uniones entre los cristales laminares que limitan cada partícula. Así, la superficie grandísima que caracteriza a la arcilla está producida no sólo por su estado fino de división, sino además por la estructura laminar u hojosa de las pequeñas partículas, por ejemplo: la superficie externa de 1 g de arcilla coloidal es, por lo menos, 1000 veces la de 1 g de arena tosca.

5.1.4 Carga electronegativa y cationes adsorbidos.

Las pequeñas partículas coloidales de arcilla silícea llevan ordinariamente una carga negativa. Por consiguiente, miles de iones cargados positivamente o cationes son atraídos, uno a uno, alrededor de los cristales coloidales. Esto hace que ello sea como enlace iónico doble. La partícula coloidal constituye el enlace, siendo esencialmente un anión enorme, cuyas superficies están cargadas negativamente. El enlace iónico exterior está formado de un conjunto de cationes sueltos que le rodean y, en algunos casos, penetran dentro de las partículas. Así, una partícula de arcilla va acompañada por un gran número de cationes adsorbidos.

Las cargas de los cristales individuales son negativas, estos cristales funcionan como un simple radical ácido, como el Cl^- o el $\text{SO}_4^{=}$, y emigran hacia el polo positivo cuando están sometidos a una corriente eléctrica. Por conveniencia en su denominación, la partícula cristalina individual se llama micela (microcélula) o núcleo.

Al mismo tiempo que los enlaces de los cationes se apifian en las superficies de adsorción de las partículas arcillosas, hay un gran e indefinido aumento de agua.

Parte de estas moléculas acuosas es aportada por los cationes adsorbidos ya mencionados, ya que muchos de ellos son hidratados, además, todas las arcillas de silicatos contienen numerosas moléculas de agua empaquetadas entre las hojas de que están formadas las micelas de arcilla (Ref 15).

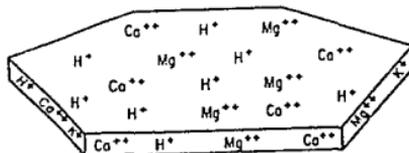


Fig. 5.2. Cristal coloidal de arcilla (micela) con su estructura laminar, y sus innumerables cargas negativas y su conjunto de cationes adsorbidos.

5.2. CATIONES ADSORBIDOS.

Las arcillas presentan un sistema compuesto de dos partes distintas: 1) una micela, relativamente grande e insoluble, y 2) un conjunto de cationes sueltos. Dado que estos cationes sueltos adsorbidos son fácilmente desplazables, podrán también denominarse iones intercambiables. Este reemplazamiento llamado cambio catiónico, es uno de los más importantes de todos los fenómenos del suelo.

Mientras todos los cationes pueden ser adsorbidos por micelas de arcillas, algunos son especialmente interesantes bajo las condiciones naturales. Para los coloides de las regiones húmedas, éstos son, en orden de sus cantidades: H^+ y Ca^{++} primero, Mg^{++} en segundo lugar y K^+ y Na^+ en tercero. Para los suelos bien ordenados de las regiones áridas, el orden de los iones intercambiables es normalmente Ca^{++} y Mg^{++} primero; Na^+ y K^+ luego e H^+ al final. Las arcillas de la región húmeda contienen un complejo de Ca-H, mientras que en las regiones áridas son de Ca-Mg (Ref. 88). Otros iones cambiables que pueden estar presentes, aunque casi siempre en pequeñas cantidades, son Fe, Al, Mn, Zn y NH_4 .

El catión o cationes dominantes en un sistema coloidal tiene mucha relación con sus propiedades físicas y químicas.

El Ca y Mg son cationes metálicos adsorbidos que son agregados en grandes cantidades por las arcillas silíceas de muchos suelos de las regiones húmedas.

5.3. ORIGEN DE LAS CARGAS NEGATIVAS DE LOS COLOIDES.

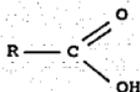
El origen de las cargas negativas de los coloides minerales (arcillas) puede explicarse a partir de tres mecanismos:

- 1) **Sustitución isomórfica;** durante la formación de la montmorillonita algunos de los átomos de aluminio del estrato octaédrico son reemplazados por el magnesio. Esto puede ocurrir porque los dos átomos son similares en tamaño así que el reemplazamiento de 1/6 de los átomos de aluminio no causan distorsión excesiva en el retículo.
Como la valencia del retículo original del aluminio es +3 y la valencia del magnesio es +2 cada sustitución deja el retículo con una carga negativa insatisfecha. Esta es una carga negativa permanente en el estrato octaédrico y es satisfecha por cationes que permanecen en el exterior de la partícula o en estrecha proximidad de la superficie como el agua adsorbida. Así pues una de las funciones más importantes de la arcilla es retener centenares de iones. Estos iones son retenidos con suficiente fuerza para retardar su movilización en el suelo. Como se sabe existen substituciones en algunos minerales de la arcilla.
- 2) La disociación de los iones H de radicales OH expuestos en las aristas de las partículas de arcilla, se consideran como una fuente adicional de sitios de adsorción de carga negativa.
- 3) La ruptura de ligamentos en las aristas de las partículas dan origen tanto a la adsorción de iones positivos y negativos en todos los minerales arcillosos e inclusive a la orientación y retención de las moléculas de agua.

5.4. COLOIDES ORGANICOS DEL SUELO.

El humus puede considerarse que tiene una organización coloidal similar a la de la arcilla. Una alta carga iónica (micelas) está rodeada por un conjunto de cationes adsorbidos. Las reacciones de estos cationes son esencialmente iguales tanto si éstos son adsorbidos por arcillas como humus.

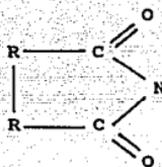
Pueden observarse algunas diferencias importantes entre las micelas del humus y las inorgánicas. En primer lugar, el complejo micelar del humus está compuesto fundamentalmente por carbón, hidrógeno y oxígeno. También la capacidad adsorbente de cationes del humus excede en mucho, incluso a la de la montmorilonita. La micela del humus no se le considera cristalina y el tamaño de las partículas individuales, a pesar de ser muy variable, puede ser, al menos, tan pequeño como los de la montmorilonita. Por último, el humus no es tan estable como la arcilla y sí algo más dinámico, siendo formado y destruido mucho más rápidamente que la arcilla. Estas cargas electroquímicas pueden originarse de iones H de los grupos carboxilo, fenólico e imídico, según las siguientes expresiones.



Radical carboxílico



Radical fenólico



Radical imídico

5.5. OTRAS PROPIEDADES DE LOS COLOIDES.

Sin duda, la propiedad de intercambio catiónico de los coloides es sobresaliente. Pero tanto desde el punto de vista práctico como técnico, otras características alcanzan también enorme importancia, como son: plasticidad, cohesión, contracción, dilatación, floculación y dispersión. Como puede suponerse, todos son fenómenos superficiales y su intensidad depende de la cantidad y naturaleza de las caras internas que presentan los coloides.

5.5.1 Plasticidad.

Muchos suelos, en especial las arcillas silíceas, presentan alta plasticidad, esto es, la facultad de poder moldearse. Esta propiedad es debida posiblemente a la naturaleza hojosa de las partículas de la arcilla y la influencia de la lubricación y aún de la unión del agua adsorbida.

Así, las partículas, fácilmente resbaladizas entre sí, asemejan hojas de vidrio con película de agua entre ellas. Por lo general, estas arcillas silíceas con alta capacidad para la hidratación presentan la mayor plasticidad. Por ejemplo, la montmorilonita es mucho más plástica que la caolinita. También el catión particularmente dominante en las intercargas adsorbentes es un factor, presentando el sodio mayor viscosidad que el calcio o el hidrógeno.

5.5.2 Cohesión

Una segunda característica relacionada con la plasticidad es la cohesión. A medida que se reduce el agua del gel arcilloso, hay una tendencia en las partículas arcillosas a apelmazarse una a otra. Esta tendencia es debida por lo menos en parte, a la atracción mutua de las partículas de arcilla para con las moléculas de agua unidas entre sí. De esta manera, la montmorilonita y la illita presentan una cohesión mucho más alta que la caolinita y los óxidos hidratados. El humus, por el contrario, tiende a reducir la atracción de las partículas individuales de arcilla entre sí.

5.5.3 Dilatación y contracción.

La tercera y cuarta característica de las arcillas silíceas a considerar son la dilatación y la contracción. Estas propiedades son debidas a la relativa saturación de agua, sobre todo entre las unidades estructurales de las micelas. Si la arcilla en cuestión tiene una red cristalina dilatada, como en el caso de la montmorilonita, puede ocurrir un máximo de expansión cuando se moje. La caolinita y muchos óxidos hidratados con una red estática no poseerán este fenómeno con tanta intensidad, mientras que la illita será intermedia a este respecto.

Evidentemente, la dilatación, la contracción, la cohesión y la plasticidad están en íntima relación. Dependen no sólo de la mezcla arcillosa presente en el suelo y del catión adsorbido dominante, sino también de la naturaleza y cantidad de humus que acompaña a los coloides inorgánicos. Estas propiedades son responsables en gran parte del desarrollo y estructura del suelo.

5.5.4 Floculación y dispersión

En una suspensión de arcilla, las partículas coloidales están dispersas, es decir, están presentes como partículas separadas y no en grupos.

La floculación es un vocablo aplicado a la coagulación de las partículas dispersas. Un buen ejemplo de floculación se obtiene tratando una suspensión de arcilla coloidal (donde están dispersas las partículas) con una pequeña cantidad de hidróxido de calcio. Las pequeñísimas partículas coagulan en seguida en flóculos debido al efecto de campos eléctricos producido por el electrolito utilizado. A causa de su peso, algunos de ellos se hunden hacia la parte inferior del vaso ó probeta, dejando más claro el líquido sobrenadante. El fenómeno se llama floculación a causa de la peculiar apariencia de sus agregados. La misma acción se produce evidentemente en el suelo, pero, mas lentamente.

A pesar de que las capacidades de coagulación de los diversos cationes varían con el tipo de colcoide que consideramos, pueden ser colocados, más o menos en el orden siguiente $Ca > H > Mg > K > Na$. Debemos recalcar que la floculación no es granulación, pues esta última se alcanza satisfactoriamente por la presencia de materia orgánica. La floculación sólo forma parte de este estado. La presencia de materia orgánica y los otros agentes de cementación es necesaria antes de formarse los granulos estables.

5.5.5 Causas de la floculación.

La razón de la mayor tendencia del coloide saturado de hidrógeno (H) o calcio (Ca) para flocular está asociada a las llamadas propiedades electrocinéticas del sistema. El número de cargas negativas que son responsables de la dispersión de las partículas coloidales es el mismo para cualquier partícula dada del catión saturado.

Sin embargo, el potencial zeta que determina la efectividad de estas cargas al repeler una segunda partícula, viene determinada por la tenacidad con la que se adhieren los cationes; cationes que, a causa de su tamaño o de su hidratación, se adhieren muy fuertemente a las superficies coloidales y tienden a reducir el potencial zeta y permitir la agrupación de las partículas o floculación. Así, los cationes divalentes, que son más fuertemente adheridos que los monovalentes de igual tamaño, dan a los sistemas coloide-cationes un potencial zeta más bajo que los iones menos hidratados, tales como el potasio y el rubidio. El agua de hidratación impide al catión ser tan cerradamente adsorbido. Estos hechos señalan la tendencia por el sodio de favorecer la dispersión de los coloides del suelo y por el calcio de procurar la floculación.

6. PROPIEDADES MECANICAS

6.1 PLASTICIDAD

Existen suelos que al ser remodelados, cambiando su contenido de agua si es necesario, adoptan una consistencia característica, que desde épocas antiguas se ha denominado plástica. Originalmente estos suelos han sido llamados arcillas, por los hombres dedicados a la cerámica; la palabra paso a la mecánica de suelos, en épocas más recientes, con idéntico significado. La plasticidad es, en este sentido, una propiedad tan evidente que ha servido desde tiempos atrás para clasificar a los suelos en forma puramente descriptiva. Pronto se reconoció que existía una relación específica entre la plasticidad y las propiedades Físico-Químicas, determinantes en el comportamiento mecánico de las arcillas.

En ese momento la plasticidad se convirtió en una propiedad para el ingeniero de interés científico estricto, dejando de ser una cualidad puramente descriptiva; las investigaciones posteriores han probado que la plasticidad del suelo es debida a su contenido de partículas más finas de forma laminar. La forma laminar ejerce una influencia importante en la compresibilidad del suelo, mientras que el pequeño tamaño propio de esas partículas hace que la permeabilidad

del conjunto sea muy baja; existe, así, una relación entre la plasticidad y éstas, y otras propiedades físicas de importancia (Ref. 57).

Por otra parte, en épocas recientes, otras ramas de la ingeniería han desarrollado otra interpretación del concepto plasticidad, fundándose en la característica esfuerzo-deformación de los materiales. Cuando un material se sujeta a esfuerzos de tensión uniaxial, por ejemplo, su comportamiento mecánico está descrito por su relación esfuerzo-deformación, una hipótesis referente a la compresibilidad y un criterio de fluencia. La forma de la curva-esfuerzo-deformación depende, naturalmente, de las características del material con que se trabaje, pero la investigación ha permitido establecer algunos hechos comunes a muchos materiales. Por ejemplo, para esfuerzos lo suficientemente pequeños en cada caso, la relación esfuerzo-deformación es reversible (comportamiento elástico); para valores mayores del esfuerzo, sin embargo, la relación se hace irreversible, teniéndose un comportamiento llamado plástico.

En mecánica de suelos el concepto plasticidad se ha introducido a partir de ideas antiguas, recurriendo a las relaciones esfuerzo-deformación (figura 6.1).



Fig. 6.1. Gráficas real e idealizada de una arcilla en su intervalo plástico.

Resulta muy útil, en nuestros días, seguir manejando en mecánica de suelos un concepto simple de plasticidad, basado en ideas con un sentido físico inmediato, incorporando las conclusiones aplicables de la teoría de la plasticidad en forma gradual, en etapas más avanzadas del estudio y siempre con un criterio que permita adoptar punto de vista teóricos claramente confirmados por la experimentación y el laboratorio.

Al tratar de definir en términos simples la plasticidad de un suelo, no resulta suficiente decir que un suelo plástico puede deformarse y remodelarse sin agrietamiento, pues una

arena fina húmeda tiene esas características cuando la deformación se produce lentamente y sin embargo, no es plástica en un sentido más amplio de la palabra; hay entre el comportamiento de la arcilla y el de la arena en cuestión una diferencia importante: el volumen de la arcilla permanece constante durante la deformación, mientras que el de la arena varía; además, la arena se desmorona en deformación rápida.

En mecánica de suelos puede definirse la plasticidad como la propiedad de un material por la cual es capaz de soportar deformaciones rápidas, sin rebote elástico, sin variación volumétrica apreciable y sin desmoronarse ni agrietarse.

Los experimentos realizados por Atterberg, Terzaghi y Goldschmidt han revelado que la plasticidad de los suelos se debe a la carga eléctrica de las partículas laminares, que generan campos, que actúan como condensadores e influyen en las moléculas bipolares del agua; en los suelos plásticos, el espesor de estas capas de agua sólida y viscosa influidas es grande, y su efecto en la interacción de las partículas de suelo determinan su plasticidad. Si esta hipótesis, desarrollada sobre todo por Goldschmidt, fuera correcta, otros líquidos bipolares mezclados con polvo de arcilla deberían de producir suelos plásticos, mientras que los líquidos monopolares generarían suelos exentos de tal propiedad; Goldschmidt demostró que tales hechos se revelaban

claramente en el laboratorio. También se vió que las partículas equidimensionales, de pequeña relación área a volumen y, por lo tanto, la escasa actividad eléctrica superficial, nunca constituyen suelos plásticos, independientemente de su tamaño y otros factores (experimentos de Atterberg. Ref. 58).

6.2. ESTADOS DE CONSISTENCIA.

Para medir la plasticidad de las arcillas se han desarrollado varios criterios, de los cuales uno solo, se mencionará, el propuesto por Atterberg. Atterberg hizo ver que, en primer lugar, la plasticidad no era una propiedad permanente de las arcillas, sino circunstancial y dependiente de su contenido de agua. Una arcilla muy seca puede tener la consistencia de un ladrillo, con plasticidad nula, y esa misma, con gran contenido de agua, puede presentar propiedades de un lodo semilíquido o, inclusive, las de una suspensión líquida. Entre ambos extremos, existe un intervalo del contenido de agua en que la arcilla se comporta plásticamente (Ref. 59).

En segundo lugar, Atterberg hizo ver que la plasticidad de un suelo exige, para ser expresada en forma conveniente. La utilización, de dos parámetros en lugar de uno solo, como hasta su época se había creído; además señaló esos parámetros en un modo alternativo de evaluarlos, hoy perfeccionados.

Según su contenido de agua en orden decreciente, un suelo susceptible de ser plástico puede estar en cualquiera de los siguientes estados de consistencia, definidos por Atterberg.

1. Estado líquido, con las propiedades y apariencia de una suspensión.
2. Estado semilíquido, con las propiedades de un fluido.
3. Estado plástico, en el que el suelo se comporta plásticamente.
4. Estado semisólido, en el que el suelo tiene la apariencia de un sólido, pero aún disminuye de volumen al estar sujeto al secado .
5. Estado sólido, en que el volumen del suelo no varía con el secado.

Los anteriores estados son fases generales por las que pasa el suelo al irse secando y no existen criterios estrictos para distinguir sus fronteras. El establecimiento de éstas ha de hacerse en forma puramente convencional. Atterberg estableció las primeras convenciones para ello, bajo el nombre general de límites de consistencia (Ref. 60).

La frontera convencional entre los estados semilíquido y plástico fue llamada por Atterberg "límite líquido".

La frontera convencional entre los estados plástico y semisólido fue llamada por Atterberg "límite plástico".

A las fronteras anteriores, que definen el intervalo plástico del suelo se les ha llamado límites de plasticidad.

Atterberg consideraba que la plasticidad del suelo quedaba determinada por el límite líquido y por la cantidad máxima de una cierta arena, que podía ser agregada al suelo, estando éste con el contenido de agua correspondiente al límite líquido, sin que perdiera por completo su plasticidad. Además encontró que la diferencia entre los valores de los límites de plasticidad, llamada índice plástico, se relacionaba fácilmente con la cantidad de arena añadida, siendo de más fácil determinación, por lo que surgió su uso, en lugar de arena, como segundo parámetro para definir la plasticidad.

$$I_p = LL - LP$$

Además de los límites de plasticidad (líquido y plástico) ya señalados, Atterberg definió otros límites de consistencia, que se mencionan a continuación.

1. El límite de adhesión definido como el contenido de agua con el que la arcilla pierde sus propiedades de adherencia a una hoja metálica, por ejemplo, una espátula.
2. El límite de cohesión, definido como el contenido de agua con el que los grupos de arcilla ya no adhieren entre sí.
3. El límite de contracción, frontera entre los estados de consistencia semisólido, definido con el contenido de agua con el que el suelo ya no disminuye su volumen al seguirse secando.

6.3. DETERMINACION DEL LIMITE LIQUIDO.

Cuando la plasticidad se convirtió en una propiedad índice fundamental, a partir de la utilización que Terzaghi y Casagrande hicieron de ella, la determinación de los límites de plasticidad se transformó en prueba de rutina en todos los laboratorios; en este caso, los métodos de Atterberg se revelaron ambiguos, dado que la influencia del operador es grande y que muchos detalles, al no estar especificados, quedaban a su elección. En vista de lo cual, Terzaghi sugirió a Casagrande la tarea de elaborar un método de prueba para la determinación del límite líquido estandarizando todas

sus etapas, de modo que operadores diferentes en laboratorios distintos obtuviesen los mismos valores (Ref. 61).

Como resultado de tal investigación nació la técnica basada en el uso de la copa de Casagrande (figura 6.2) que es un recipiente de bronce o latón con un tacón sólido del mismo material; el tacón y la copa giran en torno a un eje fijo unido a la base. Una excéntrica hace que la copa caiga periódicamente, golpeándose contra la base del dispositivo, que es de hule duro o micarta 221. La altura de caída de la copa es, por especificación, de 1 cm, medido verticalmente desde el punto de la copa que toca la base al caer, hasta la base misma, estando la copa en su punto más alto. Es importante que este ajuste se haga con todo cuidado, usando un prisma metálico de 1 cm de lado. Para hacer la calibración, este prisma se introduce entre base y copa, cuidando que su arista superior quede en contacto con el punto de la copa que golpee la base. (En las copas usadas este punto se delata por la brillantez usada por el desgaste).

La copa es esférica, con radio interior de 54 mm, espesor de 2 mm y peso $200 + 20$ gramos incluyendo el tacón.

Sobre la copa se coloca el suelo y se procede a hacerle una ranura trapecial con las dimensiones mostradas en la figura 6.3.

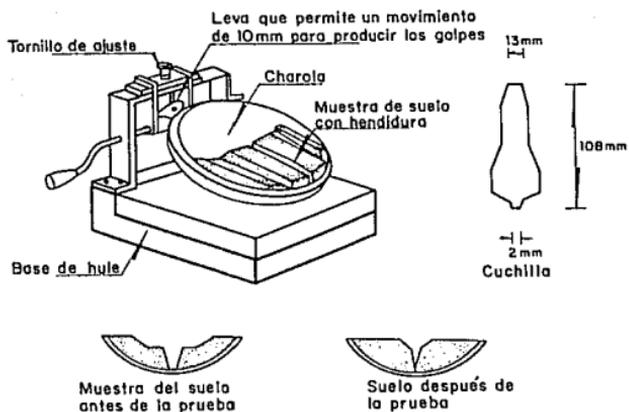


Fig. 6.2. Aparato Casagrande.

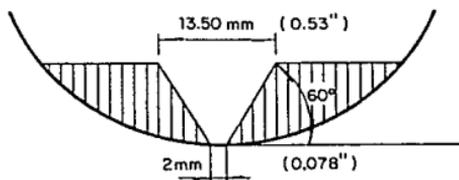


Fig. 6.3. Dimensiones de la ranura en la copa Casagrande

Para hacer la ranura debe usarse el ranurador laminar que aparece en la figura 6.4.

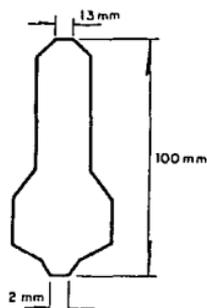


Fig. 6.4 Dimensiones del ranurador de la copa Casagrande

La copa se sostiene con la mano izquierda, con el tacón hacia arriba y el ranurador se pasa através de la muestra, mantiniéndolo normal a su superficie, a lo largo del meridiano que pasa por el centro del tacón, con un movimiento de arriba hacia abajo.

En poco tiempo se adquiere la soltura necesaria para hacer una ranura apropiada, con una sola pasada suave del ranurador, en una arcilla bien mezclada, sin partículas gruesas. En mezclas no uniformes o con partículas gruesas, los bordes de la ranura tienden a regresarse, cuando esto suceda el suelo ha de volver a remoldearse con la espátula, colocando de nuevo y formando otra vez la ranura. En los

suelos con arena o con materia orgánica no se puede formar la ranura con el ranurador, debiendo usarse entonces la espátula, utilizando el ranurador solo para verificar las dimensiones.

Un ambiente seco afecta la exactitud de la prueba debido a la evaporación durante el remoldeo y manipulación en la copa; esto es suficiente para que el número de golpes muestre un incremento demasiado rápido.

A partir de extensas investigaciones, los resultados obtenidos por Atterberg con su método original y usando determinaciones efectuadas por diferentes operadores en varios laboratorios, se estableció que el límite líquido obtenido por medio de la copa Casagrande corresponde al de Atterberg, si se define como:

"El contenido de agua del suelo para que la ranura se cierre a lo largo de 1.27 cm (1/2"), con 25 golpes en la copa".

De hecho, el límite líquido se determina conociendo 3 ó 4 contenidos de agua diferentes en su vecindad, con los correspondientes números de golpes y trazando la curva: contenido de agua en % vs. número de golpes. La ordenada de esa curva correspondiente a la abscisa de 25 golpes es el contenido de agua correspondiente al límite líquido. Se

encontró experimentalmente que usando papel semilogarítmico, la curva anterior llamada de fluidez, es una recta cerca del límite líquido.

La ecuación de la curva de flujo es :

$$W = - F_w \log N + C$$

donde:

W = Contenido de agua, como porcentaje del peso seco.

F_w = Índice de fluidez, pendiente de la curva de fluidez, igual a la variación del contenido de agua correspondiente a un ciclo de la escala logarítmica.

N = Número de golpes. Si N es menor de 10. Aproxímese a medio golpe.

C = Constante que representa la ordenada en la abscisa de 1 golpe; se calcula prolongando el trazo de la curva de fluidez.

Para construir la curva de fluidez sin salirse del intervalo en que puede considerarse recta, Casagrande recomienda registrar valores entre los 6 y 35 golpes, determinando 6

puntos: tres entre 6 - 15 golpes y tres entre 23-32 golpes. Para consistencias correspondientes a menos de 6 golpes se hace ya muy difícil discernir el momento del cierre de la ranura y si ésta se cierra con mas de 35 golpes, la gran duración de la prueba causa excesiva evaporación.

La fuerza que se opone a la fluencia de los lados de la ranura proviene de la resistencia al esfuerzo cortante del suelo, por lo que el número de golpes requerido para cerrar la ranura es una medida de esa resistencia, al correspondiente contenido de agua, de lo anterior puede deducirse, que la resistencia de todos los suelos en el límite líquido debe ser la misma, siempre y cuando el impacto sirva solamente para deformar al suelo, como es el caso de los suelos plásticos; pero en el caso de los suelos no plásticos (arenosos), de mayor permeabilidad que las arcillas, las fuerzas de impacto producen un flujo del agua hacia la ranura, con la consecuencia de que el suelo se reblandece en las proximidades de aquella, disminuyendo su resistencia al esfuerzo cortante; por ello en esos suelos, el límite líquido ya no representa un contenido de agua para el cual el suelo presente una resistencia al corte definido. Por medio de pruebas de laboratorio se determinó que el límite líquido de un suelo plástico corresponde a una resistencia al corte de 25 g/cm^2 . La hipótesis de que el número de golpes es una resistencia al corte del suelo, fue enunciada por Casagrande y se confirma por el hecho de que

una gráfica semilogarítmica de la resistencia contra el contenido de agua es recta y no sólo en la proximidad del límite líquido, sino en consistencias bastante distintas.

6.4 COMPACTACION DE SUELOS.

Se entiende por compactacion de suelos el mejoramiento artificial de sus propiedades mecánicas por medios mecánicos. Se distingue de la consolidación de los suelos en que en el proceso el peso específico del material crece gradualmente bajo la acción natural de sobrecargas impuestas que provocan expulsión del agua por un proceso de difusión; ambos procesos involucran disminución del volumen.

La importancia de la compactación de los suelos estriba en el aumento de resistencia y disminución de capacidad de deformación que se obtienen al sujetar el suelo a técnicas convenientes que aumenten su peso específico seco, disminuyendo vacíos. Por lo general, las técnicas de compactación se aplican a rellenos artificiales, tales como cortinas de presas de tierra, diques, terraplanes para caminos y ferrocarriles, bordos de defensa, muelles, pavimentos, etc. Algunas veces se hace necesario compactar al terreno natural, como en el caso de cimentaciones sobre arenas sueltas (Ref. 62).

Los métodos usados para la compactación de los suelos dependen del tipo de los materiales con los que se trabaje en cada caso; con base en un experimento sencillo que los materiales puramente friccionantes, como la arena, se compactan eficientemente por métodos vibratorios, en tanto que los suelos plásticos, el procedimiento de carga estática resulta el más ventajoso. En la práctica, estas características se reflejan en los equipos disponibles para el trabajo, tales como plataformas vibratorias, rodillos lisos, neumáticos o "pata de cabra". En las últimas épocas los equipos de campo han tenido gran desarrollo y hoy existen en gran variedad de sistemas o pesos, de manera que se tiene posibilidad de elegir entre muchos, los implementos adecuados a cada caso particular.

La eficiencia de cualquier equipo de compactación depende de varios factores y para poder analizar la influencia particular de cada uno, se requiere disponer de procedimientos estandarizados que se reproduzcan en el laboratorio, la compactación que se pueda lograr en el campo con el equipo disponible de entre todos los factores que influyen en la compactación obtenida en un caso dado, podría decirse que dos son los más importantes: El contenido del agua del suelo, antes de iniciarse el proceso de compactación y la energía específica empleada en dicho proceso. Por energía específica se entiende la energía de compactación

suministrada al suelo por unidad de volumen (Ref. 40).

El establecimiento de una prueba simple de compactación en el laboratorio cubre, principalmente, dos finalidades. Por un lado disponer de muestras de suelo compactadas teóricamente con las condiciones de campo, a fin de investigar sus propiedades mecánicas para conseguir datos firmes de proyecto; por otro lado, es necesario poder controlar el trabajo de campo, con vistas a tener la seguridad de que el equipo empleado está trabajando efectivamente en condiciones previstas en el proyecto.

En realidad la secuela práctica suele ser como sigue: cuando se va a realizar una obra en la que el suelo vaya a ser compactado se recaban muestras de los suelos que se usarán; en el laboratorio se sujetan esos suelos a distintas condiciones de compactación, hasta encontrar algunas que garanticen un proyecto seguro y que puedan lograrse económicamente con el equipo existente; con el equipo de campo que vaya a usarse se reproducen las condiciones de laboratorio adoptadas para el proyecto. Finalmente, una vez iniciada la construcción, verificando la compactación lograda en el campo con muestras al azar tomadas del material compactado en la obra, se puede comprobar que en ésta se están satisfaciendo los requerimientos.

6.5 PRUEBAS DE COMPACTACION.

Actualmente existen muchos métodos para reproducir, al menos teóricamente, en el laboratorio unas condiciones dadas de compactación de campo. Todos ellos pensados para estudiar, además, los distintos factores que gobiernan la compactación de suelos. Históricamente, el primer método, en el sentido de la técnica actual, es debido a R.R Proctor y es conocido hoy en día como Prueba Proctor Estándar o A.A.S.H.O. (American Association of State Highway Officials) Estándar. La prueba consiste en compactar el suelo en cuestión en tres capas, dentro de un molde de dimensiones y forma especificadas, por medio de golpes de un pistón, también especificado, que se deja caer libremente desde una altura prefijada (Refs. 61 y 64).

El molde es un cilindro de 0.94 lt de capacidad aproximada ($1/30 \text{ pie}^3$), de 10.2 cm (4 pulgadas) de diámetro y 11.7 cm (4.59 pulgada) de altura, provisto de una extensión desmontable de igual diámetro y 5 cm (2 pulgadas) de altura. El molde puede fijarse a una base metálica con tornillos de mariposa.

El pistón es de 2.5 kg (15.5 libras) de peso y consta de un vástago en cuyo extremo inferior hay un cilindro metálico de 5 cm (2 pulgadas) de diámetro. Los golpes se aplican dejando

caer el pisón desde una altura de 30.5 cm (12 pulgadas).

Dentro del molde, el suelo debe colocarse en tres capas que se compactan dando 25 golpes, repartidos en el área del cilindro, a cada una de ellas.

Con los datos anteriores la energía específica de compactación es de 6 kgcm/cm³ (12300 libras pie/pe³), calculada con la fórmula:

$$E_e = \frac{N n W h}{V}$$

En donde:

E_e = Energía específica

N = Número de golpes

n = Número de capas de suelo

W = Peso del pisón

h = Altura de caída libre del pisón

V = Volumen del suelo compactado

Los datos que determinan la energía específica en la prueba, fueron establecidos originalmente por Proctor como los adecuados para reproducir los pesos específicos secos que podían lograrse económicamente (es decir, con un número moderado de pasadas) con el equipo comercialmente disponible en aquella época.

Con este procedimiento de compactación, Proctor estudió la influencia que ejercía en el proceso el contenido inicial de agua del suelo, encontrando que tal valor era de fundamental importancia en la compactación lograda. En efecto, observó que a contenidos de humedad crecientes, a partir de valores bajos, se obtenían más altos pesos específicos secos y, por lo tanto, mejores compactaciones del suelo, pero que esta tendencia no se mantenía indefinidamente, sino que al pasar la humedad de un cierto valor, los pesos específicos secos obtenidos disminuían. Resultando peores compactaciones en la muestra. Es decir, Proctor puso de manifiesto que, para un suelo dado y usando el procedimiento descrito, existe una humedad inicial, llamada la "óptima", que produce el máximo peso específico seco que puede lograrse con este procedimiento de compactación.

Lo anterior puede explicarse, en términos generales, teniendo en cuenta que a bajos contenidos de agua, en los suelos finos, y del tipo de los suelos arcillosos, el agua esta en forma capilar produciendo compresiones entre las partículas constituyentes del suelo, lo cual tiende a formar grumos difícilmente desintegrables que dificultan la compactación.

El aumento en contenido de agua disminuye esa tensión capilar en el agua, haciendo que una misma energía de compactación produzca mejores resultados. Pero si el contenido de agua es

tal que haya exceso de agua libre, o sea, aumentar al grado de llenar espacios vacíos del suelo, ésta impide una buena compactación, puesto que no puede desplazarse instantáneamente bajo impactos del pisón.

6.6 FACTORES QUE INFLUYEN EN LA COMPACTACION DE SUELOS.

La curva ρ_d vs. W es diferente si la prueba se efectúa partiendo de un suelo relativamente seco y se va agregando agua para obtener los diferentes puntos o si se parte de un suelo húmedo que se va secando por evaporación, según la prueba progresa. Las investigaciones experimentales comprueban que en el primer caso se obtienen pesos específicos secos mayores que en el segundo caso, para un mismo suelo y a los mismos contenidos de agua; este efecto parece ser particularmente notable en suelos finos plásticos con contenidos de agua inferiores al óptimo. La explicación del fenómeno podría ser: Cuando el suelo está seco y se le agrega agua, ésta tiende a quedar en la periferia de los grumos, tendiendo a penetrar en ellos sólo cuando pase el tiempo; por otra parte, cuando el agua se evapora al irse secando un suelo húmedo, la humedad superficial de los grumos se hace menor que la interna. A un mismo contenido de humedad se tienen entonces condiciones diferentes en los grumos de suelo; en el primer caso, en que el agua se agregó,

la presión capilar entre los grumos será menor por el exceso de agua en comparación con el segundo caso, en que la evaporación hace que los meniscos de agua se desarrollen más.

Por lo tanto, en el primer caso la unión entre grumos será menor, haciendo que una misma energía de compactación sea más eficiente para compactar al suelo que en el segundo caso.

δd = Peso volumétrico seco (Pvs).

W = Contenido de agua (%)

Claro está que los efectos anteriores se ven influidos por el tiempo que se deje pasar entre la incorporación del agua y el momento de la prueba, pues si este tiempo es largo se permite la uniformización de la humedad en los grumos de suelo, con la consecuencia de que el agua superficial de ellos disminuye aumentando las presiones capilares. Por lo tanto la diferencia entre las curvas de compactación disminuirá al aumentar el tiempo de humedecimiento de la muestra de suelo.

La práctica recomienda para minimizar estos efectos, es proceder en la prueba a partir de un suelo relativamente seco incorporando agua a distintas porciones del mismo suelo, en la proporción necesaria para alcanzar los contenidos de agua deseables, dejando cada porción 24 horas en reposo a fin de permitir la uniformización de la humedad.

Es común en la práctica de ciertos laboratorios el usar la misma muestra de suelo para la obtención de puntos sucesivos de la curva de compactación: ello implica la continua "recompactación" del mismo suelo. Esta práctica se ha revelado como totalmente inconveniente toda vez que la investigación experimental ha demostrado, sin duda alguna, que partiendo de un suelo recompactado los pesos específicos obtenidos son mayores, que los mismos obtenidos con una muestra virgen, por lo que en suelos "recompactados" la prueba puede llegar a dejar de ser representativa.

Los resultados de cada una de las pruebas mecánicas realizadas se muestran a continuación, en esta parte se nos da una clasificación según mecánica de suelos. De los resultados obtenidos son reproducidos en el prototipo de laboratorio, ya que nuestro suelo debe tener las mismas características para ser utilizado correctamente.

OBRA: _____
 LOCALIZACION: _____
 SONDEO NR: _____ ENSAYE NR: _____
 MUESTRA NR: _____ PROF.: _____
 DESCRIPCION: _____



LABORATORIO DE MECANICA DE SUELOS
**LIMITES DE PLASTICIDAD Y
 CONTENIDO NATURAL DE AGUA**

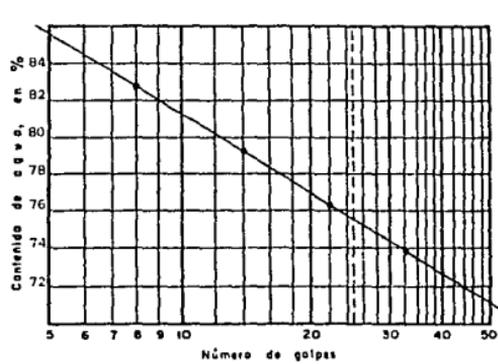
FECHA: 14-XI-89 OPERADOR: A. Sanchez CALCULO: R. Castañeda

LIMITE LIQUIDO

Prueba NR	Cápsula N°	Número de Golpes	Peso cápsula + suelo húmedo	Peso cápsula + suelo seco	Peso del agua	Peso de la cápsula	Peso del suelo seco	Contenido de agua (w)
			g	g	g	g	g	%
1	50	34	71.26	67.46	3.79	62.34	5.12	73.95
2	131	22	75.57	71.04	4.52	65.19	5.85	77.21
3	132	14	66.91	62.22	4.68	56.29	5.92	79.10
4	135	8	74.05	69.05	5.00	63.00	6.04	82.72

LIMITE PLASTICO

CONTENIDO DE AGUA



w = 10.8 %
 w_L = 76.0 %
 w_p = 37.10 %
 I_p = 38.89 %
 $C_u = \frac{w_L - w}{I_p} = 1.67$
 F_w = 14.3 %
 $T_w = \frac{I_p}{F_w} = 2.72$
 Clasif. SUCS _____

OBSERVACIONES : SUELO PROVENIENTE DE ZAMORA, MICHOACAN.

OBRA: _____
 LOCALIZACION: _____
 SONDEO N°: _____ ENSAYE N°: _____
 MUESTRA N°: _____ PROF.: _____
 DESCRIPCION: _____



LABORATORIO DE MECANICA DE SUELOS
**LIMITES DE PLASTICIDAD Y
 CONTENIDO NATURAL DE AGUA**

FECHA: 14-XI-89 OPERADOR: A. Sánchez CALCULO: R. Castañeda

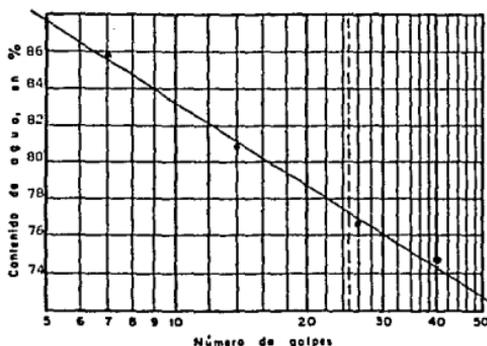
LIMITE LIQUIDO

Prueba N°	Captula N°	Número de Golpes	Peso captula + muestra (g)	Peso captula + suelo seco (g)	Peso del agua (g)	Peso de la captula (g)	Peso del suelo seco (g)	Contenido de agua (w) %
1	13	40	79.16	75.63	3.52	70.90	4.73	74.59
2	14	26	79.31	75.77	3.53	71.15	4.62	76.43
3	15	12	81.71	76.81	4.89	70.79	6.02	81.33
4	16	8	85.04	77.80	6.24	70.51	7.29	85.59

LIMITE PLASTICO

4	54.03	52.00	2.02	46.70	5.30	38.27
6	57.27	51.29	1.97	45.81	5.48	35.93

CONTENIDO DE AGUA



$$w = 10.8 \%$$

$$w_L = 77.2 \%$$

$$w_p = 37.10 \%$$

$$I_p = 40.09 \%$$

$$C_R = \frac{w_L - w}{I_p} = 1.65$$

$$F_w = 14.4 \%$$

$$T_u = \frac{I_p}{F_w} = 2.77$$

Clasif. SUCS _____

OBSERVACIONES: SUELO PROVENIENTE DE ZAMORA, MICHOACAN.

PRUEBA PROCTOR

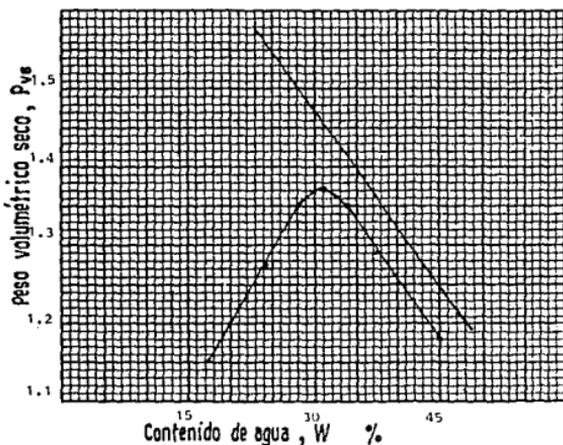
133

Volumen del cilindro : $9.93 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3$
 Peso del cilindro : 3.27 kg
 Peso de tierra seca, $P_s = P_T / i + W$
 Peso volumétrico seco, $P_{vs} = P_s / V$
 $P_T = \text{Peso total} - \text{peso del cilindro}$

Muestra : Elev. m.
 Fecha : 22. XI. 89
 Operador : A. Sánchez

Altura de caída del martillo, $h = 30.4 \text{ cm}$.
 Número de golpes, $n = 25$
 Peso del martillo, $P_m = 2.5 \text{ kg}$.

Prueba N°	Cápsula N°	Peso tierra húmedo + cápsula	Peso tierra seca + cápsula	Peso de la cápsula	Peso de agua	Peso seco	W	Peso tierra húmedo + cilindro	Peso tierra húmeda	$\frac{i}{1+W}$	Peso tierra seco	Peso volumétrico seco
—	—	gr.	gr.	gr.	gr.	gr.	%	kg.	kg.	—	kg.	kg.m ⁻³
1	10	3438.0	3135.0	1877.0	303	1258.0	24.1	5.32	1.56	0.805	1.25	1.26
2	11	1989.8	1567.0	204.2	422	1362.8	31.0	5.56	1.79	0.76	1.26	1.37
3	12	1936.0	1455.0	177.0	481	1278.0	37.6	5.53	1.75	0.72	1.27	1.28
4												
5												
6												
7												



Densidad de sólidos, $s = 2.695$
 Vol. sólidos, $V_s = \frac{P_s}{s} = 484.0 \text{ cm}^3$
 Vol. total, $V_T = 1701.6 \text{ cm}^3$
 Rel. de vacíos, $e = \frac{V_T}{V_s} - 1 = 2.51$

Observaciones :
 6.5. Espesor: 1.37 kg/cm³
 .. 2.5. Espesor: 11.0
 Contenido de agua aun
 de una máxima densidad
 volumétrica: 11.2 de
 saturación

CLASIFICACION

Obra: MATERIAL ZAMORA MICHOACAN

Fecha: 5 - XII - 1989

Pozo N°

Operador: A. SANCHEZ

FRASCO N°	ELEVACION	V ₁₀₀	V	W _h +V	W _s +V	W _w	W _s	W	CLASIFICACION
	m.		gr.	gr.	gr.	gr.	gr.	%	
Z-1		25	117.13	179.08	167.73	11.35	50.60	22.43	
Z-2		28	118.53	170.86	163.28	7.58	44.75	16.94	MUESTRAS DE SUELOS CON LA HUMEDAD
Z-3		32	117.13	196.86	185.98	11.88	68.85	17.25	QUE TIENE EN SU ESTADO NATURAL
Z-4		34	118.92	175.69	164.80	10.89	45.84	23.76	
Z-4		35	116.45	177.64	166.80	10.84	50.35	21.52	
Z-5		36	118.36	151.15	146.13	5.02	27.77	18.08	HUMEDAD PROMEDIO 22.2892
Z-7		37	117.14	184.38	170.87	13.51	53.73	25.14	
Z-8		40	116.89	173.07	161.05	12.02	44.16	27.22	
Z-9		41	116.78	178.90	167.18	11.72	50.40	23.25	
Z-10		42	118.78	167.28	156.88	10.40	38.10	27.30	

CALCULO PARA ALCANZAR EL OPTIMO DE AGUA DESEADO

29- enero - 90	
$\omega_c^1 = 31.0 \%$	Contenido de agua deseado
$\omega_{to} = 444.2 \text{ kg.}$	Peso inicial del material
$\omega_s = t_o / (1+\omega_o) = 353.994$	Peso de saldos
$\omega_o = 25.482$	Valor promedio
$\omega_m = s (1+\omega_c) = 463.7334$	Peso del material final
$\Delta\omega_{\omega} = m - \omega_{to} = 19.533$	Peso del agua por añadir

7 - febrero - 90.

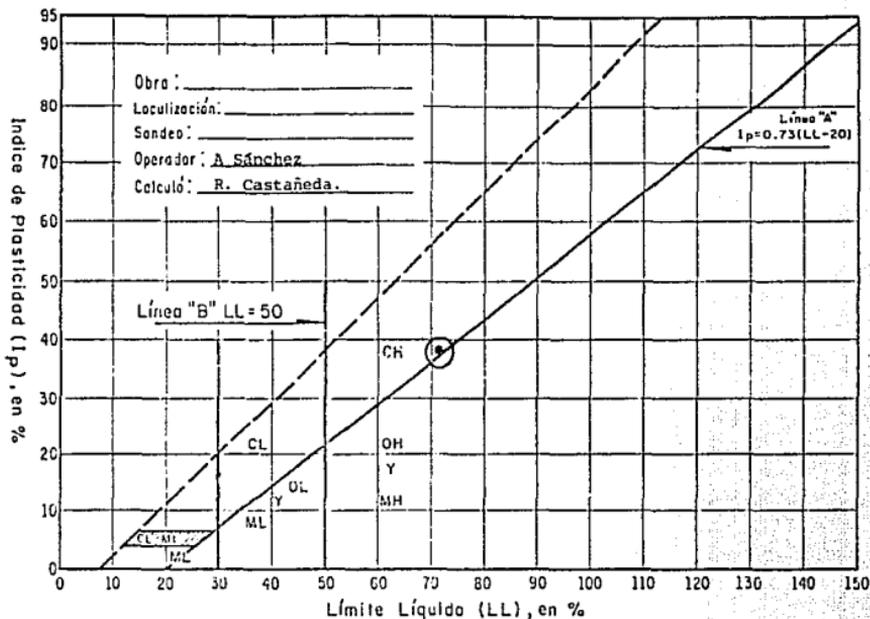
$\omega_c^2 = 31.0\%$
$\omega_{to} = 449.2 \text{ kg.}$
$\omega_s = 342.75$
$\omega_o = 29.596$
$\omega_m = 449.0025$
$\Delta\omega_{\omega} = 4.8025$

Para 5% mas de H₂O.

$\omega'c = 36\%$
$\omega_{to} = 444.2 \text{ kg.}$
$\omega_s = 342.7574$
$\omega_o = 29.59\%$
$\omega_m = 466.150$
$\Delta\omega_{\omega} = 21.950$

CARTA DE PLASTICIDAD DE SUELOS FINOS

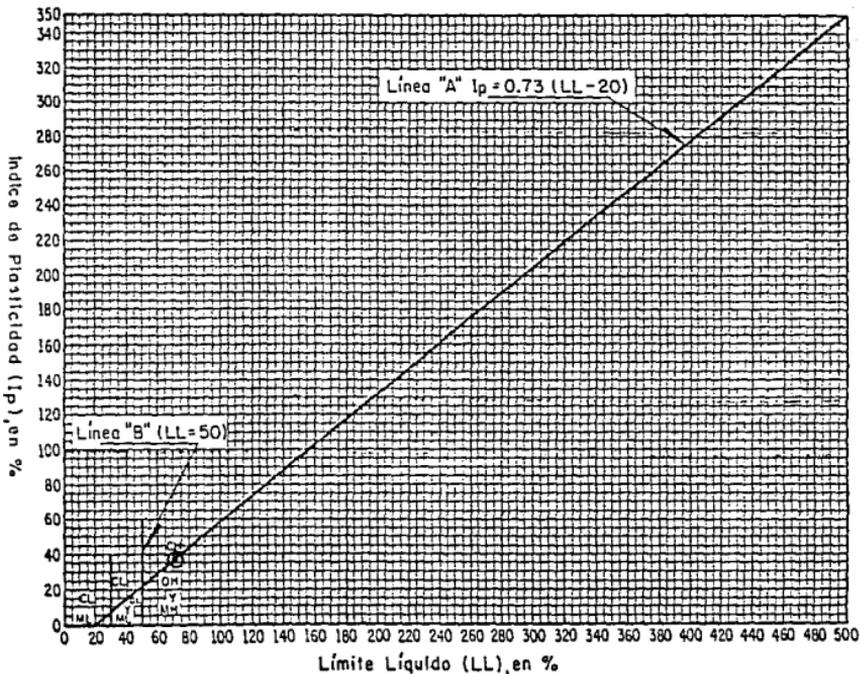
INSTITUTO DE INGENIERIA, UNAM
LABORATORIO DE MECANICA DE SUELOS



- ML: Limos inorgánicos y arenas muy finas, pozo de roca, arenas finas limosas o arcillosas ligeramente plásticas
- CL: Arcillas inorgánicas de plasticidad baja o media, arcillas arenosas o limosas
- OL: Limos orgánicos y arcillas limosas orgánicas de baja plasticidad
- MH: Limos inorgánicos, limos elásticos, suelos micáceos o diatomáceos, arenosos finos o limosos
- CH: Arcillas inorgánicas de alta plasticidad
- OH: Arcillas orgánicas de mediana o alta plasticidad

CARTA DE PLASTICIDAD DE SUELOS FINOS

INSTITUTO DE INGENIERIA, UNAM
LABORATORIO DE MECANICA DE SUELOS



- ML : Limos inorgánicos y arenas muy finas, polvo de roca, arenas finas limosas o arcillosas ligeramente plásticas
- CL : Arcillas inorgánicas de plasticidad baja o media, arcillas arenosas o limosas
- OL : Limos orgánicos y arcillas limosas orgánicas de baja plasticidad

- MH : Limos inorgánicos, limos elásticos, suelos micáceos o diatomáceos, arenosos finos o limosos
- CH : Arcillas inorgánicas de alta plasticidad
- OH : Arcillas orgánicas de mediana o alta plasticidad

7. METODOS FISICOS

7.1 METODOS TERMICOS

Los minerales de arcilla contienen hidroxilos y moléculas de agua, unidos a la red cristalina con diferente energía. La temperatura requerida para eliminar estos iones o moléculas, la pérdida de peso que experimenta la sustancia o la energía requerida, son características y se usan con propósitos de diagnósticos. Estos fenómenos de deshidratación implican cambios en la estructura de los minerales de arcilla, cambios que deben considerarse simultáneamente a la deshidratación. Sin embargo, algunas transformaciones que se producen a alta temperatura, como la formación de nuevas fases minerales no están asociados a fenómenos de deshidratación.

La dependencia de ciertas reacciones con la temperatura posibilita una caracterización cualitativa y aún cuantitativa de los minerales. Los métodos de análisis térmico pueden dividirse en dos grupos: los que miden cambio de peso debidos a la pérdida o ganancia de sustancias gaseosas y aquellos que miden cambios de energía en una fase sólida. Las variaciones de peso provocadas por la pérdida de agua, en sus diferentes formas (incluyendo los grupos OH^-) anhídrido carbónico o por ganancia de oxígeno, se

miden mediante el análisis termogravimétrico (ATG) o por termogravimetría (ATGD). Los cambios de energía asociados a las reacciones térmicas que experimente una sustancia en calentamiento se determinan mediante el análisis térmico diferencial (ATD).

Antes de someter la muestra a alguno de estos análisis debe tratarse de manera tal que el análisis refleje lo mejor posible la naturaleza de la arcilla. Tres condiciones son indispensables: a) la muestra debe ser homoionizada con un catión determinado (Mg^{++} , Na^+ , K^+ ...); b) debe estar equilibrada a un contenido de humedad relativa determinada y c) debe corresponder a un tamaño granulométrico bien definido. Dependiendo del propósito, puede efectuarse el análisis con o sin su contenido de materia orgánica. En la misma forma pueden o no eliminarse previamente los óxidos de hierro libre.

7.1.1 Análisis termogravimétrico (o análisis térmico integral).

En los minerales de arcilla y en los óxidos hidratados o hidróxidos existen agua adsorbida en las superficies externas o internas y grupos OH estructurales. Estos últimos provienen principalmente de la hidroxilación que experimentan los materiales parentales durante los procesos de hidrólisis. La suma total de la pérdida de peso de una arcilla o un suelo por calentamiento en equilibrio frente a una temperatura dada, es una

medida analítica útil por cuanto los materiales minerales tienen temperaturas de deshidratación o deshidroxilación diferentes. En una forma útil y simple, el contenido de humedad del suelo entre 0° y 100°C se conoce como contenido de humedad aunque alguna humedad se retiene aún a mayores temperaturas (Refs. 65 y 66).

El ATG puede expresarse como $\Delta w = f(T)$, en el cual T es la temperatura y w es el peso de la muestra que puede variar en el curso de la reacción. Las variaciones de peso causadas por la temperatura pueden evaluarse con un sistema dinámico o estático.

En el sistema dinámico o de calentamiento continuo, la muestra se somete a un aumento constante de la temperatura, registrándose la pérdida de peso de manera automática, las medidas del peso se hacen en caliente. Este sistema requiere del uso de una termobalanza. En el sistema estático o de calentamiento intermitente, la muestra se somete a una temperatura dada, hasta constancia del peso. El proceso se repite a una temperatura más elevada, y así sucesivamente hasta 800 o 1000°C. Los intervalos de temperatura más comunes son de 100°C, pero mientras más frecuentes sean se obtiene un mejor detalle del régimen de pérdida de peso.

En los análisis térmicos es indispensable llevar la muestra previamente a equilibrio con una atmósfera de humedad relativa determinada. Para ello se utiliza una solución saturada de

$Mg(NO_3)_2 \cdot 6H_2O$, la cual da una atmósfera con 56% de humedad relativa a 18°C y de alrededor de 51.5% a 300°C. Este método, sugerido por Mackenzie, requiere mantener la muestra alrededor de 96 horas al vacío para obtener el equilibrio.

Las curvas termogravimétricas se representan con figuras en las que el porcentaje de pérdida de peso es el eje de las ordenadas, y la temperatura es el eje de las abscisas.

En ausencia de materia orgánica, sales volátiles, carbonatos, sulfuros y hierro ferroso, la pérdida de peso total por calentamiento entre 110°C y 300°C se considera como agua desadsorbida, mientras que la pérdida entre 300 y 950°C se adscribe como agua hidroxílica. El agua se pierde bajo 110°C, se considera como parcialmente desadsorbida, agua libre o agua de entrecapas y canales (Ref. 67).

Las curvas termogravimétricas de algunos minerales de arcilla.

Caolines: se caracteriza este grupo por presentar un solo salto brusco alrededor de 400 a 500°C. A temperaturas superiores, las pérdidas son de poca consideración (fig.7.1).

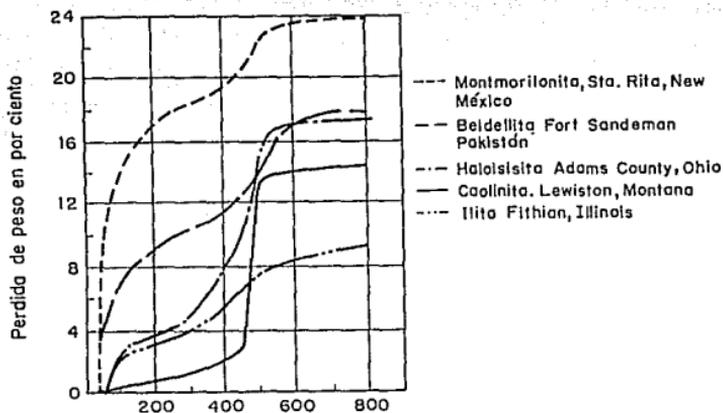


Fig. 7.1. Curvas de deshidratación de algunos minerales de arcilla comunes (estándares de Ward's Establishment, EUA)

La caolinita, de composición $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 0.2\text{H}_2\text{O}$, pierde muy poca agua a temperaturas inferiores a 400°C , y la que pierde es agua adsorbida ya que la curva termogravimétrica, en el tramo correspondiente a dicho intervalo de temperatura, tiene la forma de una isobara de adsorción.

La haloisita, de composición $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ pierde a temperaturas inferiores a 50°C , un 12% de peso que corresponde a la pérdida de dos moléculas de agua de hidratación. A partir de esta temperatura, la curva es semejante a la de caolinita, aunque el salto brusco se produce a una temperatura inferior a la de ésta (fig 7.1). Si la pérdida de agua bajo 100°C es inferior a la pérdida teórica, significa que la haloisita está parcialmente deshidratada.

Esmectitas: estos minerales poseen una considerable cantidad de agua que puede tomarse o cederse reversiblemente según la temperatura y humedad relativa. La curva de deshidratación de la montmorilonita se caracteriza porque hasta 400°C hay cesión continua de agua; la mayor parte de esta pérdida se produce bajo 200°C , siendo el régimen mucho más moderado entre 200 y 400°C . Un salto brusco, pero muy inferior al de los caolines, se produce entre $400 - 600^\circ\text{C}$. Sobre 600°C , la disminución de peso es lenta (fig. 7.1). Las curvas de otras esmectitas, como nontronita y heidelita, tienen un régimen de pérdidas de peso comparables a la montmorilonita.

Micas hidratadas e ilitas: pierde peso hasta $400 - 500^\circ\text{C}$ se presenta un pequeño salto, y encima de 500°C la curva adopta una forma semejante a la de la montmorilonita (fig 7.1).

7.1.2 Análisis térmico diferencial (ATD).

El ATD se basa en la observación y medida del calor adsorbido o desprendido cuando un material experimenta cambios físicos o químicos al ser calentado o enfriado. Al fundamento del ATD se le conoce desde fines del siglo pasado, siendo Le Chatelier en 1887, quien en un horno de combustión de diseño propio obtuvo la primera curva termodiferencial de una arcilla. Sin embargo, en las primeras décadas de este siglo la principal aplicación que tuvo fue el estudio de los cambios de estructura que experimentaban los metales con el calentamiento.

Si en un horno se calientan dos sustancias bajo las mismas condiciones, una capaz de experimentar cambios con la temperatura y otra térmicamente inerte, en tanto se produzca alguna reacción se establecerá una diferencia de temperatura entre ellas. Tal diferencia (dT), se mide como una función de la elevación de temperatura (T) del portamuestra, a medida que la temperatura se eleva uniformemente desde 0°C a 1000°C o más. De este modo se tiene:

$$dT = F(T)$$

También es posible que la temperatura diferencial se registre como una función del tiempo (dT/dt) si el horno se calienta a una velocidad constante.

La diferencia de temperatura entre la muestra de prueba que experimenta cambios físicos o químicos, y el material inerte (o el horno), se deben esencialmente a:

- a.- reacciones endotérmicas en los que se adsorbe calor durante la reacción; en las arcillas tales reacciones se deben a la evaporación del agua por deshidratación, o a la deshidroxilación de los grupos OH estructurales ó a cambios de fases o transformaciones polimórficas.

- b.- reacciones exotérmicas en las que se cede calor en las reacciones. Tales efectos se producen en la combustión de compuestos orgánicos, oxidación de sulfuros, desarrollo de nuevas fases cristalinas, y otros.

El ATD es un método simple, rápido y de costo relativamente bajo. Es útil como criterio diagnóstico en sustancias que no pueden ser analizadas por otros métodos como difracción de rayos X o difracción de electrones, como son los minerales no cristalinos del suelo. Sin embargo, limitaciones operacionales e instrumentales, como la posición de los termopares, compactación de la muestra, tipo de portamuestra, velocidad de calentamiento y otros influyen la posición e intensidad de las reacciones y limitan las posibilidades de aplicación cualitativa.

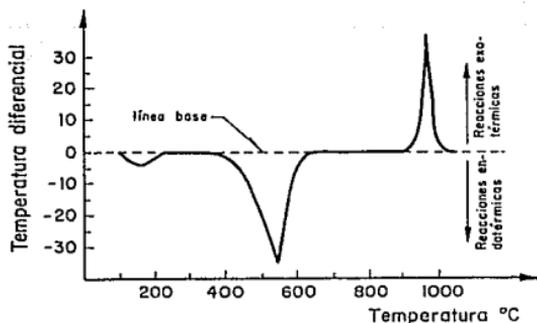


Fig. 7.2 Termograma diferencial de una metahalosita (Convencional). El desarrollo del diagrama es de izquierda a derecha. En algunos instrumentos es de derecha a izquierda

Para estudios de mineralogía de arcillas de suelos, los rayos X es la mejor técnica unitaria, pero su aplicación es limitada porque no permite diferenciar minerales dentro de una serie debido a que la difracción no hace discriminación respecto a los elementos que ocupan posiciones específicas en la red cristalina.

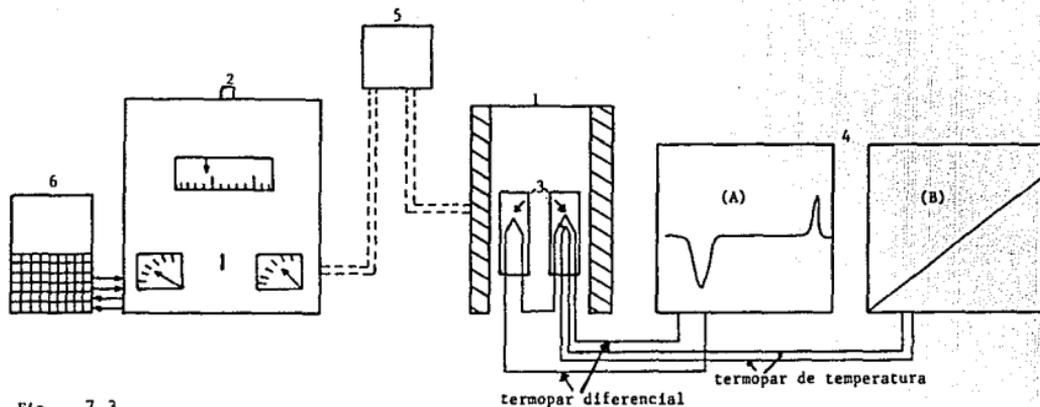


Fig. 7.3

ESQUEMA DE UN APARATO DE ANALISIS TERMICO DIFERENCIAL

- a. Unidad de calentamiento (horno); 2) Unidad de programación y control;
- c. termopares para obtención de la temperatura diferencial (en oposición) y otra para el registro de la temperatura de la muestra inerte;
- d. unidad de registro. En (A) se ve el diagrama de ATD de un alofán; en (B), la curva de temperatura correspondiente. La curva diferencial y de temperatura van superpuestas en un diagrama único; 5) transformador;
- f. estabilizador de voltaje.

Las especies amorfas, de importancia en pedología, no pueden ser estudiadas por esta técnica. El ATD proporciona información sobre la estabilidad estructural de acuerdo a la magnitud de la sustitución isomórfica, situándose así en una posición intermedia entre el análisis de rayos X y el análisis químico.

Aparatos de ATD.

Un aparato de ATD consiste en cuatro partes principales:

1. Unidad de calentamiento.
2. Unidad de control y programación.
3. Unidad de registro.
4. Unidad portamuestras y porta termoelementos. Un esquema de los elementos de un aparato de ATD puede verse en la figura 7.3.

7.2 DIFRACCION DE RAYOS X

El conocimiento de la distribución de los átomos, iones o moléculas en los cristales, es decir su estructura, se basa principalmente en la aplicación del análisis de difracción de rayos X. Estos rayos, descubiertos por Röntgen en 1895, tiene aplicación en campos muy variados, como medicina humana, cristalografía, metalurgia y otros.

Las primeras aplicaciones de la difracción en la identificación de minerales de arcilla realizados por Hadding, en 1923, en Suecia y por Rinne en 1924 en Alemania. Estos autores determinaron en forma independiente y poco difundible la existencia de material cristalino en la fracción fina de diferentes arcillas. Como resultado de las investigaciones de Hendricks y Fry, en 1930 y de Kelley, en 1931, en el sentido de que la arcilla de los suelos estaba formada por minerales cristalinos capaces de dar diagramas de difracción de rayos X, se promovió una vasta investigación de las arcillas de los suelos por este método, cuya aplicación persiste hasta hoy en día. En pedología la difracción de rayos X se adentra en los campos de la génesis, química de la meteorización, cationes de intercambio, y otros mas; más que ningún otro método, entrega información sobre las propiedades y constitución de los coloides del suelo.

La arquitectura de las estructuras cristalinas se basa en la distribución periódica de los átomos, iones o moléculas, en una red tridimensional. Se trata de distribuciones regulares, separadas por distancias constantes y características. La difracción en los cristales es una consecuencia de la disposición periódica de los átomos de los cristales. En un diagrama de difracción estos espacios constantes se traducen en una distribución característica de máximos (picos) que permiten identificar cualitativamente al cristal. Además, puesto que la intensidad de estos picos es proporcional al número de planos

que difractan, es decir a la concentración de una estructura específica, el método hace posible la evaluación cuantitativa.

7.2.1 Propiedades y características de los rayos X

Los rayos X son parte del espectro electromagnético, situado en la región de las ondas cortas (0.01 a 100 Å), comparables a la luz visible pero con longitud de onda 5000 a 10 000 veces inferior. Como puede verse en la figura 7.4 se sitúan entre los rayos gama, que emiten los elementos radioactivos, y la radiación ultravioleta.

La radiación electromagnética se desplaza a través del espacio sin transferencia de materia: viaja en línea recta, sin ser afectado por campos magnéticos o eléctricos y no está electrizada. Su velocidad es similar a la de la luz (3×10^{10} cm/seg), produce efectos fotográficos y fluorescentes; atraviesa cuerpos opacos a la luz ordinaria e ioniza los gases.

Las radiaciones electromagnéticas tienen la doble propiedad de exhibir efectos de interferencia (efectos de onda) y actuar como partículas, esto es, como cuantos discretos de energía que pueden ser difundidos por los electrones.

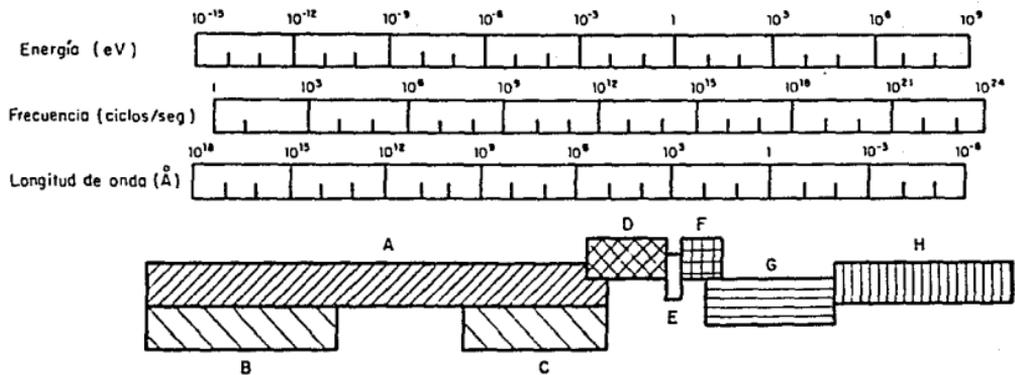


Fig. 7.4. El espectro electromagnético. A) ondas eléctricas, hertzianas; B) ondas largas de radio; C) ondas cortas de radio; D) radiación infrarroja; E) espectro visible; F) radiación ultravioleta; G) rayos X; H) rayos gamma. Bajo estas longitudes de onda se encuentra la radiación cósmica.

Los rayos X se miden en unidades anstrom ($1\text{\AA} = 1 \times 10^{-7}$ mm). También se miden en unidades de kX, que es equivalente a 1.00202 Å. Aunque el espectro de los rayos X se extiende desde 0.01 a 100 Å, la longitud de onda de mayor interés para el análisis mineralógico se extiende sólo de 0.4 a 3 Å.

7.2.2 Producción de rayos X.

Los rayos X se producen por interacción de electrones sobre la materia o por acción de fotones de rayos X sobre la materia mediante la llamada absorción fotoeléctrica. Se producen cuando los electrones, en rápido movimiento, chocan contra la materia. El fenómeno de desalaración de los electrones es complejo y resulta de dos tipos de interacción con los átomos. El primero se produce cuando electrones de alta velocidad chocan con los átomos de una lámina metálica. Dependiendo de la energía que lleven ($E = h \nu / \lambda$) son capaces de sacar electrones desde la órbita más interna (K) con lo cual el átomo se ioniza. El lugar de este electrón es ocupado casi instantáneamente por otro de una capa más externa (L, M), cuyo lugar es ocupado a su vez por otro electrón más lejano. El átomo excitado retorna en varios pasos a su estado normal, emitiendo un fotón en cada uno de ellos que son cuantos de luz o rayos X. Los rayos producidos en esta forma tienen energía, son penetrantes y se denominan característicos.

El segundo fenómeno implica que los electrones pueden ser desacelerados por un mecanismo diferente, y en lugar de chocar contra electrones de órbitas internas, es el fuerte campo magnético del núcleo quien los frena.

Se trata también, de un proceso cuántico en el que la disminución de la energía ΔE del electrón aparece como un fotón de rayos X, de frecuencia ν . Esto se expresa por la ecuación de Einstein $E = h\nu$, en la que h es la constante de Planck y ν es la frecuencia. Siendo el producto de la longitud de onda por la velocidad de la luz (c), la energía de los rayos X de una longitud de onda de 1 \AA es:

$$E = \frac{h c}{\lambda} = \frac{6.624 \cdot 10^{-34} (3 \cdot 10^8)}{10^{-10}} \text{ joules} = 2 \times 10^{-15} \text{ joules}$$

$$E = \frac{2 \cdot 10^{-15}}{1.6 \cdot 10^{-19}} = 12.400 \text{ eV} = \frac{12.4}{\lambda}$$

La radiación X producida por la interferencia con el campo magnético nuclear es independiente de la naturaleza de los átomos bombardeados y aparece como una banda de longitud de onda variable continua (radiación continua) cuyos límites son función de la energía máxima de los electrones bombardeantes (Ref 68).

Los procesos señalados para la producción de rayos X mediante electrones definen el espectro de los rayos X, formado por la

llamada radiación característica y la radiación continua.

Los rayos X pueden también producirse por la acción de otros rayos X, mediante la llamada absorción fotoeléctrica. Un fotón de rayos X altamente energético puede desplazar un electrón desde la capa K. El sitio de este electrón es ocupado por electrones de órbitas más externas.

Este método de excitación es el que se usa en espectrografía (fluorescencia) de rayos X. La excitación por absorción de cuantos produce un espectro característico y discontinuo diferente al determinado por el choque de electrones. En la figuras 7.5 se esquematiza cada uno de estos mecanismos para la producción de rayos X.

7.2.3 Radiación continua y característica.

La radiación emitida por un tubo de rayos X es compleja, policromática y dependiente de la naturaleza del anticátodo y la tensión de aceleración usada. Los rayos X se producen cuando cualquier partícula cargada eléctricamente, con energía cinética suficiente, son bruscamente desacelerados tal cual sucede con electrones permitidos; un filamento (cátodo) produce los electrones que son acelerados por una diferencia de potencial de decenas de miles de voltios las cuales chocan con una lámina

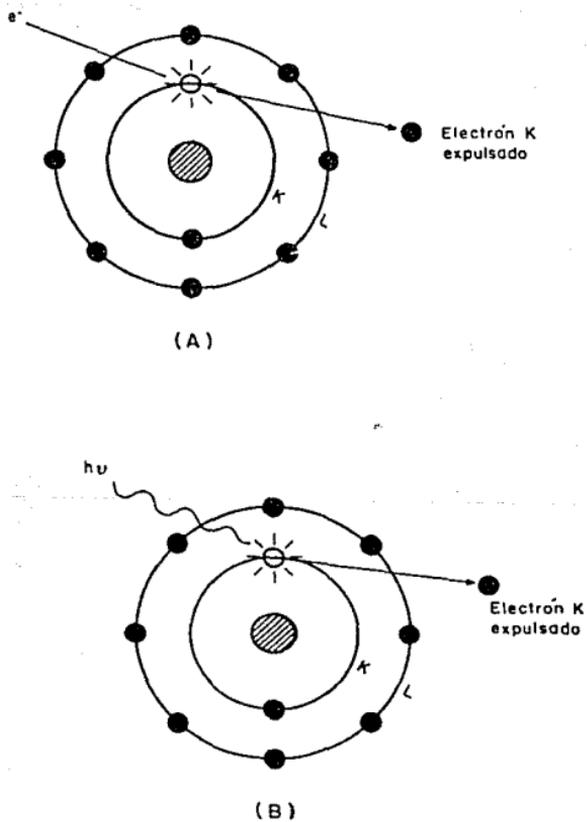


Fig. 7.5. Producción de rayos X por bombardeo con electrones (A) y por absorción fotoeléctrica (B).

metálica (Cu, Cr, Mo, Fe, etc. anticátodo). La energía cinética de los electrones, bruscamente frenados, se transforma en calor y energía radiante en forma de rayos X, los cuales radian en todas direcciones. Sólo alrededor del 1% de la energía cinética de los electrones se transforma en rayos X (Ref. 69).

La radiación emitida por un tubo de rayos X corresponde a un espectro continuo sobre el que se superpone un espectro de líneas. La radiación continua proviene de la desaceleración de los electrones por el campo magnético del núcleo. La distribución de la intensidad del continuo, esto es, el número de fotones como función de energía correspondiente, se caracteriza por un límite (λ_{lim}) de longitud de onda corta, que corresponde a la energía máxima de los electrones, o sea a la tensión usada:

$$\lambda_{\text{lim}} = \frac{12.407}{K V} = \frac{h c}{e V} \quad 300$$

Esta ecuación da el límite de la más corta longitud de onda obtenible según el voltaje aplicado. En la figura 7.6 puede verse el espectro de la emisión de un ánodo (anticátodo) de Cu, mediante un voltaje de aceleración de 50 000 voltios.

La radiación característica proviene de la redistribución de los electrones orbitales de los elementos usada como anticátodo y la localización final de los electrones transferidos determina el

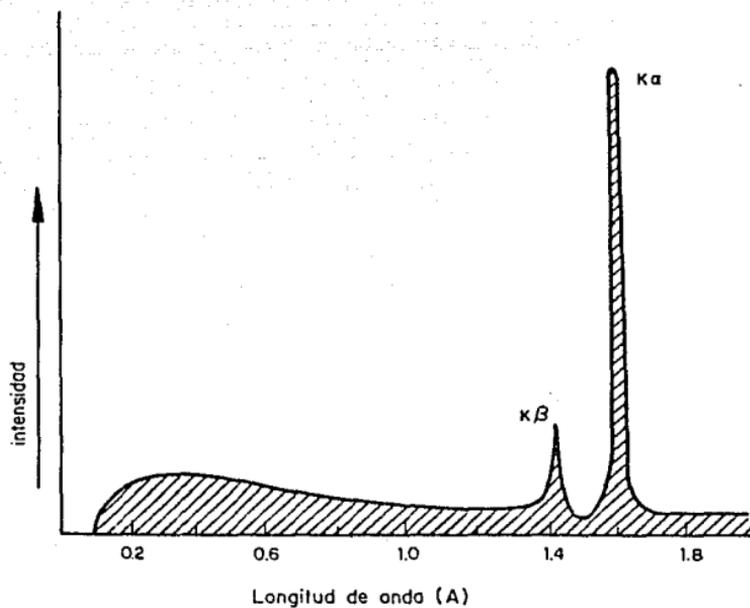


Fig. 7.6. Espectro de rayos X del cobre, usando una tensión de 50 000 voltios. Las líneas K_{α} y K_{β} son características y se superponen al espectro continuo (sombreado).

tipo de radiación. Si la órbita vacante es la interna (K), los rayos X que se producen tienen una longitud de onda muy corta y se designan como líneas K. Existen dos líneas K estrechamente separadas, las líneas K_{α} y K_{β} , según el electrón que llegue a la órbita K y ya sea que provenga de la capa L o M. La línea K_{β} tiene una longitud más corta que la K_{α} ya que se requiere una mayor cantidad de energía si un electrón salta desde la capa M a la K que desde la L a la K. Si ambas líneas (K o K) constituyen un doblete ($K_{\alpha 1}$ $K_{\alpha 2}$; $K_{\beta 1}$ $K_{\beta 2}$). Si la órbita vacante fuera la L, resultará una serie de líneas L. En la figura 7.7 pueden verse algunos ejemplos de estas transiciones. Mientras más cerca del núcleo se encuentra un electrón, mayor energía se requerirá para sacarlo de su órbita (Ref. 70).

Estos máximos de gran intensidad tienen una longitud de onda determinada por la naturaleza del anticátodo y el voltaje aplicado, y se superponen al espectro continuo. Son muy estrechos, y de ahí que su longitud de onda sea característica del metal usado como anticátodo (Refs. 71 y 72).

Para la difracción, generalmente la línea K es la más útil. De los varios componentes de la línea K, sólo los tres mayores se observan en los espectros normales: $K_{\alpha 1}$, $K_{\alpha 2}$ y $K_{\beta 1}$. Para el molibdeno la longitud de onda asociada es:

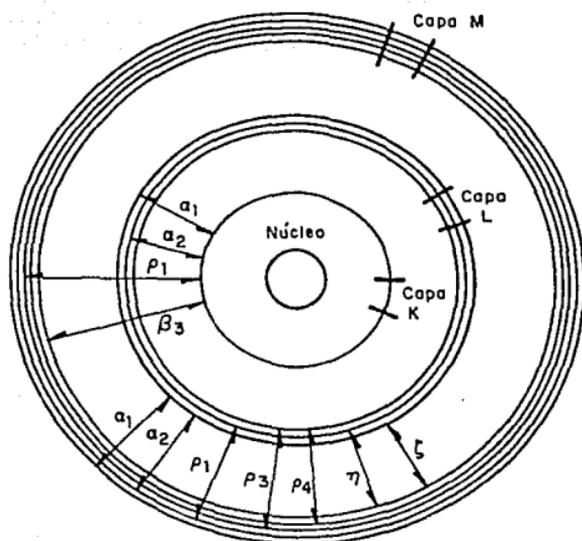


Fig. 7.7. Ejemplo de transiciones de electrones en un átomo. Las probabilidades de emisión se señalan por medio de flechas.

$$K_{\alpha 1} = 0.70926 \text{ \AA}$$

$$K_{\alpha 2} = 0.73540 \text{ \AA}$$

$$K_{\beta 1} = 0.63225 \text{ \AA}$$

Las investigaciones mineralógicas necesitan disponer siempre de radiación monocromática. Sin embargo la radiación K_{α} es tan intensa comparada con las otras, que en muchos casos se puede emplear el haz producido sin usar sistemas de filtros que eliminen las otras radiaciones.

7.2.4 Interacción de los rayos X con la materia

Cuando un haz de rayos X atraviesa materia de cierto espesor, una serie de procesos puede ocurrir algunos rayos pueden persistir como fotones, sin sufrir desviación (difusión) alguna, sin perder energía y sin variar su longitud de onda; algunos rayos difundidos pierden algo de su energía e incrementan ligeramente su longitud de onda (difusión de Compton) y otros rayos pueden ser absorbidos por los átomos como resultado de la absorción fotoeléctrica, hecho que produce emisión de rayos X característicos (fluorescentes) y fotoelectrones. La longitud de onda de estos rayos dependen solo de la naturaleza del átomo excitado. En la figura 7.8 pueden observarse los fenómenos de interacción de los rayos X con la materia.

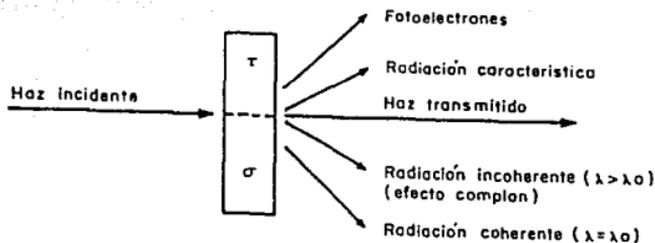


Fig. 7.8. Interacción de los rayos X con la materia.

7.2.5 Condiciones de difracción de rayos X

En 1912 Max von Laue concibió la hipótesis de que si un cristal está constituido por átomos espaciados regularmente, estos pueden actuar como centros de difusión de rayos X. Si estos rayos son radiaciones electromagnéticas, cuya longitud de onda corresponde aproximadamente a las distancias interatómicas del cristal, entonces es posible difractar los rayos X con ese cristal. No obstante que la hipótesis de von Laue fue comprobada experimentalmente, su teoría así como los diagramas obtenidos por su técnica (lauegramas), son de difícil evaluación matemática, siendo más sencilla la comprensión de las explicaciones que Sir

W.H. Bragg y su hijo Sir W.L. Bragg dieron para estos fenómenos. Según estos últimos autores los rayos X pueden considerarse reflejados por muchos planos atómicos paralelos del cristal. En la figura 7.9 se observa cómo las ondas penetran las capas exteriores del cristal por el segundo plano y así sucesivamente. Es la periodicidad de la distribución atómica la que posibilita la difracción.

Generalmente se usan en forma sinónimas los términos reflexión y difracción de rayos X. Esto no es así. La difracción de los rayos X por los cristales y la reflexión de la luz visible por espejos tienen en común que el ángulo de incidencia es igual al ángulo de reflexión, y podría creerse que los planos de los átomos están constituidos por espejos elementales capaces de reflejar los rayos X. Como lo indica Cullity (Ref. 73), difracción y reflexión difieren en varios hechos importantes:

- a. los rayos difractados por el cristal están formados por rayos difundidos por todos los átomos del cristal que encuentra a su paso el rayo incidente. En la reflexión de la luz sólo participan los átomos superficiales;
- b. la difracción de rayos monocromáticos tiene lugar sólo en ángulos de inclinación particulares, que satisfacen la ley de Bragg. La reflexión de la luz visible ocurre a cualquier ángulo de incidencia y

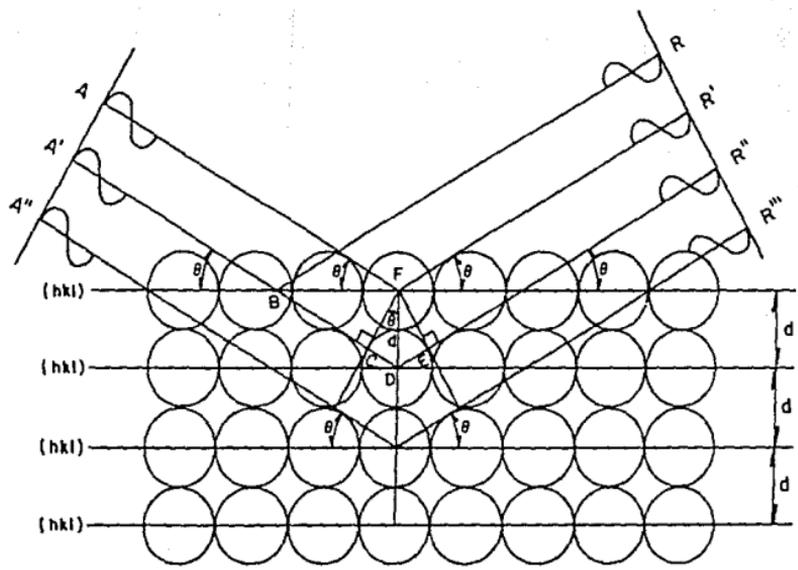


Fig. 7.9. Difracción de los rayos X por un cristal según la ley de Bragg.

- c. la reflexión de la luz visible por un espejo de buena calidad es casi 100%, mientras que la intensidad del rayo difractado es muy baja.

Cuando un frente de ondas de rayos X incide sobre un cristal, cada átomo difunde los rayos en todas direcciones pero algunas de estas direcciones tienen interés especial. Considérese el rayo incidente AF y A'B, inclinados con un ángulo θ respecto a los planos (hkl). Obsérvese que los rayos reflejados BR y FR' forman también un ángulo θ con los planos (hkl). Puesto que la longitud de marcha de los rayos A'BR y AFR' son iguales, se dice que estos rayos se reflejan en fase uno con el otro, es decir la onda del rayo individual que llega a RR' forma nuevamente un frente de onda común. Esta es la condición de reflexión en fase por otro plano de átomos del cristal.

Considérese el rayo incidente A'D y el rayo reflejado DR''. La longitud de marcha total A'DR'' es mayor que la de los rayos A'BR y AFR' en la cantidad $\Delta = CDE = 2CD$. Puesto que $CD = d \sin \theta$, la diferencia de marcha será:

$$\Delta = 2 CD = 2d \sin \theta$$

Si A'DR'' al llegar a RR'R'' se encuentra en fase con los rayos A'BR y AFR', es decir si los planos se reflejan en fase, entonces la diferencia de marcha Δ debe ser igual a un número entero de

longitudes de ondas n , donde $n = 0, 1, 2, 3$, etc. De este modo la condición de difracción en fase por una serie de planos paralelos en un cristal está dada por la relación

$$n \lambda = 2 d \sin \theta$$

que se conoce con el nombre de ley de Bragg.

El factor n se llama orden de la reflexión y corresponde al número de longitudes de onda entre rayos difundidos por planos atómicos adyacentes.

Para valores fijos de λ y d pueden haber muchos ángulos de incidencia $\theta_1, \theta_2, \theta_3$, etc; en los cuales puede ocurrir la difracción correspondiendo a $n = 1, 2, 3$, etc.

La ecuación de Bragg indica que la difracción puede efectuarse sólo a ciertos valores de θ , correspondientes a valores específicos de λ . Esto se debe a que las ondas reflejadas desde diversos puntos del cristal tienen un frente de ondas común sólo a esos ángulos. En consecuencia, la amplitud de todas las ondas individuales se sumará para dar una onda resultante que tenga la amplitud máxima posible (interferencia constructiva).

Se dice que n corresponde al orden de la reflexión, o al número entero de longitudes de onda entre los rayos difundidos por los planos atómicos adyacentes. Cuando n es 1, se dice que la difracción es de primer orden. A otros ángulos donde n es igual a 2, 3 o más, la difracción es nuevamente posible, dando origen al segundo, tercero u órdenes de difracción más altos. Aunque d permanece igual, el valor d/n será diferente de acuerdo al valor de n .

La ley de Bragg conduce a dos conclusiones importantes: 1) el rayo incidente, la normal al plano de reflexión y el rayo difractado son siempre coplanares; y 2) el ángulo entre rayo difractado y el rayo transmitido es siempre 2θ . Se conoce como el ángulo de difracción y es el que con más frecuencia se mide experimentalmente.

Puesto que no hay un par de minerales que tengan exactamente las mismas distancias interatómicas en las tres dimensiones espaciales, los ángulos bajo los cuales se produce la difracción son característicos para cada espaciado. La distancia interatómica dentro de un mineral cristalino se traduce en una distribución única de máximos de difracción que sirva para identificar el mineral.

La difracción se produce solamente si se satisface la ley de Bragg $n\lambda = 2d \sin \theta$. En esta fórmula se conoce la longitud de

onda λ , que es una característica del tubo usado, y el seno del ángulo de incidencia. Puede entonces calcularse "d", de los diversos planos del cristal. Este es el llamado análisis estructural y el análisis que se usa preferentemente en mineralogía de suelos.

También puede usarse un cristal de planos de espaciados conocidos, medir θ y determinar la longitud de onda λ de la difracción usada. Esto es lo que se conoce como espectoscopia de rayos X.

7.2.6 Métodos de difracción de rayos X.

La difracción se produce cuando se satisface la ley de Bragg $n\lambda = 2d \sin \theta$. Si se irradia un cristal con un haz monocromático en alguna posición arbitraria, normalmente no se produce ningún rayo difractado. Para satisfacer la ley de Bragg y que se produzcan fenómenos de difracción deben variarse ya sea la longitud de onda o el ángulo θ . La manera como se hacen variar estas magnitudes posibilita los tres métodos de difracción principales:

- a. método de Laue, con λ variable y θ fijo;
- b. método del cristal rotatorio, con λ fija y θ en parte variable, y
- c. método del polvo cristalino, con λ fija y θ variable.

El método de Laue, a veces conocido como goniometría, fué el primero en utilizar los métodos de difracción producida por radiación blanca, policromática. El haz de rayos X se hace incidir sobre un cristal siendo el ángulo θ fijo para un conjunto de planos en el cristal, y cada conjunto selecciona y difracta las longitudes de onda que satisfacen la ley de Bragg para los valores particulares de d y θ implicados. Cada rayo difractado tiene así una longitud de onda diferente (Cullity) que se registra en una película plana. Para propósitos de identificación mineralógica en arcillas no es un método adecuado, aunque si lo es para problemas de simetría y orientación de cristales.

Existe una gran variedad de métodos del cristal giratorio, variando según si la película que se usa es cilíndrica o plana, si es fija o móvil, si el haz de rayos es normal o paralelo al estrato de la red recíproca, si hay translación, si el movimiento es helicoidal y otros. Esto origina métodos muy conocidos como el cristal giratorio simple, el método de Weissenberg, el método helicoidal, el de Schiebold, Sauter y algunos otros. El método del cristal giratorio incluye los métodos röntgenográficos en los que un cristal único gira en torno a un eje con posición fija en el espacio. El eje de giro se hace coincidir con el eje cristalográfico del cristal o sobre alguna dirección cristalográfica de importancia, siendo normal al haz de rayos X monocromáticos. Una película plana o cilíndrica se dispone

alrededor del cristal, que rota en la dirección escogida, de modo que el eje de la película coincide con el eje de rotación del cristal. A medida que el cristal rota, un grupo de planos reticulares satisfarán la ley de Bragg, formándose un rayo reflejado que se dispone sobre conos imaginarios cuyo eje coincide con el eje de rotación. Como resultado, cuando la película se extiende se obtiene una serie de manchas distribuidas sobre líneas horizontales, las que pueden ser analizadas.

El método del polvo cristalino, de Debye-Scherrer-Hull, reduce el cristal a un polvo fino, constituido por infinita cantidad de cristalitas con todas las orientaciones posibles. De este modo siempre habrá un cierto número de cristales orientados de forma tal que una familia de planos reticulares caracterizados por una distancia d_1 satisfagan la ley de Bragg; otro grupo satisfecerá esta condición para una distancia d_2 y así sucesivamente, debiendo cumplirse siempre que $d = \lambda / 2$.

La característica más conspicua de la técnica del polvo cristalino incluye un estrecho haz de rayos X monocromático que inciden sobre la superficie de una muestra de polvo cristalino constituido por miríadas de cristalitas orientados al azar. En tales condiciones, y como puede verse en la fig. 7.10, los rayos difractados por un conjunto de planos de espacio d_1 , generan un cono con un ángulo de semiapertura θ_1 , los planos espaciados d_2 generan un cono de ángulo $2 \theta_2$, y así sucesivamente. Se

interpone una película plana frente al rayo AB, en el punto P se produce un diagrama de anillos concéntricos por los conos de los rayos difractados.

Los diagramas de polvo cristalino, según el método de Debye y Scherrer, pueden obtenerse mediante métodos fotográficos o espectrométricos, lo que implica diferencias de equipo. Mientras el primero utiliza un equipo sencillo (generador de rayos y cámara donde va situada la película y la muestra a ser irradiada), el segundo requiere el uso de un goniómetro, o de un detector, para transformar los fotones difractados en pulsos eléctricos, para medir los ángulos y un sistema contador y de un registro de electrónica avanzada. Estos aspectos instrumentales serán tratados más adelante.

Cada método fotográfico espectrométrico tiene sus ventajas, desventajas, y grandes diferencias de costo, siendo el fotográfico más barato que el espectrométrico.

7.2.7 Registro fotográfico en el método del polvo cristalino

Una muestra constituida por el polvo de un cristal, en forma de pequeño cilindro, conglomerado por un adhesivo adecuado, se coloca en la cámara cilíndrica (figura 7.11). Se dispone de un modo que el eje de la muestra sea paralelo al eje de la cámara

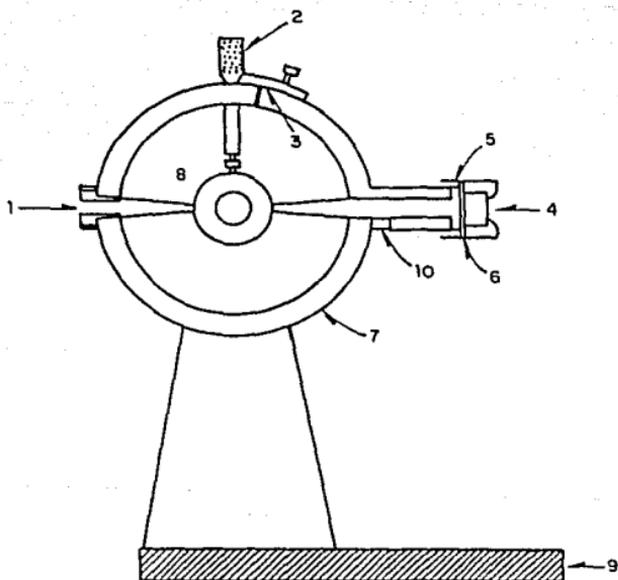


Fig. 7.11 Esquema de la disposición interna de una cámara cilíndrica. 1: sistema colimador; 2: tornillo de centrado; 3: ajustadores de la película; 4: vidrio de plomo; 5: papel negro; 6: pantalla fluorescente; 7: carcasa; 8: portamuestra; 9: base; 10: tubo de salida.

con la película fotográfica situada en la parte interna de la circunferencia de la cámara. Un colimador (1), cuya función es limitar la radiación de rayos X a un fino pincel pero suficiente para cubrir la muestra, está situada en la línea del diámetro de la cámara. Un segundo colimador, llamado tubo de salida (10), permite ver, sobre una pantalla fluorescente (6) el centrado de los rayos X (haz). Cerrada la cámara, se hace rotar lentamente la muestra alrededor de su centro, radiándola en forma simultánea a través del colimador de entrada. La película tiene dos perforaciones que se sitúan a través de los colimadores. Ello permite que el diagrama de difracción de la muestra quede registrado en la película.

A su paso a través de la muestra, los rayos X encuentran cristalitas en todas las posiciones posibles, pero entre ellos habrá siempre un conjunto cuya orientación será tal que un grupo particular de planos (hkl) pueden satisfacer la ley de Bragg. Como se vió anteriormente, las reflexiones particulares individuales de los planos (hkl) de los cristalitas forman un cono de apertura angular 4θ , o sea 2θ de apertura media. Este cono intercepta una película fotográfica produciendo dos anillos circulares simétricos. Puede verse que la disposición de la muestra/película cilíndrica es tal que permite el registro no sólo de los halos difractados en dirección delantera sino también la mayoría de los halos de retro reflexión (para los cuales $2\theta > 90^\circ$). Las características geométricas del método del polvo

cristalino, usando la técnica de registro fotográfico en la cámara cilíndrica, puede verse en la figura 7.12.

En la figura 7.13 puede verse el dispositivo en la cámara cilíndrica, la muestra, la película y las relaciones entre el radio de la cámara (r), la distancia entre dos líneas simétricas ($2L$) y el ángulo de difracción 4θ . La distancia $2L$ existente entre dos rayas simétricas, es proporcional a 4θ y el radio de la cámara, estableciéndose la proporción:

$$\frac{4\theta}{360^\circ} = \frac{2L}{2r}$$

De aquí, conociendo el valor de r , puede deducirse el valor de θ , ya que

$$\theta = \frac{45 * 2L}{r}$$

y con este valor puede calcularse el valor de d en la fórmula de Bragg.

Se considera que el polvo sobre la cual inciden los rayos X está constituido por una sola especie de planos especie cristalina. Tal condición no es indispensable, y esto es lo que permite emplear este método en el cual la identificación de arcillas de suelos formados por varios constituyentes.

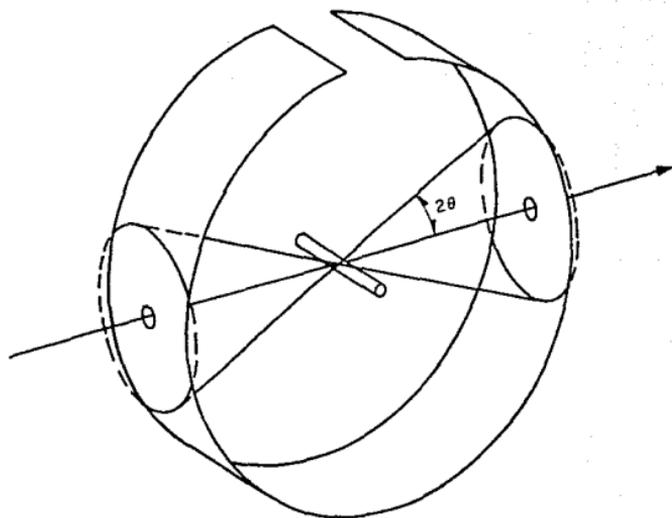


Fig. 7.12 Características geométricas, en el método de Debye y Scharrer, usando registro fotográfico en cámaras cilíndrica.

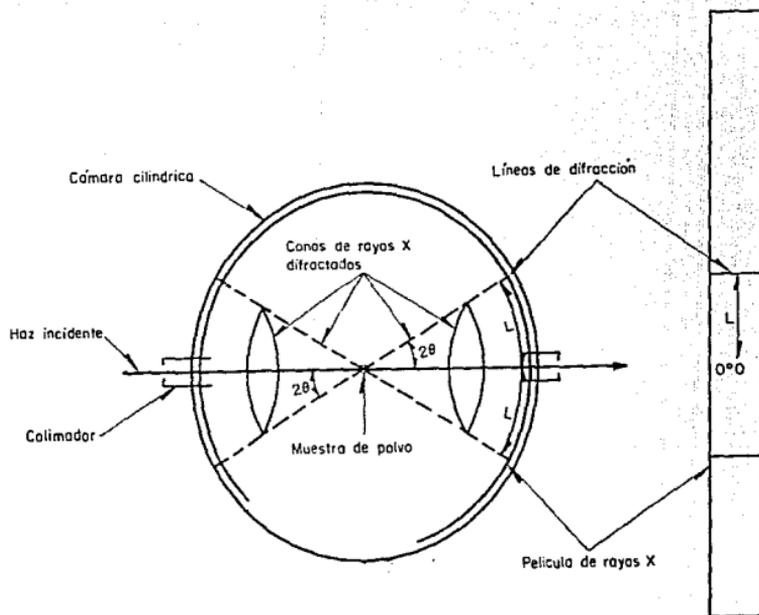


FIG. 7.13 Arcos circulares producidos por la interacción del cono de revolución sobre la película colocada en la cámara cilíndrica (método de Debye-Scherrer). Pueden deducirse fácilmente las relaciones entre el radio de la cámara (r), distancia entre las líneas ($2L$), ángulo de difracción (2θ) que se establecen para una línea de difracción específica.

Según García Vicente (Ref. 74), en los diagramas se obtendrán líneas netas si:

- a. los cristalitas son suficientemente pequeños. En el caso de las arcillas, cuyas partículas son generalmente inferiores a 2μ , esta condición se cumple;
- b. los cristalitas son suficientemente grandes, ya que los cristales muy pequeños dan líneas difusas. Esto ocurre cuando el tamaño es inferior a 0.01μ . La mayoría de las arcillas está formada por partículas de tamaño superior al señalado. No debe olvidarse que el límite máximo de resolución útil de los rayos X es de 100 \AA .
- c. la estructura cristalina es regular, de otro modo se obtienen líneas difusas y
- d. las partículas están distribuidas al azar. Si no lo están se obtienen zonas que serán difractadas más intensamente. A veces se hace uso deliberado de este efecto, como ocurre en la técnica de los agregados orientados.

7.2.8 Cámaras usadas en el registro fotográfico.

Una serie de variantes en el diseño de las cámaras ha sido propuesta de acuerdo al propósito que se desea. Uno de los diseños más difundido es el debido a Burger, el cual tiene, de acuerdo a Klemns (Ref. 75) una serie de características favorables:

- a. el eje de la muestra está fijo respecto al eje de la película;
- b. cuando la cámara y soporte son alineados respecto al haz de rayos X, la cámara puede secarse y reemplazarse sin cambio de alineamiento;
- c. la película se pone y saca fácilmente, y se mantiene firmemente contra la pared de la cámara cilíndrica;
- d. la cámara usa un dispositivo de película de Straumanis, lo cual produce un registro de difracción completo sin pérdida de selectores cercanos a $\theta = 0$ y 90° ;
- e. el paso del rayo directo está protegido de interrupciones o difusión por el aire y

- f. el diámetro de la cámara es escogido de tal manera que las distancias medidas sobre la película pueden ser convertidas directamente a grados de θ .

El tamaño de las cámaras depende del propósito del trabajo. Una cámara de gran radio da líneas más dispersas para una longitud de onda dada, con lo que se facilita la interpretación y exactitud de los resultados por la mayor separación de las líneas. El contraste se incrementa con el radio; sin embargo, la intensidad disminuye con el cuadrado de la distancia de la muestra a la película y el tiempo de exposición también aumenta, lo cual es un defecto. Cámaras de radio pequeño dan diagramas más intensas, con tiempos de exposición más cortos, debido a que radiación difractada es menos absorbida por el aire de la cámara. Hay cámaras con aditamento de vacío y casi todas incluyen un dispositivo para insertar filtros destinados a eliminar la radiación beta.

7.2.9 Difractografía de rayos X en el método del polvo cristalino

El principio del difractómetro se conoce desde la época en que Bragg, en 1913, aplicó el espectrómetro de ionización para medir las reflexiones a partir de cristales aislados.

Las deficiencias de la cámara de ionización para este propósito motivaron la aplicación del detector ideado por Geiger y Müller.

En 1928 LeGalley diseñó un instrumento que contenía muchas de las características fundamentales del espectrómetro de rayos X con contador Geiger y el sistema de aplicación más grande y general fue desarrollado por Parrish, en 1947.

Para registrar los diagramas en polvo en forma automática el difractómetro usa un detector de gran sensibilidad para los rayos X en lugar de la película. El detector (de centelleo, Geiger o proporcional) recorre la superficie externa de la muestra plana buscando la dirección de difracción del haz incidente. El aparato consta de un mecanismo registrador capaz de imprimir la posición y simultáneamente la intensidad del haz difractado. Los valores angulares, mediante el uso de tablas, que resuelven la ecuación de Bragg, se transforman en valores $d(hkl)$.

La muestra plana (o curva) tiene generalmente una superficie de 200 mm^2 . El haz de rayos divergentes, difractado por la muestra, pasa a través de una ranura estrecha y penetra al detector, el cual se hace girar a una velocidad 2 veces más que la de la muestra; de este modo, la superficie se encuentra siempre a 0° cuando el detector se encuentra a $2\theta^\circ$. Otros sistemas de ranuras se utilizan para colimar el haz. Un goniómetro hace girar (rotar) el detector y la muestra a una velocidad determinada y el

diagrama puede registrarse usando un sistema de conteo o dibujándolo sobre papel de registro a medida que progresa el barrido angular. El registro impreso muestra las intensidades como función de los ángulos de reflexión 2θ . Si se utiliza el método de discriminación de amplitud de pulsos, puede rebajarse el fondo o ruido (background) del diagrama; existen otros medios que permiten rebajar el fondo, tales como el uso de monocromadores, cámaras de vacío y otros.

La precisión de un difractómetro, en cuanto a la medición de ángulos e intensidades relativas, es mayor que la que se obtiene por los métodos fotográficos. Además, no siempre es necesario explorar el espectro entero, ya que generalmente una cierta porción de él es suficiente para obtener la información requerida.

7.2.10 Instrumentación

La instrumentación requerida para la difracción de rayos X, usando el método del polvo cristalino, consiste en tres partes fundamentales:

- a. una fuente de radiación, que consiste en un tubo de rayos X, un generador de alto voltaje y controles;

- b. el difractómetro (goniómetro y detector) y
- c. un discriminador (SAP), equipo contador y graficador.

Un esquema de este instrumental, con sus unidades más importantes, puede verse en la figura 7.14.

El sistema de registro fotográfico utiliza también la misma fuente de radiación y generador, excepto en que una cámara cilíndrica, con su película adosada internamente, sustituye al difractómetro, detector y además partes del equipo.

7.2.11 Generador y tubo de rayos X.

El generador y el tubo de rayos X debe poder producir una fuente estable de radiación. Los tubos de rayos X de uso más común son de tipo Coolidge, cerrados herméticamente. Constan de un cátodo de tungsteno y un ánodo o anticátodo hecho de un metal (Cu, Fe, Co, Cr, ...) de acuerdo a la calidad de la radiación que se desea obtener. El cátodo se calienta a temperatura elevada, alrededor de 2200°C cuando los electrones se aceleran con una diferencia de potencial del orden de 30 a 60 KV. La transformación de electrones en rayos X es un proceso ineficiente, ya que más del 98% de la energía de los electrones se transforma en calor. Por esta razón el ánodo debe ser refrigerado con agua enfriada bajo

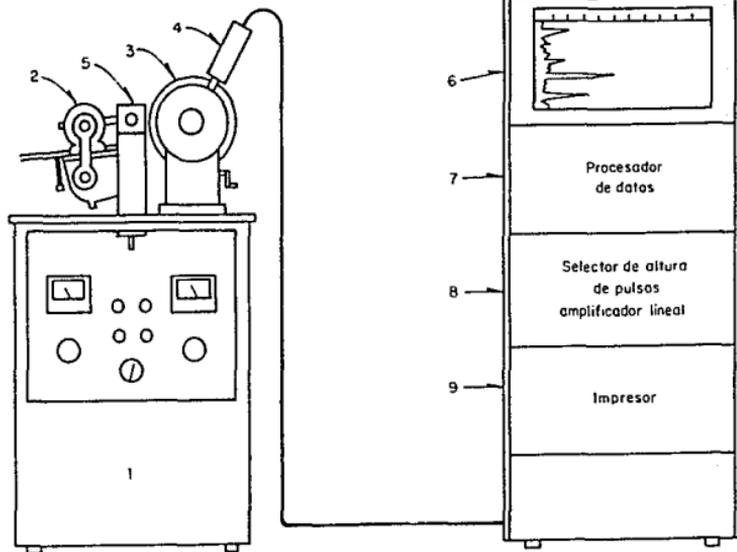


Fig. 7.14 Esquema de los principales componentes que constituyen un equipo de difracción de rayos X NORELCO Philips (120-101-00). 1: generador de rayos X, con sus controles e indicadores de kV y mA; 2: cámara cilíndrica que puede ser usada simultáneamente con el difractómetro, para registro fotográfico de espectros; 3: goniómetro; 4: detector de centelleo; 5: torre que aloja el tubo de rayos X; 6: inscriptor incluyendo marcador de grados; 7: procesador de datos, incluyendo memorias, contadores, etc; 8: Selector de altura de pulsos (SAP), amplificador lineal, constante de tiempo, etc.; 9: impresor.

20°C. Los tubos se construyen en forma tal que el agua de enfriamiento puede circular en torno al ánodo, en su porción posterior. A fin de facilitar un buen enfriamiento, la parte superior del tubo de rayos X se construye en forma de bloque de cobre. Un esquema de un tubo comercial puede verse en la figura 7.15.

El filamento del cátodo va colocado en un cilindro de Wehnelt a fin de lograr una focalización fina del haz de electrones. El tubo se mantiene a un vacío de 10^{-6} mm de Hg y está sellado en la fábrica. Los rayos X producidos en el ánodo salen del tubo a través de una ventana de berilio metálico con una pequeña adición (0.2%) de titanio.

La función del cilindro de Wehnelt, que es metálico y se mantiene a un alto voltaje negativo similar al del filamento, es repeler los electrones y focalizarlos en un punto preciso del anticátodo. Los rayos X producidos radian en todas direcciones posibles. Generalmente los tubos de rayos X constan de cuatro ventanas que pueden ser usadas en forma simultánea.

Es frecuente el uso de un goniómetro y cámara cilíndrica para registro fotográfico.

Existen tubos llamados de cátodo frío, en los cuales el anticátodo y el filamento pueden ser fácilmente cambiados. Tales

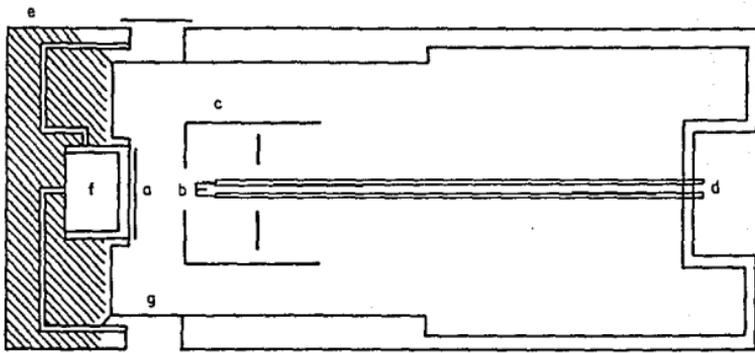


Fig. 7.15 Esquema de un tubo de rayos X (cátodo caliente): a) ánodo; b) filamento; c) cilindro de Wehnelt; d) alambres del filamento; e) bloque del ánodo incluyendo los canales de agua de refrigeración; f) filtro de agua.

tubos requieren el uso permanente de una bomba rotatoria de vacío y otra de difusión, para obtener el alto vacío de operación. El uso de bombas implica una serie de inconvenientes, ya que la presión dentro del tubo es crítica.

El generador proporciona un alto voltaje (KV) y corriente de filamento (mA) al tubo de rayos X. El voltaje alterno que se utiliza puede ser 220 ó 110 voltios, se lleva a 30 ó 50 KV mediante un transformador y se rectifica para obtener corriente continua. Para este objeto se usa generalmente el generador de Greinacher, dispositivo que utiliza un sistema de válvulas rectificadoras en oposición y condensadores de gran capacidad. En forma alterna se van cargando los condensadores, cada 1/150 de segundo. La diferencia de potencial que aparece (20K voltios) alimenta el tubo de rayos X y los condensadores actúan como reguladores de la tensión.

La intensidad $I(\lambda)$ de una longitud de onda característica producida por el ánodo del tubo de rayos X está dada por la expresión:

$$I(\lambda) = KmA [KV - V_c]^n$$

en la cual K es una constante, V_c es el potencial de excitación crítico de la longitud de onda concerniente y mA, miliamperios. El exponente n tiene un valor alrededor de 1.6. Para generadores

de potencial constante, se estima usar el valor de KV de 3 a 5 veces V_G . En el cuadro 1 pueden verse los valores óptimos de KV para distintos anticátodos, así como los potenciales de excitación críticos.

CUADRO 7.1. Algunas características de los ánodos (anticátodos) usados en difracción de polvo (según Jenkins y de Vries. Refs.71 y 72).

Anticátodo	Número atómico	$K^{\alpha}_{1,2}$	Potencial de excitación crítico (KV)	KV óptimo
Cu	29	1.524	8.98	20 - 45
Cr	24	2.291	5.99	20 - 30
Mo	40	0.710	20.00	60 - 80
Fe	26	1.937	7.11	20 - 35
Co	27	1.791	7.71	25 - 40

7.2.12 Difractómetro y sistema de detección

Los diagramas de rayos X usa la técnica del polvo según el método de Debye y Scherrer, pueden ser afectados con igual o mayor precisión que el método de la cámara (fotográfico) mediante el sistema difractométrico. La interpretación es más segura, rápida, y entrega más información.

Un detector de rayos X se usa en lugar de la película para recibir las reflexiones desde la muestra. Estas reflexiones son integradas, amplificadas, y permiten registrar picos sobre una carta, correspondientes a las líneas de difracción que se obtiene en la película.

El principio del difractómetro (espectrómetro) es que el movimiento del detector se efectúa a un ángulo θ respecto a los planos que difractan y a un ángulo 2θ respecto a los rayos incidentes. El detector y la muestra se montan en un goniómetro de precisión y los detectores pueden ser contadores de centelleo, contadores proporcionales o contadores Geiger-Müller.

El principio puede verse en la figura 7.16. Se usa una muestra plana (A) que se irradia con un haz de rayos X que emerge de una ranura a un cierto ángulo θ . Considerando no sólo los cristales de la superficie de la muestra, puede advertirse que los rayos reflejados con un cierto ángulo θ desde todos los puntos de la

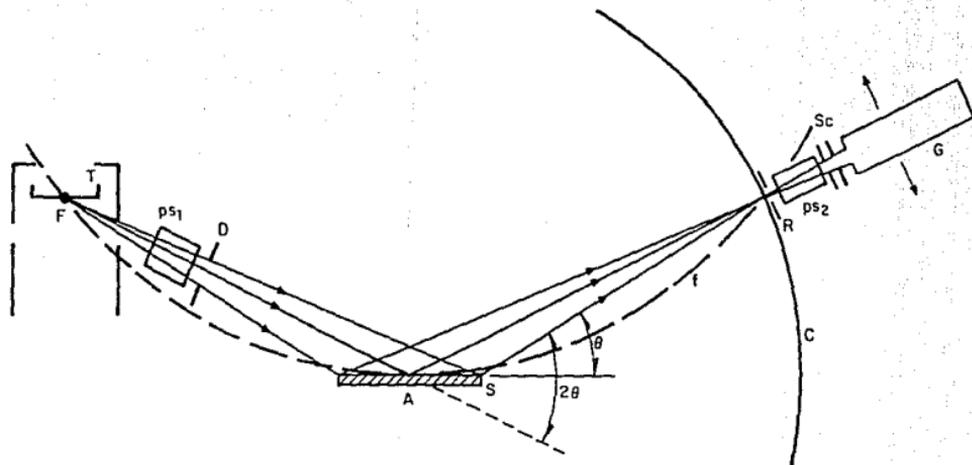


Fig. 7.16 Geometría del difractor de rayos X (Bragg y Brentano). T: anticátodo; F: foco lineal; PS₁: rejilla de paralelismo (Soller); D: ranura de divergencia; S: muestra; A: eje de rotación; R: ranura de recepción; PS₂: rejilla de paralelismo (Soller); Sc: rejilla de anti-difusión; entrada del detector; G: detector; f: círculo de enfoque; C: círculo de giro del detector (según Vogel, Goniómetro Philips)

muestra, convergen en una línea simple inerte a la cual se sitúa el detector. La muestra gira lentamente alrededor de su eje y el detector gira en torno al mismo eje, pero a velocidad doble. Como el detector va montado en un goniómetro provisto de un vernier, la posición puede apreciarse a centésimas de grado. La intensidad de las líneas del diagrama Debye y Scherrer, como las que se muestran en la figura 7.20 pueden leerse directamente en función del ángulo de reflexión. El sistema detector va conectado a un registrador capaz de imprimir la posición y simultáneamente la intensidad del haz difractado en función del ángulo de difracción.

La geometría del sistema de la figura 7.16 se conoce con el nombre de geometría de focalización de Bragg y Brentano, y está caracterizada por un haz divergente emitido por la fuente de rayos X (F), que incide sobre la muestra plana (A). El rayo difractado pasa a través de un colimador (R) y de ahí al detector (G). La magnitud de la divergencia está determinada por el tamaño focal efectivo y por una combinación de colimadores (de divergencia (D) y antidifusión (Sc) cuyo objetivo es reducir la divergencia vertical del haz.

La divergencia lateral está determinada por dos series de colimadores verticales de lámina (ranuras de Soller) (PS_1 , PS_2) situados entre el foco y la muestra y el colimador de difusión (Sc).

El uso de colimadores de divergencia de diversos tamaños (y también los de antidifusión y de recepción) varía de acuerdo al ángulo que se quiere determinar. Se requieren aperturas angulares más estrechas para ángulos 2θ más pequeños, las cuales permiten obtener medidas de mayor precisión a expensas de la intensidad.

La función del detector es transformar los fotones de rayos X difractados en pulsaciones eléctricas (pulsos de voltaje), las cuales son contadas o integradas por el equipo contador. Varias formas de indicación visual para medir la intensidad de los rayos son susceptibles de usar.

El contador Geiger fue el primero que se usó tanto en técnicas difractométricas como espectrográficas. Los rayos X que a él llegan producen una ionización del gas que lo llena (argón, kriptón) susceptible de ser medida. Tienen un uso limitado por su pequeña capacidad receptora (1000 cuentas/seg) de baja eficiencia cuántica, e imposibilidad de discriminar altura de pulsos. Tienen larga vida y sensibilidad uniforme (Ref. 76).

El contador proporcional consiste en un tubo lleno de xenón montado sobre un armazón electrónico, con un preamplificador y un cátodo. Pueden obtenerse registros de cuentas superiores a 100 000 cuentas/min y tienen excelente resolución cuando operan en conjunto con un analizador de altura de pulsos. Se usa

frecuentemente en difracción. Mayor eficiencia tiene el llamado detector proporcional de flujo, cuyo ámbito de trabajo va sobre longitudes de onda 1.2 Å.

El contador de centelleo es el detector de rayos X más usado. La absorción de los rayos producen ionización en un cristal de talio-yoduro de sodio (phosphor), la cual se transforma en pulsos de voltaje mediante fotomultiplicadores. Tiene una eficiencia de detección muy elevada y adecuada a la mayoría de los usos analíticos, alta eficiencia cuántica en todo el espectro, con niveles superiores a las 100 000 cuentas/seg.

En la actualidad se cuenta con detectores de alta resolución como los Si(Li) (silicio cristalino con litio difundido), los cuales son de alto costo y además necesitan mantenerse todo el tiempo a muy bajas temperaturas (-100°C o menores).

7.2.13 Cuentas, registro y procesamiento de la información.

Los instrumentos modernos disponen de un panel electrónico capaz de desempeñar una serie de funciones tanto para espectroscopía como difracción. De esta forma se puede:

- a. amplificar los pulsos provenientes del detector;

- b. discriminar contra ciertos pulsos que no caen dentro de ámbitos de amplitud preestablecidos, mediante el analizador de altura de pulsos;
- c. contar los pulsos en forma continua, en forma de cuentas fijas o en forma de tiempos fijos. Una pantalla (digital read-out) permite saber instantáneamente las cuentas, tiempos o relaciones cuentas/ tiempo acumuladas, y
- d. promediar los pulsos recibidos en el medidor de señales integradas para producir una lectura analógica continua. El registro sobre papel puede hacerse en forma lineal o logarítmica; un dispositivo permite marcar los grados de avance del papel y conocer la posición angular de los picos. Estos, que representan distancias interplanares o interatómicas, al ser registrados permanentemente, permiten ser comparados en forma cualitativa y cuantitativa.

Producción de radiación monocromática

Tanto en difracción simple (de registro fotográfico) como en difractometría, es necesario disponer de radiación lo más monocromática posible la cual se puede obtener pura a expensas de la pérdida de intensidad. Por esta razón se emplea casi siempre, la monocromatización parcial que se obtiene con el uso de filtros

β , la selección de altura de pulsos y el uso de monocristales monocromadores (Ref. 77).

Filtros usados para obtención de radiación monocromática.

La radiación X contiene, junto a las fuertes líneas K_{α} , líneas K_{β} más débiles, además del espectro continuo. Estos últimos componentes pueden disminuirse haciéndose pasar los rayos a través de un elemento cuyo quantum de absorción K se encuentra entre el doblete K_{α} y el doblete K_{β} del elemento usado como anticátodo en el tubo de rayos X. Algunos elementos absorberán fuertemente las líneas K y débilmente las líneas K_{α} . Esta absorción debilita también la línea K_{α} pero mantiene un nivel de energía adecuado para la mayoría de los propósitos de análisis.

Los filtros consisten en láminas metálicas, pero si no es posible reducir el metal a una lámina, entonces se puede usar un óxido del metal. En el cuadro 7.2 se representa una lista de los filtros más comunes usados para diferentes anticátodos, así como su grosor y su peso por cm^3 .

Cuadro 7.2 Filtros usados para obtener radiación monocromática (según Jenkins y de Vries) refs. 71 y 72.

Elemento (anticá- todo)	K_{α} (Å)	Filtro	Grosor del filtro (μm)	Densidad (gr/cm)	Transmi- sión (%) (K_{α})	Transmi- sión (%) K_{β}
Cr	2.291	V	11	6.00	58	3
Fe	1.937	Mn	11	7.43	59	3
Co	1.791	Fe	12	7.87	57	3
Cu	1.542	Ni	15	8.90	52	2
Mo	0.710	Zr	81	6.50	44	1

Un ejemplo de la eficacia del filtro puede verse en la figura 7.17 que está usando radiación de cobre y filtro de níquel. La radiación K_{β} es fuertemente reducida, en tanto que la radiación $\text{Cu-}K_{\alpha}$ decrece a la mitad.

El uso de filtros señalados en el cuadro 2 determina que la intensidad de la línea K_{β} sea alrededor de 1/600 de la intensidad de K_{α} . A su vez, la línea K_{β} será reducida a 1/3 o 1/2 del valor que tiene la radiación no filtrada.

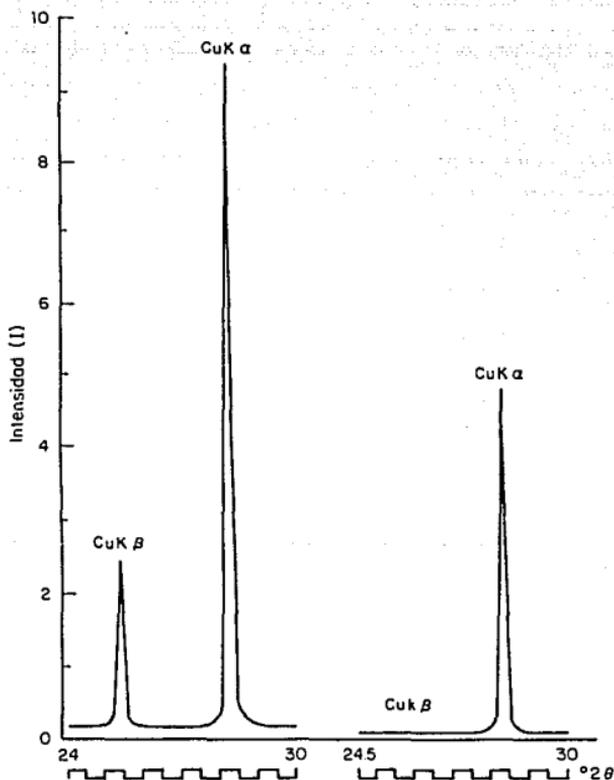


Fig. 7.17 Registro difractométrico de la línea 111 de polvo de silicio. (A) sin filtrar, (B) con un filtro - de Ni de 0.018 mm de grosor, colocado sobre el co limador de recepción (según Parrish y Roberts).

7.2.14 Uso del selector de pulsos (SAP)

El uso de un selector contador de centelleo o contador proporcional junto con un analizador de altura de pulsos, facilita otro método de monocromatización. La amplitud media de estos pulsos en los detectores es proporcional a la energía de los cuantos de rayos X que los producen. Se coloca el nivel inferior (base) del analizador de modo que se eliminen todos los pulsos situados bajo una amplitud seleccionada, y el nivel superior (ventana) en forma que rechaze todos los pulsos sobre la amplitud seleccionada, de manera que puede considerarse al sistema en forma que transmita solo pulsos dentro de los límites de rayos X de energía determinada. Puesto que la resolución propia del detector/selector de altura de pulsos es pobre (15 a 50% según sea el detector empleado y la energía de la radiación medida), nunca será posible usar esta combinación por sí misma para separar la componente K_{α} de la K_{β} (Jenkins y Vries). Sin embargo, una combinación de un filtro- β más SAP, proporciona una radiación virtualmente monocromática para la mayoría de los propósitos. Además, el SAP elimina casi completamente la radiación indeseable proveniente de la fluorescencia de la muestra.

7.2.15 Uso de monocromadores

El uso de cristales monocromáticos proporciona radiación monocromática casi pura. El cristal monocromador es un dispositivo mediante el cual la línea K_{α} proveniente del anticátodo es aislada mediante el uso de un cristal adecuado, pasando a ser el rayo difractado el haz incidente primario para el estudio particular que se requiere (Klug y Alexander. Ref. 68).

Este procedimiento produce un rayo constituido por las longitudes de onda del doblete K_{α} además de muy pequeñas cantidades de componentes armónicos. Tal rayo dicromático sirve como radiación monocromática.

Existen muchos métodos, tipos de cristales monocromáticos, por ejemplo yeso, cuarzo, β -alúmina, pentaeritrol, fluorita y otros. También hay muchas formas, pero el más común en difracción es el llamado de tipo Johann, o el de Frankuchen.

El uso de radiación monocromática conduce a diagramas carentes de fondo (background), hecho de gran importancia para algunos estudios. Este mismo hecho compensa la reducción de intensidad del doblete K_{α} respecto al rayo original.

d	3.58	7.18	1.49	7.18	$Al_1 Si_2 O_3 (OH)_4$					
I/I ₁	100+	100	100	100	Aluminium silicate hydrate			Kaolinite (8-A 715 Disordered form)		
Rad. CoKa	A.17902A filter Fe				d A	I/I ₁	hkl	d A	I I ₁	hkl
Diam. 19.20 cm	Cut off. Coll.				7.18	100	001	1.210	108	204
I/I, Visual	d.catt. abs.?				4.48	80	02	1.287	20	241 401
Ref. Robertson, Brindley, Markenzie, Am Min 39-118-38 (1964)					3.58	100 _P	002			734 063
					2.565	80	201, 130	1.265	10	322
Sys. Pseudo-monoclinic SG					2.502	80	131, 200	1.249	5	202, 400
Se 5.16 be. 93 Ce 7.39 A0.578	C 0.828				2.286	80	003 -	1.236	30 _B	102, 261
$\alpha \beta 104.5^\circ \gamma$	Z 2 Dx 2.600				2.341	80 _B	202, 131	1.104	10 _B	006
$\xi \alpha \quad \eta \omega \beta \quad \xi \gamma \quad \text{Sign}$					2.206	10 _B	132, 201			
2V D mp Color white					1.289	40 _B	203, 132			
Ref. Ibid.					1.789	40	004			
					1.666	50 _B	204, 133			
					1.541	10 _B	134, 203			
					1.488	100 _B	060, 331			
					1.458	30 _B	332, 061			
							330			
Kaolin clay from pagu, Tanganyika. Also electrón. Optical and differential thermal data and chemical analysis given					1.432	20	005			
					1.375	10 _B	331			
					1.339	10	135			

Fig 7.18 Tarjeta con las informaciones del diagrama de difracción de rayos X de caolinita (Pagu, Tanganyika) según JCPDS

1

d			2		8					
I/I ₁			3							
Rad. Dim. I/I ₁ Ref.	A Cut off		4	Filter Coll. d corr. abs. ?	dA	I/I ₁	hkl	dA	I/I ₁	hkl
Sys Se Ref.	be β	Ce γ	5	S.G. A Z c			9			
Ca 2V Ref.	D	ηωβ mp	6	ζ γ Color Sign						
7										

Fig 7.19 Clave de las informaciones proporcionados en una tarjeta del fichero JCPDS

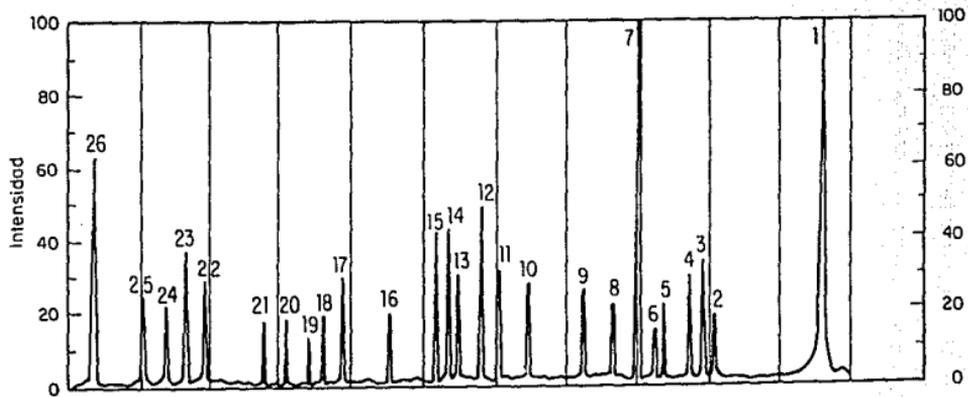


Fig. 7.20 Diagrama de una caolinita standard (Hirschauer-Kaolin, Bayern/Selb) obtenida con radiación X K α -Cu, 35kV-20mA, filtro de Ni y SAP. Difractómetro Philips Norelco (según Besoain).

A continuación en las figuras 7.18, 7.19 y 7.20 se puede ver como se clasifica la información dada por los difractogramas, por medio de tarjetas JCPDS.

7.3 MICROSCOPIA ELECTRONICA

7.3.1 PRINCIPIOS

La óptica electrónica se basa en tres descubrimientos: a) la prueba de la existencia del electrón dada por J.J. Thomson, en 1887, b) la naturaleza ondulatoria de las partículas de la materia, de acuerdo a la hipótesis de L. Broglie, en 1923 y c) el descubrimiento de lentes magnéticos o eléctricos con simetría axial a partir de partículas cargadas por Bush en 1926.

Al igual que los microscopios ópticos, el propósito del microscopio electrónico es aumentar la capacidad de visión del ojo humano para ver objetos pequeños. Esto se logra mediante el uso de electrones en lugar de luz y de lentes eléctricos o magnéticos en reemplazo de las lentes de vidrio. Con ello se logra observar la imagen de partículas o registrarlas en fotografías.

El microscopio electrónico aventaja al microscopio óptico común en su mayor resolución y aumento. El poder de los microscopios está limitado por el fenómeno de difracción, hecho que determina que cada punto del objeto no se reproduzca en la imagen como un punto sino un disco (llamado disco de aire) rodeado de anillos concéntricos. El diámetro de este disco es directamente proporcional a la longitud de onda e inversamente proporcional al ángulo de apertura de la lente vista desde el objeto. Se define el límite de resolución como la distancia entre dos puntos del objeto, cuyos discos corresponden a la imagen, están separados de modo que el borde de uno coincida con el centro del otro.

Puede aclararse que el límite de resolución de un microscopio que usa luz visible ($\lambda = 0.5\mu = 5000 \text{ \AA}$) es aproximadamente 0.2 (2000 \AA). Para que una luz ultravioleta, como óptica de cuarzo ($\lambda = 0.25\mu = 2500 \text{ \AA}$), es de 0.1 (1000 \AA). Esto significa que cualquiera que sea el aumento que se use en el microscopio óptico no permite distinguir en la imagen puntos del objeto que estén más cerca entre sí que los valores indicados. A grandes aumentos, los discos que representan puntos del objeto crecen en diámetro, sin que se pueda reconocer detalles entre ellos.

De acuerdo al principio de Broglie las partículas en movimiento se asocian a ondas, como lo hace un haz de electrones que se comporta como una radiación cuya longitud de onda asociada es $\lambda =$

h/mv , siendo λ la longitud de onda, m la masa del electrón, h la constante de Planck y v su velocidad. La longitud de onda es dependiente de la energía de los electrones y para electrones de 50 KeV se tiene una $\lambda = 0.05 \text{ \AA}$. Tal longitud de onda es 100,000 veces más corta que la de la luz visible y el límite de resolución teórica de un microscopio electrónico que usa esta radiación es de 0.25 \AA . La mayor diferencia entre el poder de resolución de un microscopio electrónico y uno óptico proviene de la diferencia de longitud de onda de la radiación usada.

Las lentes electrostáticas o magnéticas que se usan en el enfoque de los electrones formando así una imagen en el microscopio de electrones no son tan perfectas como las lentes de vidrio utilizadas en el microscopio óptico. Tienen un defecto pronunciado llamado aberración esférica que hace que los rayos que forman un ángulo apreciable con el eje óptico no se enfoquen en el mismo punto que los rayos que pasan cerca del eje (rayos paraxiales). Por eso es necesario reducir el ángulo de apertura del haz de electrones que sale del objeto mediante un diafragma. Sin embargo, con ello se aumenta el efecto de otra aberración, llamada aberración de difracción. En este último caso, la ecuación de Abbé, indica que

$$d = \frac{0.61 \lambda}{n \sin \alpha}$$

siendo λ = longitud de onda, α = semiapertura de ángulo de la lente y d = poder de resolución o la distancia en Å entre dos partículas que pueden ser detectadas separadamente una de la otra.

En la ecuación, $n \sin \alpha = A$, o sea la apertura numérica del objetivo, siendo n = el índice de refracción del medio entre la muestra y el objetivo y α = semiángulo del cono de la luz que cae sobre el objetivo (un medio de la apertura de la lente, en radianes). La aberración esférica es: $d = kf \alpha^3$ siendo k = constante de proporcionalidad, f = distancia focal de las lentes y α = el semiángulo de apertura de la lente. De acuerdo con la ecuación práctica de Broglie $\lambda = 12.3/V$ (V = voltios), la longitud de onda puede disminuir la aberración debida a la difracción. Sin embargo, el aumento de potencial V resulta en un incremento en la distancia focal con lo que se aumenta la aberración esférica. Como lo indica Bates (Ref. 78), se requiere un compromiso entre estas dos aberraciones a fin de obtener resoluciones ópticas.

Puede calcularse que en condiciones óptimas, con un voltaje de aceleración de 100 KV, una longitud de onda asociada $\lambda = 0.037$ Å y un objetivo de apertura de 27μ m de diámetro, el límite de resolución es de 2.3 Å. Tal límite es 400-500 veces mejor que el del microscopio óptico de luz visible y 200 veces mejor que el microscopio de luz ultravioleta.

En los mejores modelos actuales, por ejemplo Siemens, Philips, Jeol y Zeiss, se puede llegar al rededor de 800,000 aumentos directos y algunos modelos dan resoluciones garantizadas de 1 a 2 Å. En el microscopio de emisión de campo, el inventor fue Müller, invirtiendo el potencial de aceleración y admitiendo pequeñas cantidades de hidrógeno o helio, es decir, usándolo como un microscopio iónico; el poder de resolución es tal que permite ver claramente siluetas de átomos individuales en redes metálicas con aumentos de alrededor de 10,000,000X.

Se conocen varios tipos de microscopios electrónicos, los que pueden agruparse en categorías de transmisión, emisión y reflexión; y pueden existir combinación de ellos.

7.3.2 Microscopio electrónico de transmisión.

El microscopio electrónico de transmisión puede compararse a un microscopio óptico común. La fuente de iluminación (luz visible) se reemplaza por una cámara de emisión de electrones y las lentes de vidrio por campos eléctricos o magnéticos. Como los haces electrónicos son visibles al ojo humano, una pantalla fluorescente reemplaza a la pantalla de vidrio despulido de los microscopios comunes.

Las lentes magnéticas constituyen la base del microscopio electrónico. Cuando la luz pasa desde un medio a otro de diferente densidad es refractada. Del mismo modo, un haz de electrones es refractado cuando pasa desde un área a otra que tiene una densidad de líneas de fuerza magnética o eléctrica, diferente.

Los electrones son desviados por los campos magnéticos o eléctricos y son refractados si los campos se eligen convenientemente. Esto significa que un conjunto de electrones que sale divergente desde un punto puede volver a reunirse en otro punto. Los campos eléctricos o magnéticos con los que se logra refractar los electrones se llaman lentes eléctricos y son llamados de apertura. Consisten en una pantalla delgada en las que se practica una pequeña apertura de modo que se divide en el espacio en dos regiones en las cuales el campo es diferente. El cambio de potencial se verifica súbitamente en la propia apertura. Si v_1 y v_2 son proporcionales y son potenciales a uno y otro lado del lente y V_1 y V_2 la velocidad con que se mueven los electrones en las regiones 1 y 2 respectivamente, se tiene la relación:

$$\frac{\text{sen } \alpha}{\text{sen } \beta} = \frac{v_2}{v_1} \left[\frac{v_2}{v_1} \right]$$

que es comparable a la ley de refracción de la luz (Bru.Ref. 80).

En la figura 7.21 puede verse un esquema de construcción de un microscopio óptico convencional y un microscopio electrónico de lentes electrostáticas y magnéticas. Los principales componentes de un microscopio electrónico convencional son el tubo, que incluye la cámara de emisión, la cámara muestra, las lentes electrónicas y la cámara de proyección, el sistema de vacío y el sistema electrónico de comando.

En el tubo del microscopio se alojan componentes fundamentales. Puesto que sustancias como el aire que dispersan los electrones, el tubo debe estar completamente evacuado de aire, esto es sometido a un alto vacío del orden de 10^{-5} torr. Los electrones son producidos por un filamento de Wolframio en forma de horquilla, rodeado de un cilindro de Wehnelt. Entre el filamento (cátodo) y el ánodo se establece una diferencia de potencial variable entre 40 a 100 KV, con la cual los electrones son acelerados. La función del cilindro de Wehnelt es focalizar los electrones, y para eso tiene una carga negativa respecto al filamento. El conjunto de filamento, cilindro de Wehnelt, ánodo y un electrodo auxiliar constituyen el llamado cañón electrónico. El ánodo consiste en una placa perforada que permite el paso de los electrones hacia el objeto o muestra.

La cámara de muestra está situada en medio del camino de la fuente de radiación. Incluye un dispositivo mecánico que permite el desplazamiento de la preparación durante la observación. Un

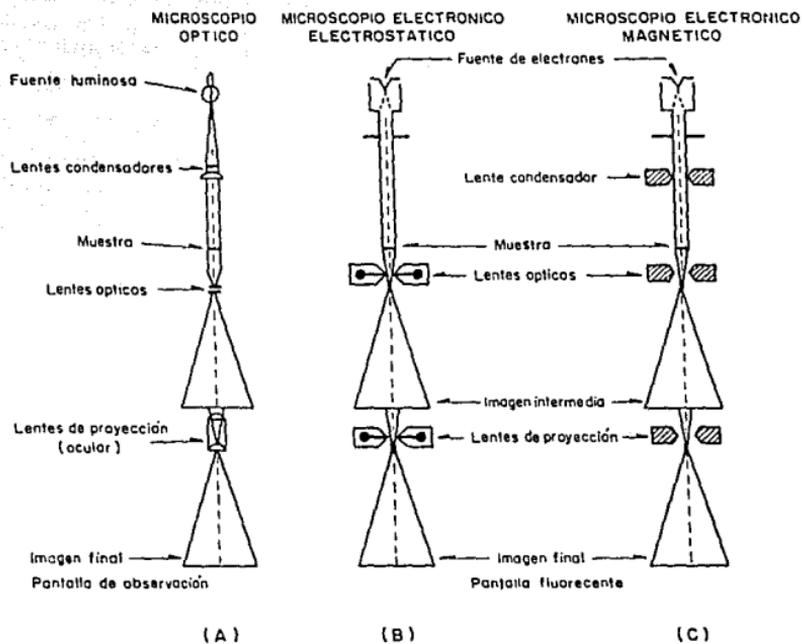


Fig. 7.21 Comparación del paso de los rayos en el microscopio óptico (A), microscopio electrónico electrostático (B), y microscopio electrónico magnético (C).

sistema de válvulas que bloquean el paso del aire, permite que la muestra pueda ser sacada y puesta nuevamente en el microscopio sin pérdida del vacío.

Las lentes están constituidas por campos eléctricos o magnéticos con simetría de rotación. Los electrones libres, debido a su carga negativa, producen un campo eléctrico: además debido a que son cargas en movimiento, producen un campo magnético. Por eso es que los electrones en el vacío pueden ser desviados por un campo magnético o eléctrico, de modo tal que sean focalizados para construir una imagen. Generalmente las lentes se encuentran en posición fija; el ajuste de la distancia focal se logra variando el potencial aplicado a las lentes electrostáticas o a la corriente que circula en la bobina que proporciona o produce el campo magnético en las lentes magnéticas. Una o dos lentes colocadas entre el cañón de electrones y el objeto permite el enfoque del haz de electrones sobre la muestra a fin de obtener una iluminación conveniente. Dos o tres lentes colocadas después del objetivo sirven para formar imágenes sucesivas y una imagen final que se observa en la pantalla fluorescente o se registra en la placa o en película fotográfica.

La cámara de proyección permite la observación y fotografía de la imagen. Para ello se aprovecha la capacidad de los electrones de provocar reacciones fotoquímicas en una pantalla fluorescente, en una placa fotográfica o en una película de 35 mm. Placas o

películas pueden ser cambiadas durante la observación de una muestra sin que haya pérdida de vacío, mediante un sistema de esclusas. Generalmente las cámaras de proyección se construyen de forma tal que varias personas pueden observar la imagen y disponen de un microscopio binocular de 10 aumentos que permite obtener y estudiar detalles. Un sistema de aumentos continuos permite obtener una gama de imágenes sin distorsión. Un exposímetro automático logra negativos adecuados a las condiciones de observación.

La formación de la imagen es muy diferente a la de los microscopios ópticos. En estos el contraste resulta de diferencias en la absorción y reflexión de la luz por el objeto. En los microscopios electrónicos el contraste proviene de la difusión de electrones por el núcleo o la envoltura de los átomos que constituyen la muestra. Luego que los electrones atraviesan la muestra, forman un cono cuyo eje tiene la misma dirección que el rayo original. El ángulo de este cono depende del número atómico del elemento (Z) y del voltaje de aceleración. La claridad de la imagen y el contraste dependen también de la densidad de la masa del objeto y su grosor.

Dependiendo de la disposición de los elementos ópticos del microscopio electrónico, pueden tenerse varios sistemas de formación de imagen: un campo claro, en el cual el objeto aparece contrastado como imagen oscura en el campo claro; en el campo

oscuro, en la que el objeto aparece brillante en el campo oscuro.

Sistema de vacío. Los microscopios electrónicos exigen tener todo el sistema operativo en condición de alto vacío. Este se logra mediante la ayuda de una bomba rotatoria que efectúa el prevacío, obtenido el cual, automáticamente se inicia el vacío propiamente mediante una bomba de difusión de aceite. Un sistema de válvulas y esclusas permiten cambiar la muestra o placas fotográficas sin atenuar el vacío, que es superior a 10^{-4} o 10^{-5} torr.

Sistema electrónico. Los microscopios modernos usan una electrónica del estado sólido y circuitos impresos, de modo que todo el sistema de control es compacto y consume muy poca potencia con la mínima disipación de calor. La tendencia es reemplazar muchos de los componentes mecánicos, por ejemplo relevadores, por circuitos de estado sólido, usar circuitos integrados, semiconductores de silicio y automatizar todos los controles, para que sean a prueba de errores.

Todos los microscopios pueden acoplar un dispositivo de televisión en circuito cerrado. Este sistema es útil sobre todo con fines didácticos. El sistema de televisión permite el aumento, visibilidad y contraste de la imagen, sin aumento de la aceleración electrónica. Con este sistema algunos detalles como los planos reticulares cristalinos o la estructura del contraste

de fases que son difíciles o imposibles de ver sobre la pantalla fluorescente o en fotografías son variables con claridad, además del contraste electrónico, que también puede lograrse.

7.3.3 Diagramas de difracción de electrones.

Debido a la corta longitud de onda de los electrones estos pueden usarse, como los rayos X, para estudios de difracción en cristales. Comúnmente los microscopios electrónicos disponen de las facilidades para efectuar este análisis.

El microscopio electrónico de transmisión permite realizar la difracción con desconexión de lentes y con lentes colocadas. Con lentes desconectadas, un doble condensador permite dirigir la trayectoria de los rayos de difracción hasta la pantalla. El diagrama formado por la difusión de los electrones, según los ángulos de difracción característicos, tienen un área limitada por las aperturas. Cuando las lentes objetivas, lentes adicionales proyectan este diagrama de difracción hacia la pantalla fluorescente con un aumento de dos veces.

La trayectoria del haz permite hacer microdifracción de áreas selectas. Para ello se escoge un punto deseado de la preparación a partir de la primera imagen intermedia producida por el objetivo, al medio del diafragma de selección. El paso de

difracción a imagen o viceversa es muy simple y se efectúa con gran precisión casi sin necesidad de alineamiento.

Las figuras de difracción que proporciona el microscopio electrónico siguen la ley de Bragg ($n\lambda = 2d \sin \theta$) y en ellas cristales transparentes dan diagramas de difracción consistentes en una serie de puntos brillantes (diagramas de Laue). Muestras constituidas por cristales muy pequeños dan diagramas de anillos concéntricos alrededor de una mancha central (diagramas de Debye - Scherrer), como era de esperarse.

Es imposible, dar una reseña completa del microscopio electrónico de transmisión. Conviene para ello acudir a obras especializadas como textos de Hall, Kay, Bates y Beutelspacher (Refs. 81 y 82).

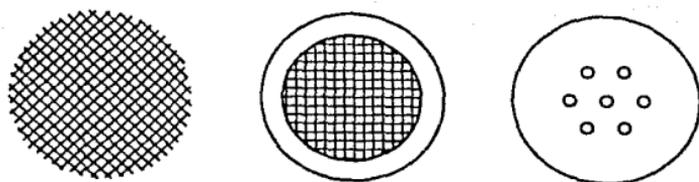
Las innovaciones instrumentales son considerables; por ejemplo, los microscopios modernos pueden efectuar microscopía y difracción a diferentes temperaturas, lo que permite ver en una forma continua los cambios morfológicos que experimenta la muestra. Dispositivos de microanálisis por rayos X están también disponibles, así como aditamentos destinados al examen de preparación de la muestra a baja temperatura (menos de 120°C). Los dispositivos de inclinación que permite inclinar la muestra con respecto al haz electrónico según ejes X/Y, con lo cual se obtiene resultados espectaculares en sustancias cristalinas.

El microscopio electrónico de transmisión tiene dos ventajas respecto al microscopio óptico: no polariza, con lo cual no puede saberse el signo óptico de los cristales, y no refracta los electrones, con lo que se puede estimar el índice de refracción de los cristales (Refs. 83 y 84).

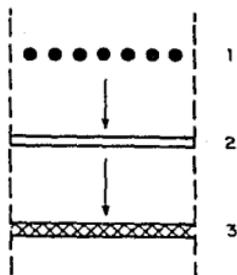
A continuación se muestran unas figuras representativas de las partes y conceptos de un microscopio electrónico.

Por otra parte también se muestran los resultados obtenidos por los métodos térmicos (análisis térmico diferencial DTA, como análisis termico gravimétrico TGA), difracción por rayos X con diferentes tratamientos, descritos en cada figura y microscopía electrónica, con dos fotos tomadas a diferentes aumentos.

Los difractogramas son una reducción de los difractogramas originales, reportándose solo las partes más representativas.



(A)



(B)

Fig. 7.22 (A): rejillas portamuestra. (B): disposición de elementos que constituyen una preparación: 1) muestra, - 2) película de soporte 3) rejilla.

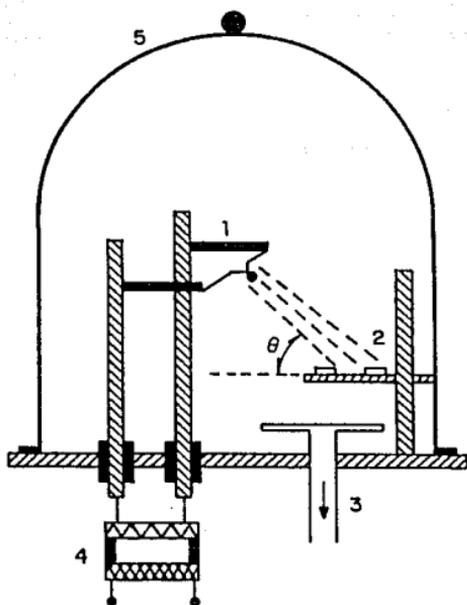


Fig. 7.23 Esquema de un dispositivo de sombreo mediante metales pesados: 1) filamento de W con alambre de Cr; 2) depósitos de la muestra con sus correspondientes rejillas; 3) dispositivo de alto vacío; 4) transformador; 5) campana hermética.

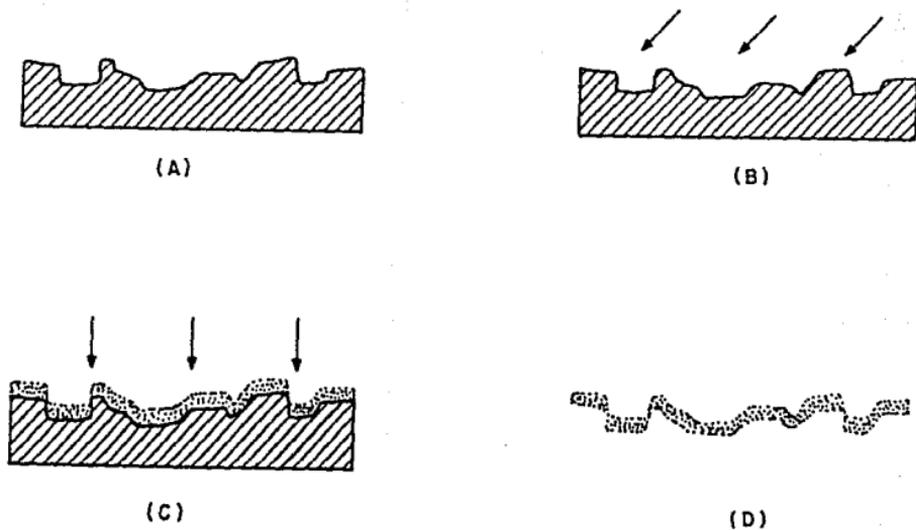


Fig. 7.24 Esquema de la preparación de una réplica de carbono según el método de una etapa. En A) muestra; B) muestra con depósito de oro; C) depositación de una capa de carbono sobre la capa de oro, D) disolución del oro y desprendimiento de la réplica de carbono.

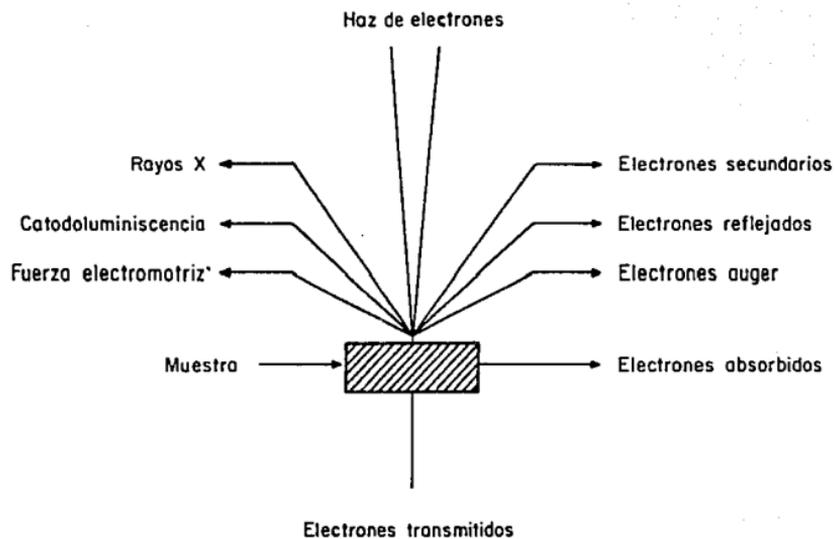


Fig. 7.25 Tipos de señales producidas por la interacción de electrones con la materia, las cuales posibilitan diversas informaciones en el microscopio.

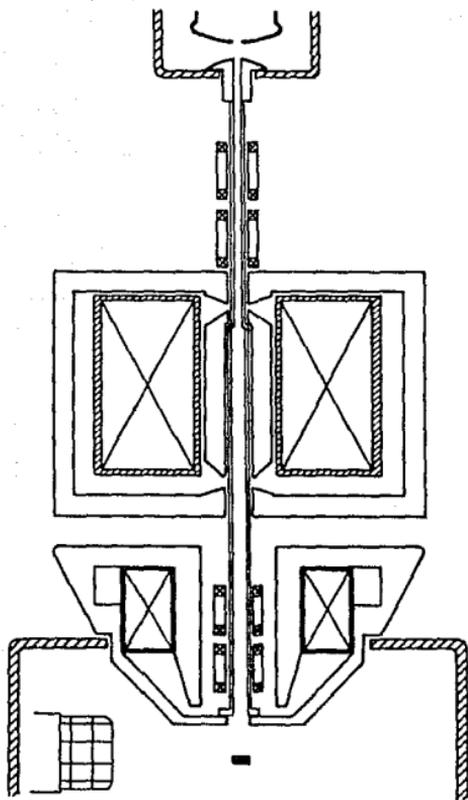


Fig. 7.26 Esquema de un microscopio electrónico de rastreo (scanning electron microscope: SEM). G. cañón - electrónico. A, ánodo. BA. bobinas de alineamiento del rayo. C_1 y C_2 doble lentes condensadores. SC, bobinas de rastreo que determinan el barrido. Sp. muestra. Det: detector para electrones secundarios. La cámara de vacío está encerrada por la pared de la cámara de emisión (que incluye el cañón), la cubierta interna desmontable óptico-electrónica y la pared de la cámara de la muestra. Cortesía de Philips Gloeilampenfabrieken. Eindhoven. The Netherlands.

Sample: SUELO de CROFA 20 D T.A.
Method: DUFLOS

DTA File: C:\SUELO.01
Run Date: 22-Oct-90 11:11

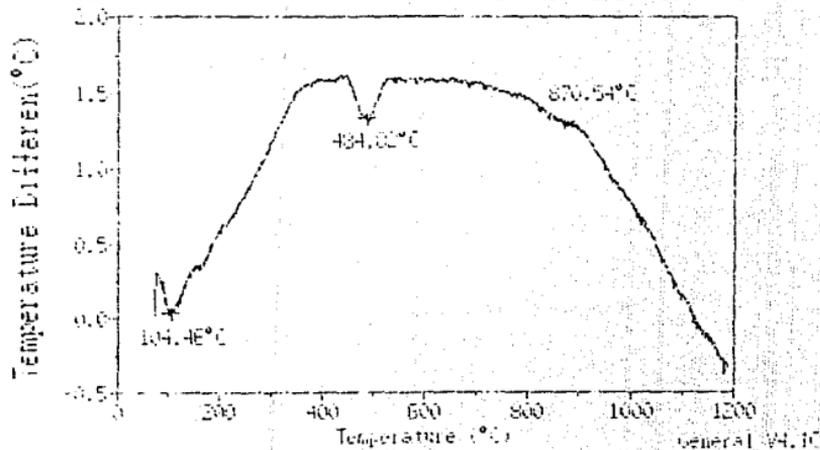


Figura 7.27

Sample: D0407101.D
Method: TGA01.D DE THERMO

TGA File: 01201.D
Run Date: 25-Oct-99 08:40

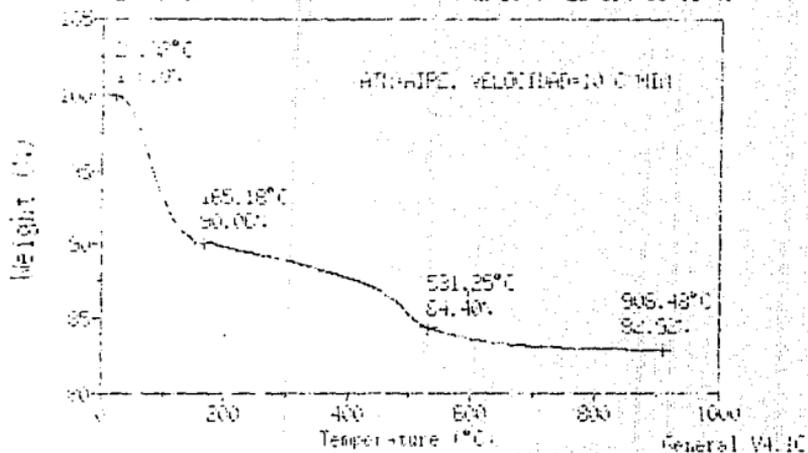


Figura 7.28

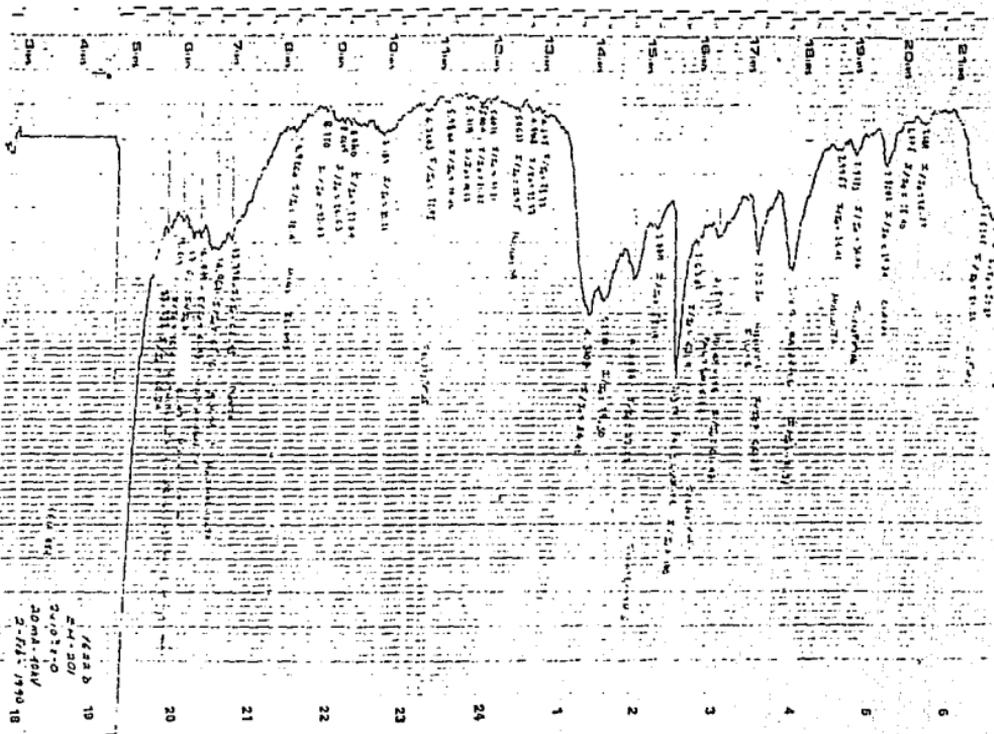


Fig. 7.29 Diagramas de difracción de Rayos X en su estado natural de una arcilla de Zamora, Michoacán.

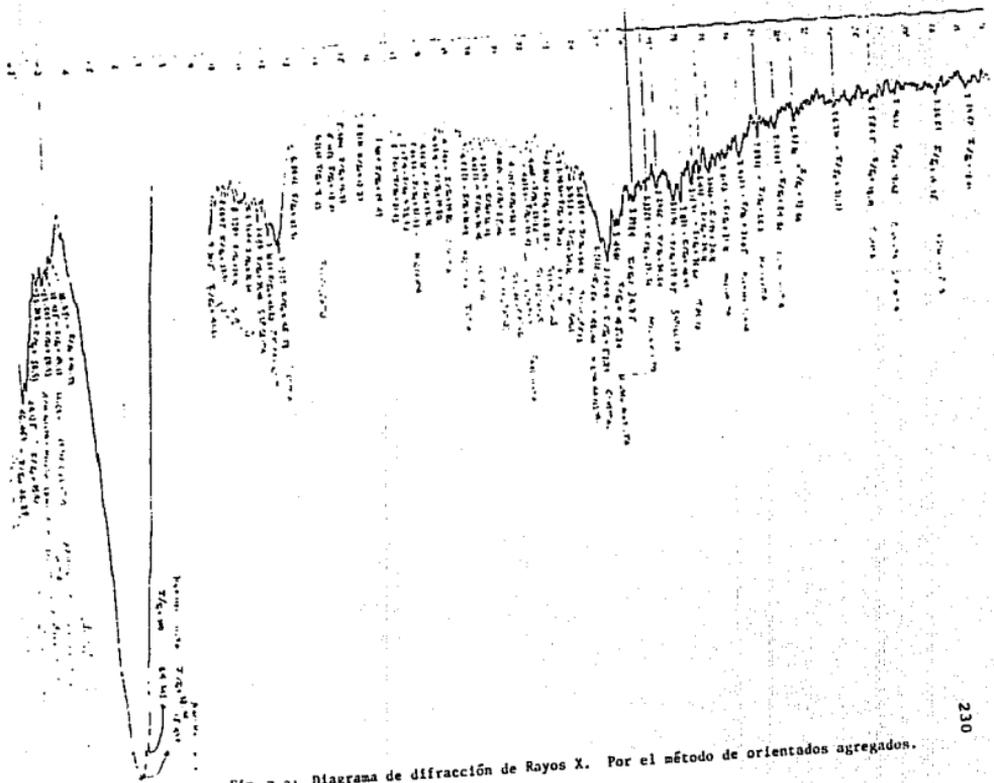


Fig. 7.31 Diagrama de difracción de Rayos X. Por el método de orientados agregados.

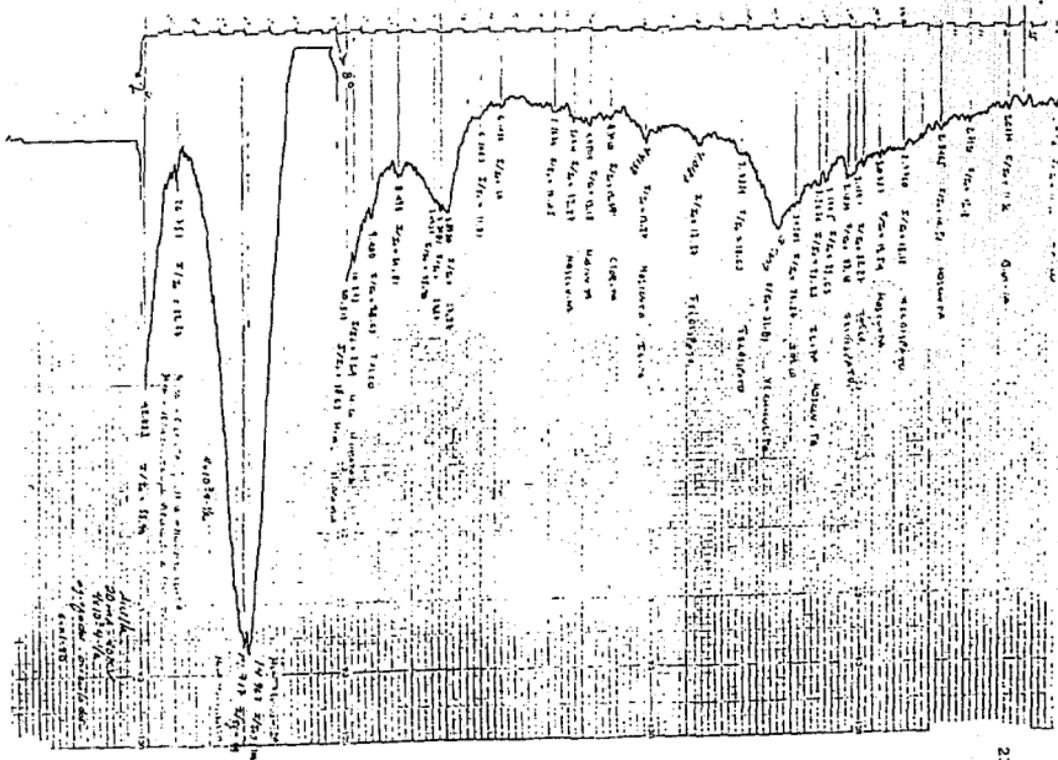


Fig. 7.32 Diagrama de difracción de Rayos X. Por el método de orientados agregados.

Fig. 7.34 Diagrama de difracción de Rayos X de una arcilla con etilenglicol 24 horas a 60°C.

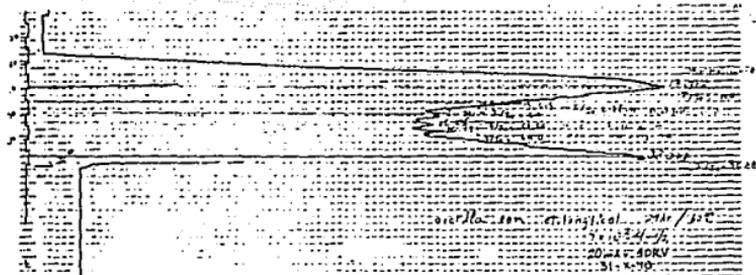
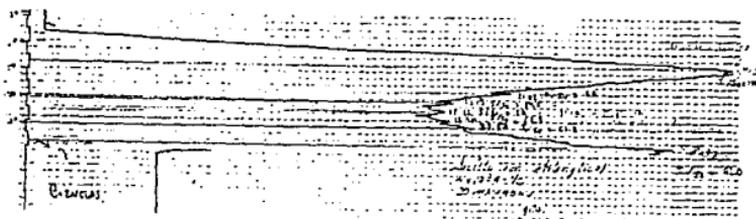


Fig. 7.35 Diagrama de difracción de Rayos X de una arcilla con etilenglicol por el método de la gota.



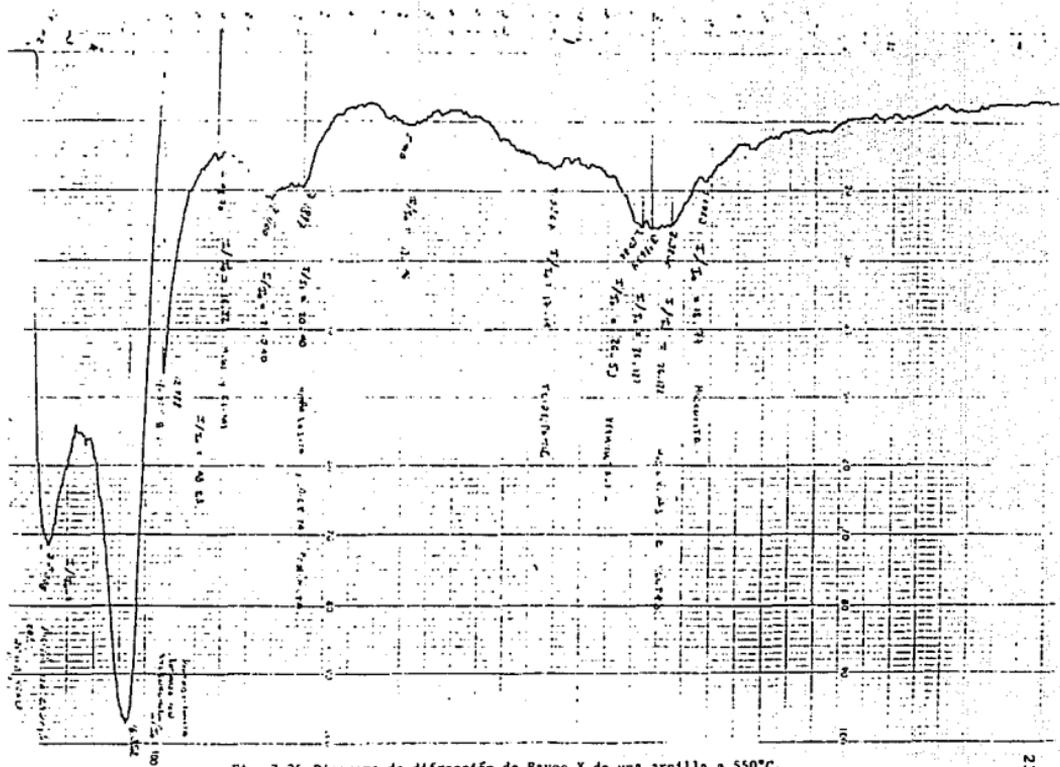


Fig. 7.36 Diagrama de difracción de Rayos X de una arcilla a 550°C.

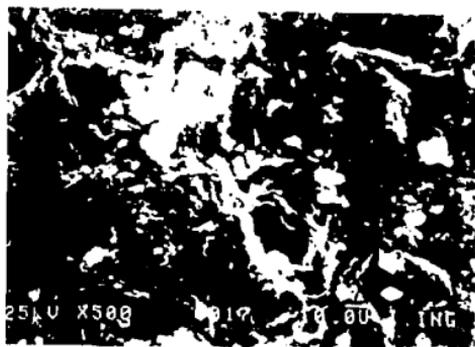


Fig. 7.38. Fotografía al microscopio electrónico de un gránulo de suelo. A 500 aumentos

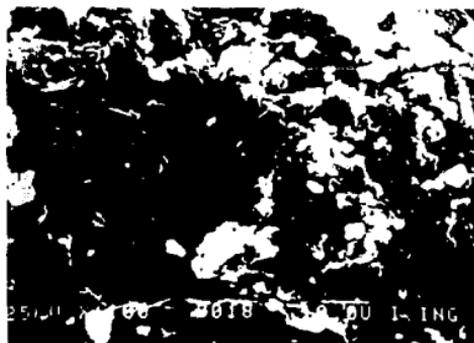


Fig.7.39. Fotografía al microscopio electrónico del mismo gránulo de suelo, con acercamiento de 1100 aumentos.

8. PERMEAMETRO.

8.1 Generalidades.

Con el propósito de tener un parámetro con el cual comparar los datos obtenidos de permeabilidad vertical de nuestro suelo en el prototipo de laboratorio, se usará un permeámetro con el cual se espera tener un mayor control de las variables que se presentan en el estanque solar, así cómo reproducirlas. Se variará el tipo de fluido, en primera instancia agua y en segunda instancia salmuera (NaCl). Siguiendo la misma metodología que se uso para el estanque en la preparación del suelo (contenido de agua óptimo, energía de compactación, etc.).

Por otra parte se hablará acerca de los factores que influyen en la permeabilidad de los suelos y se explicará el funcionamiento de dicho aparato.

8.2 Factores que afectan la permeabilidad de suelos finos.

Los factores que afectan mas el coeficiente de permeabilidad de suelos finos son:

Estructura

Relación de vacíos

Grado de saturación

Composición mineralógica del suelo

Tipo de fluido

a) Relación de vacíos y estructura

La relación de vacíos y la estructura de suelos finos están íntimamente ligados, ya que la relación de vacíos depende de la estructura de los suelos y éstos son afectados por el contenido de agua, por la manipulación del suelo en su metodología de preparación y la energía de compactación.

En experimentos realizados por Mitchell, Hooper y Campanella (Ref. 85) sobre una arcilla limosa se observó que la permeabilidad de los suelos finos se reduce drásticamente al aumentar el contenido de agua de compactación debido al cambio de tipo de estructura, y estos resultados se confirmaron en el trabajo realizado por Auvinet y E. Gutiérrez (Ref. 86), en el que se concluyó que con una diferencia pequeña en el contenido de agua de compactación cercano al óptimo, se logra disminuir el coeficiente de permeabilidad hasta en tres órdenes de magnitud.

La influencia del método de compactación se debe a la magnitud de las deformaciones que se inducen en el suelo; empíricamente se ha observado que éstas son más fáciles de reproducir cuando las muestras se compactan con contenidos de agua superiores al óptimo. En cuanto a la energía de compactación lo que se ha observado empíricamente es que para muestras con un contenido de agua menor que el óptimo, a mayor energía de compactación la permeabilidad disminuye, mientras que las muestras con contenidos de agua altos, al variar su energía de compactación la permeabilidad prácticamente no varía (Ref. 11).

b) Grado de saturación

El grado de saturación es importante debido a que un suelo no saturado al ponerse en contacto con el agua tratará de absorberla, por esta razón se trata de saturar la muestra lo suficiente para así evitar los gradientes de succión.

c) La composición mineralógica del suelo

Las partículas arcillosas llevan una carga negativa, por lo que buscarán balancear su carga y atraer iones cargados positivamente. Dependiendo de los iones que formen la estructura de la arcilla será el intercambio catiónico, es decir, que algunos iones de la arcilla serán reemplazados por iones de los compuestos que estén en contacto con la misma.

d) Tipo de fluido.

Dependiendo de la composición del fluido se facilita o dificulta su paso a través del suelo ya que reacciona con la composición mineralógica de éste.

8.3 Descripción del permeámetro.

El permeámetro esta constituido por 5 partes principales.

- a) Base. La base esta conformada por una pieza de metal la cual en su interior contiene una piedra porosa y una rejilla, la cual tiene la función de repartir uniformemente los fluidos que pasan através de ella, la alimentación a ésta es por medio de un ducto del mismo material.
- b) Anillo. Anillo circular donde se monta el suelo en forma de pastilla.
- c) Embolo. El émbolo puede subir y bajar através de toda la cámara interior y el anillo, contiene en su parte inferior una piedra porosa y malla que distribuye uniformemente el fluido através de ella; el fluido que pasa através de este pistón sale por en medio del tubo que esta unido al pistón.

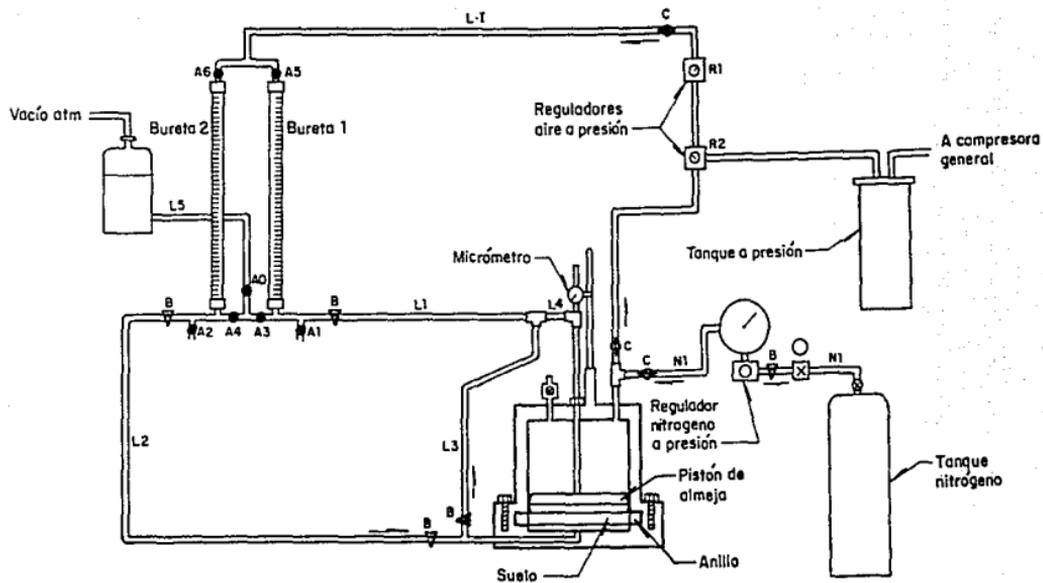
- d) Cámara superior. Está provista de tres entradas, dos para energía confinante (que solo actúan sobre el pistón y no sobre la muestra) y una que es la salida del tubo que está unido al pistón, la cual también nos sirve para poder aplicar contra-presión.

- e) Equipo circundante. Como lo son tanques, válvulas de diferentes tipos, buretas, reguladores, manómetros, etc. (Ver figura 8.1).

8.3.1 Pruebas en el permeámetro

- a) Permeabilidad del suelo compactado a 6 kg/cm^2 con agua destilada a temperatura de laboratorio (21°C - 24°C).
- b) Permeabilidad del mismo suelo usado anteriormente, pero bajo una salmuera saturada (NaCl) al 100%.

Estas pruebas se harán con el fin de conocer el comportamiento del suelo, ya que para la mayoría de los suelos se cumple que su permeabilidad es afectada por ciertos factores, más sin embargo existe poca información con respecto a suelos de este tipo, se sabe que cada suelo puede tener un comportamiento diferente. Por otra parte, no existe nada preestablecido, y su comportamiento puede ser extremo y variado. La humedad utilizada por experiencia es $W_c = W_p + 5\%$ obtenida empíricamente para la mayoría de los suelos.



Aguja ● A Válvulas
 Estera ▽ B Válvulas
 Círculo ⊕ C Válvulas

Fig. 8.1.

Esquema del dispositivo para compresibilidad y permeabilidad al agua con carga hidrostática y contrapresión

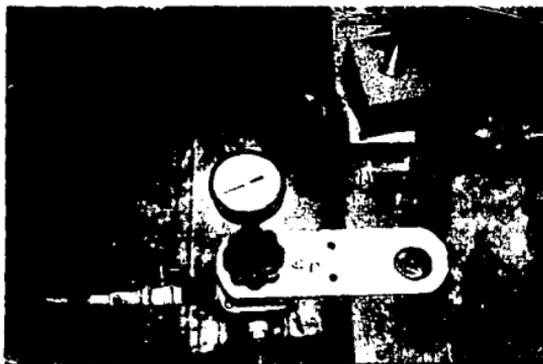


Fig. 8.2. Medidor de presión usado en el sistema del permeámetro.

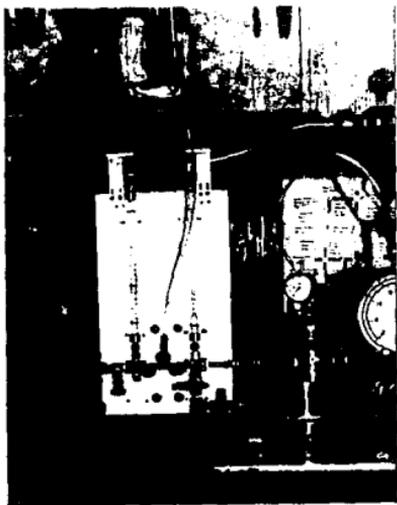


Fig. 8.3. Sistema del permeámetro arriba se puede ver el depósito de agua.

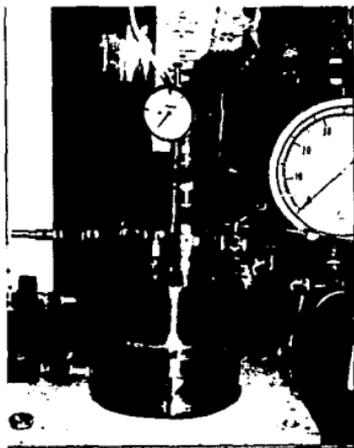
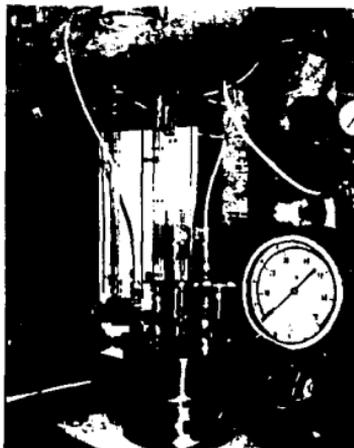


Fig. 8.4. Acercamiento del permeámetro, se puede observar el micrómetro empleado.

Fig. 8.5. Permeámetro de otro ángulo.



8.4 MOVIMIENTO DEL AGUA EN LOS SUELOS.

El agua se mueve en el suelo bajo la influencia de la gravedad, de la acción capilar y por los gradientes de temperatura. La influencia de la gravedad es operante cuando el agua es abundante y los poros del suelo están casi todos ocupados por la fase líquida. Se dice entonces que el suelo está saturado y el movimiento del agua se denomina de flujo saturado, aunque permanezcan bolsas de aire en el suelo.

El movimiento del agua en respuesta a un gradiente de temperatura requiere de un flujo de aire continuo. El agua en el suelo se evapora de las partes más calientes, pasa a través de los poros y se condensa en las partes más frías. Este proceso se denomina transporte de vapor. Es un proceso lento de movilidad del agua pero puede ocurrir en suelos secos donde puede propiciarse un movimiento rápido (Ref. 87).

El movimiento capilar del agua ocurre en respuesta a un gradiente de tensión. La tensión resulta de la atracción de las moléculas de agua a la superficie de las partículas del suelo (adhesión) y entre una y otra (cohesión). La fuerza considerada se denomina tensión de la humedad del suelo. Entre más delgada sea la película de agua alrededor de las partículas de suelo y más pequeños los poros que están llenos de agua, mayor será la tensión de la humedad del suelo. Si hay una diferencia en la

tensión de la humedad del suelo en dos sitios circunvecinos, el agua tenderá a moverse lentamente de la posición de baja tensión a la de alta tensión, tal movimiento se llama movimiento capilar o de flujo no saturado debido a que es el agua capilar la que se mueve de esta manera. El movimiento capilar es lento en los suelos donde los poros son pequeños y es despreciable en los suelos casi secos.

8.5 AERACION DEL SUELO.

1. Efecto de la temperatura, que puede suponer un cambio de aire cuyo resultado de la dilatación y contracción del aire de los poros. También las diferencias de temperaturas entre el suelo y la atmósfera pueden originar un intercambio entre el aire de la atmósfera y el del suelo.
2. Efecto de la presión. Si aumenta, al disminuir el volumen del aire de los poros, puede penetrar el aire exterior. Una disminución de la presión haría salir aire de los poros hacia la atmósfera. Este efecto puede ser 1/100.

8.6 RESISTENCIA DEL SUELO.

Se define como la resistencia de un material a la deformación o ruptura, o bien al grado de cohesión o adherencia de la masa del suelo (Ref. 88).

La consistencia se describe bajo tres condiciones de humedad del suelo: mojado, húmedo y seco.

Consistencia del suelo mojado. Se refiere a contenidos de humedad en el suelo algo mayores a la capacidad del límite. En estas condiciones el suelo se caracteriza por sus propiedades de adherencia y plasticidad.

Plasticidad. Es la propiedad del suelo que se refiere a las posibilidades de cambiar de forma en su masa cuando se le somete a una determinada presión y la de retener esta forma adquirida al eliminar la presión. Es fácil observar si se forman o no tiras con el material del suelo.

Consistencia del suelo húmedo. El contenido de humedad está aproximadamente entre el suelo seco por el clima y la capacidad límite. La mayoría de los suelos en estas condiciones tienen una consistencia que se caracteriza por: 1) una tendencia a desmoronarse en pequeñas partículas; 2) alguna deformación precede a la ruptura; 3) capacidad del material a permanecer en

su forma original cuando está sometido a una presión en conjunto. La resistencia del material decrece con el contenido de humedad.

El término compacto podría usarse solamente para denotar una combinación de consistencia firme y una condición sólida de las partículas.

Consistencia del suelo seco. Se caracteriza por las propiedades de rigidez, resistencia máxima a la presión y mayor o menor tendencia a romperse en fragmentos más bien de aristas salientes y la incapacidad del material fragmentado a adherirse otra vez cuando se le presiona en conjunto.

Consistencia para el suelo cementado. La cementación del material del suelo se refiere a una consistencia dura causada por sustancias cementantes diferentes a los minerales arcillosos tales como CaCO_3 , SiO_2 , u óxidos o sales de hierro o aluminio, son también, concentraciones del tipo pedogenético. La cementación es poco alterada por el humedecimiento. Las descripciones de la cementación implican que tal condición es poco alterada por el humedecimiento.

8.7 INFILTRACION, PERCOLACION Y PERMEABILIDAD.

Infiltración es la penetración del agua en el suelo. Percolación es el movimiento del agua a través del suelo hacia niveles inferiores, especialmente en suelos saturados o casi saturados. Permeabilidad es la cualidad del suelo o de sus horizontes que se relaciona con la transmisión del agua o del aire a todas las partes de su masa.

8.7.1. Infiltración.

Los factores principales que controlan la magnitud del movimiento del agua en la infiltración son:

1. Porcentaje de arena, limo y arcilla en el suelo. Las arenas gruesas favorecen el incremento de la infiltración.
2. Estructura del suelo. Suelos con grandes agregados estables en agua tienen proporciones de infiltraciones más altas.
3. Cantidad de materia orgánica en el suelo. Altas proporciones de materia orgánica sin descomponer propician que una mayor cantidad de agua entre al suelo.
4. Cantidad de agua en el suelo. En general los suelos mojados tienen menor infiltración que los suelos secos.

5. Temperatura del suelo. Los suelos calientes permiten mayor infiltración del agua que los suelos fríos.

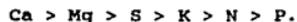
8.7.2. Permeabilidad.

Las características que determinan la rapidez con la cual el aire y el agua fluyen a través del suelo, describen lo que se conoce como permeabilidad.

El agua es movilizada en el suelo como líquido o como vapor, principalmente a través de los macroporos. Esto significa que entre más grandes y numerosos sean los poros mayor será la permeabilidad.

8.7.3. Percolación

El movimiento del agua a través de una columna de suelos se llama percolación. Las pérdidas por lavado son proporcionales a las cantidades de agua que pasan a través del suelo. Sin embargo y sin considerar el uso del suelo, la proporción relativa de la pérdida de cationes del suelo por efecto del lavado están en el siguiente orden:



Siguiendo la misma línea que el prototipo de laboratorio, se dispuso a realizar el experimento a pequeña escala, ya que en primera instancia, no se sabía el por qué de los diferentes fenómenos que pasaron durante la experimentación.

Como es un experimento que se puede repetir, se puso a interaccionar una fracción del mismo suelo, a las mismas condiciones que se mencionan en el capítulo siguiente obteniéndose los resultados reportados a continuación.

TABLA 8.1.1

DATOS. PERMEAMETRO CON AGUA A TEMPERATURA DE LABORATORIO
APROXIMADAMENTE 21°C

FECHA	DIAS	TIEMPO (hrs)	LECTURA BURETA 1 (cm ³)	LECTURA BURETA 2 (cm ³)
23/11/90	1	24	27.6	3.2
24/11/90	2	48	27.6	3.2
25/11/90	3	72	27.5	3.2
26/11/90	4	96	27.4	3.2
27/11/90	5	120	27.2	3.2
28/11/90	6	144	27.0	3.2
29/11/90	7	168	25.9	3.2
30/11/90	8	192	24.5	3.2
01/12/90	9	216	20.4	3.2
02/12/90	10	240	20.0	3.2
03/12/90	11	264	19.4	3.2
04/12/90	12	288	18.6	3.4
05/12/90	13	312	17.4	3.4
** 06/12/90	14	336	25.4	3.4
07/12/90	15	360	24.1	3.6
08/12/90	16	384	23.6	3.8
09/12/90	17	408	22.3	4.0
10/12/90	18	432	20.7	4.1
11/12/90	19	456	20.1	4.2
12/12/90	20	480	18.5	4.3
13/12/90	21	504	18.5	4.4
14/12/90	22	528	18.5	4.5
15/12/90	23	552	18.3	4.6
16/12/90	24	576	18.0	4.8
** 17/12/90	25	600	17.8	5.0
18/12/90	26	624	25.4	5.4
19/12/90	27	648	25.1	5.5
20/12/90	28	672	24.9	5.7
21/12/90	29	696	24.7	5.9
22/12/90	30	720	24.5	6.1

** Llenado de bureta 1.

+ Vaciado de bureta 2.

TABLA 8.1.2

DATOS. PERMEAMETRO CON AGUA A TEMPERATURA DE LABORATORIO
 APROXIMADAMENTE 21°C

FECHA	DIAS	TIEMPO (hrs)	LECTURA BURETA 1 (cm ³)	LECTURA BURETA 2 (cm ³)
23/12/90	31	744	24.3	6.3
24/12/90	32	768	24.1	6.4
25/12/90	33	792	23.9	6.5
26/12/90	34	816	23.7	6.7
27/12/90	35	840	23.5	6.8
28/12/90	36	864	23.2	6.9
29/12/90	37	888	23.0	7.0
30/12/90	38	912	22.9	7.2
31/12/90	39	936	22.8	7.3
01/01/91	40	960	22.7	7.5
02/01/91	41	984	22.6	7.6
03/01/91	42	1008	22.5	7.7
04/01/91	43	1032	22.4	7.8
05/01/91	44	1056	22.2	7.9
06/01/91	45	1080	22.1	8.0
07/01/91	46	1104	22.6	8.2
08/01/91	47	1128	22.6	8.3
09/01/91	48	1152	22.7	8.5
10/01/91	49	1176	22.6	8.3
11/01/91	50	1200	23.1	8.5
12/01/91	51	1224	23.2	8.7
13/01/91	52	1248	23.3	8.7
14/01/91	53	1272	23.5	9.0
15/01/91	54	1296	23.2	9.3
16/01/91	55	1320	23.3	9.5
17/01/91	56	1344	23.5	9.7
18/01/91	57	1368	23.3	9.5
19/01/91	58	1392	23.6	9.7
20/01/91	59	1416	23.9	9.9
21/01/91	60	1440	24.5	10.4

TABLA 8.1.3

DATOS. PERMEAMETRO CON AGUA A TEMPERATURA DE LABORATORIO
 APROXIMADAMENTE 21°C

FECHA	DIAS	TIEMPO (hrs)	LECTURA BURETA 1 (cm ³)	LECTURA BURETA 2 (cm ³)
22/01/91	61	1464	23.6	10.4
23/01/91	62	1488	24.2	10.7
24/01/91	63	1512	24.8	11.1
25/01/91	64	1536	25.5	11.4
26/01/91	65	1560	26.2	11.7
27/01/91	66	1584	26.9	12.0
28/01/91	67	1608	27.4	12.4
** 29/01/91	68	1632	28.0	12.9
30/01/91	69	1656	28.7	13.4
+ 31/01/91	70	1680	18.5	6.0
01/02/91	71	1704	17.7	8.1
02/02/91	72	1728	17.1	10.2
03/02/91	73	1752	16.3	12.3
04/02/91	74	1776	15.2	14.5
05/02/91	75	1800	14.9	14.9
06/02/91	76	1824	14.5	15.2
07/02/91	77	1848	14.5	19.4
08/02/91	78	1872	14.6	20.1
09/02/91	79	1896	10.2	22.7
10/02/91	80	1920	6.0	25.3
11/02/91	81	1944	2.0	28.0
** 12/02/91	82	1968	27.5	2.0
13/02/91	83	1992	24.8	5.3
14/02/91	84	2016	22.2	9.9
15/02/91	85	2040	22.1	10.9
16/02/91	86	2064	21.0	12.1
17/02/91	87	2088	19.0	13.3
18/02/91	88	2112	18.9	14.5
19/02/91	89	2136	18.7	14.5
20/02/91	90	2160	18.5	16.5

TABLA 8.1.4

DATOS. PERMEAMETRO CON AGUA A TEMPERATURA DE LABORATORIO APROXIMADAMENTE 21°C

FECHA	DIAS	TIEMPO (hrs)	LECTURA BURETA 1 (cm ³)	LECTURA BURETA 2 (cm ³)
21/02/91	91	2184	17.8	17.6
22/02/91	92	2208	17.3	17.9
23/02/91	93	2232	16.9	18.3
24/02/91	94	2256	16.5	18.7
25/02/91	95	2280	16.2	19.1
26/02/91	96	2304	15.7	19.7
27/02/91	97	2328	15.2	20.2
28/02/91	98	2352	14.7	20.8
01/03/91	99	2376	13.6	22.6
02/03/91	100	2400	13.4	22.8
03/03/91	101	2424	13.3	23.0
04/03/91	102	2448	13.1	23.2

TABLA 8.1.1.1

DATOS. PERMEAMETRO CON AGUA A TEMPERATURA DE LABORATORIO
 APROXIMADAMENTE 21 °C

DIAS	V*1 (cm ³)	V*2 (cm ³)	V*1 - V*2 (cm ³)
1	0	0	0
2	0	0	0
3	0.1	0	0.1
4	0.1	0	0.1
5	0.2	0	0.2
6	0.2	0	0.2
7	1.1	0	1.1
8	1.4	0	1.4
9	4.1	0	4.1
10	0.4	0	0.4
11	0.6	0	0.6
12	0.8	0.2	0.6
13	1.2	0	1.2
14	0	0	0
15	1.3	0.2	1.1
16	0.5	0.2	0.3
17	1.3	0.2	1.1
18	1.6	0.1	1.5
19	0.6	0.1	0.5
20	1.6	0.1	1.5
21	0	0.1	-0.1
22	0	0.1	-0.1
23	0.2	0.1	0.1
24	0.3	0.2	0.1
25	0.2	0.2	-8.9E-16
26	0	0.4	-0.4
27	0.3	0.1	0.2
28	0.2	0.2	2.7E-15
29	0.2	0.2	-8.9E-16
30	0.2	0.2	0

TABLA 8.1.2.1

DATOS. PERMEAMETRO CON AGUA A TEMPERATURA DE LABORATORIO
 APROXIMADAMENTE 21 °C

DIAS	V*1 (cm ³)	V*2 (cm ³)	V*1 - V*2 (cm ³)
31	0.2	0.2	-8.9E-16
32	0.2	0.1	0.1
33	0.2	0.1	0.1
34	0.2	0.2	-8.9E-16
35	0.2	0.1	0.1
36	0.3	0.1	0.2
37	0.2	0.1	0.1
38	0.1	0.2	-0.1
39	0.1	0.1	-1.8E-15
40	0.1	0.2	-0.1
41	0.1	0.1	-1.8E-15
42	0.1	0.1	8.9E-16
43	0.1	0.1	1.8E-15
44	0.2	0.1	0.1
45	0.1	0.1	-1.8E-15
46	-0.5	0.2	-0.7
47	0	0.1	-0.1
48	-0.1	0.2	-0.3
49	0.1	-0.2	0.3
50	-0.5	0.2	-0.7
51	-0.1	0.2	-0.3
52	-0.1	0	-0.1
53	-0.2	0.3	-0.5
54	0.3	0.3	0
55	-0.1	0.2	-0.3
56	-0.2	0.2	-0.4
57	0.2	-0.2	0.4
58	-0.3	0.2	-0.5
59	-0.3	0.2	-0.5
60	-0.6	0.5	-1.1

TABLA 8.1.3.1

DATOS. PERMEAMETRO CON AGUA A TEMPERATURA DE LABORATORIO
APROXIMADAMENTE 21 °C

DIAS	V*1 (cm ³)	V*2 (cm ³)	V*1 - V*2 (cm ³)
61	0.9	0	0.9
62	-0.6	0.3	-0.9
63	-0.6	0.4	-1
64	-0.7	0.3	-1
65	-0.7	0.3	-1
66	-0.7	0.3	-1
67	-0.5	0.4	-0.9
68	-0.6	0.5	-1.1
69	-0.7	0.5	-1.2
70	10.2	0	10.2
71	0.8	2.1	-1.3
72	0.6	2.1	-1.5
73	0.8	2.1	-1.3
74	1.1	2.2	-1.1
75	0.3	0.4	-0.1
76	0.4	0.3	0.1
77	0	4.2	-4.2
78	-0.1	0.7	-0.8
79	4.4	2.6	1.8
80	4.2	2.6	1.6
81	4	2.7	1.3
82	0	0	0
83	2.7	3.3	-0.6
84	2.6	4.6	-2
85	0.1	1	-0.9
86	1.1	1.2	-0.1
87	2	1.2	0.8
88	0.1	1.2	-1.1
89	0.2	0	0.2
90	0.2	2	-1.8

TABLA 8.1.4.1

DATOS. PERMEAMETRO CON AGUA A TEMPERATURA DE LABORATORIO
APROXIMADAMENTE 21 °C

DIAS	V*1 (cm ³)	V*2 (cm ³)	V*1 - V*2 (cm ³)
91	0.7	1.1	-0.4
92	0.5	0.3	0.2
93	0.4	0.4	0
94	0.4	0.4	0
95	0.3	0.4	-0.1
96	0.5	0.6	-0.1
97	0.5	0.5	0
98	0.5	0.6	-0.1
99	1.1	1.8	-0.7
100	0.2	0.2	0
101	0.1	0.2	-0.1
102	0.2	0.2	1.8E-15

TABLA 8.2

DATOS. PERMEAMETRO CON SALMUERA A TEMPERATURA DE LABORATORIO
APROXIMADAMENTE 21 °C

FECHA	DIAS	TIEMPO (hrs)	LECTURA BURETA 1 (cm ³)	LECTURA BURETA 2 (cm ³)
05/03/91	1	24	27.9	4.2
06/03/91	2	48	27.3	5.2
07/03/91	3	72	26.7	6.3
08/03/91	4	96	27.1	6.4
09/03/91	5	120	27.6	6.5
10/03/91	6	144	28.1	6.5
11/03/91	7	168	28.6	6.5
12/03/91	8	192	28.5	5.6
13/03/91	9	216	28.8	6.0
14/03/91	10	240	29.2	6.0
15/03/91	11	264	24.5	4.5
16/03/91	12	288	23.2	5.7
17/03/91	13	312	21.9	6.9
18/03/91	14	336	20.6	8.1
19/03/91	15	360	19.4	9.3
20/03/91	16	384	19.0	10.5
21/03/91	17	408	17.2	11.7
22/03/91	18	432	15.3	12.9
23/03/91	19	456	13.5	14.1
24/03/91	20	480	11.6	15.3
25/03/91	21	504	9.7	16.5
26/03/91	22	528	1.0	19.7

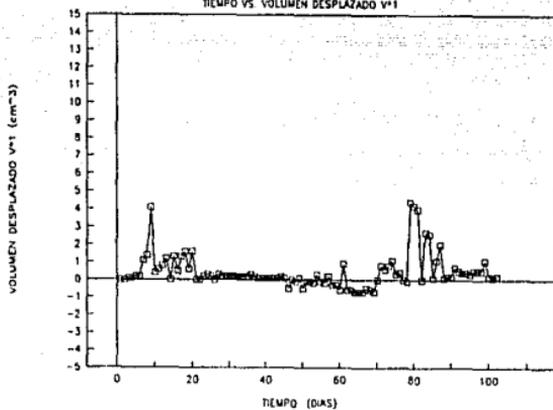
TABLA 8.2.1

DATOS. PERMEAMETRO CON SALMUERA A TEMPERATURA DE
LABORATORIO APROXIMADAMENTE 21 °C

DIAS	V*1 (cm ³)	V*2 (cm ³)	V*1 - V*2 (cm ³)
1	0	0	0
2	0.6	1	-0.4
3	0.6	1.1	-0.5
4	-0.4	0.1	-0.5
5	-0.5	0.1	-0.6
6	-0.5	0	-0.5
7	-0.5	0	-0.5
8	0.1	-0.9	1
9	-0.3	0.4	-0.7
10	-0.4	0	-0.4
11	4.7	-1.5	6.2
12	1.3	1.2	0.1
13	1.3	1.2	0.1
14	1.3	1.2	0.1
15	1.2	1.2	1.8E-15
16	0.4	1.2	-0.8
17	1.8	1.2	0.6
18	1.9	1.2	0.7
19	1.8	1.2	0.6
20	1.9	1.2	0.7
21	1.9	1.2	0.7
22	8.7	3.2	5.5

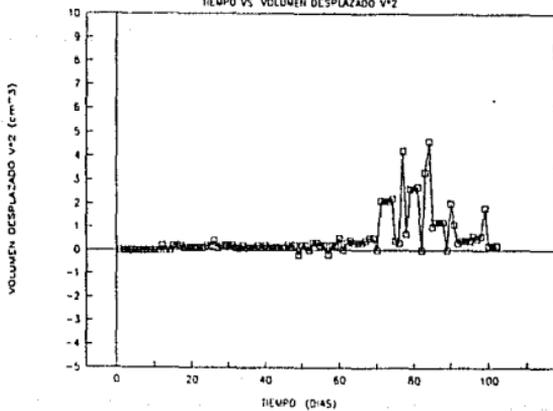
GRAFICA 8.1

TIEMPO VS VOLUMEN DESPLAZADO V*1



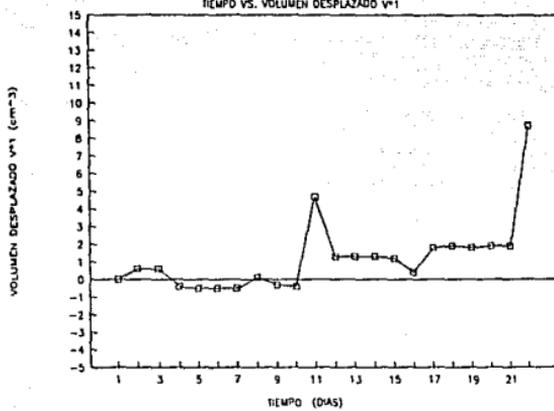
GRAFICA 8.2

TIEMPO VS VOLUMEN DESPLAZADO V*2



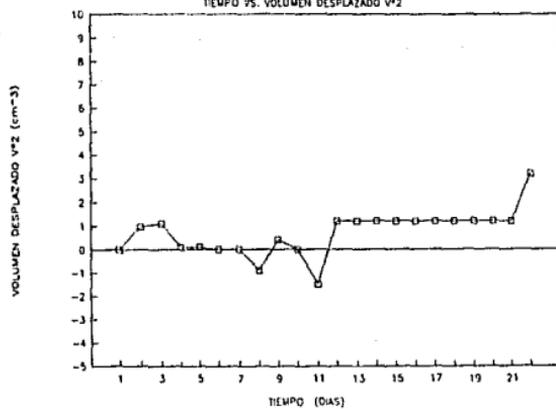
GRAFICA 8.3

TIEMPO VS. VOLUMEN DESPLAZADO V°1



GRAFICA 8.4

TIEMPO VS. VOLUMEN DESPLAZADO V°2



9. PROTOTIPO DE LABORATORIO

Con objeto de conocer el comportamiento de una arcilla bajo condiciones prestablecidas se construyó, un prototipo de un estanque solar a nivel laboratorio. Los resultados obtenidos se compararán con los resultados reportados anteriormente bajo las mismas condiciones para una caolinita y una montmorillonita, a fin de conocer mejor su comportamiento mecánico, térmico, químico y estructura de las arcillas.

Mediante este modelo experimental, se trata de duplicar las condiciones para simular las pérdidas térmicas hacia el subsuelo en estado estacionario existente en un estanque solar real.

Dentro del dispositivo se colocó el material que en la realidad se encuentra en el subsuelo. Los otros tipos de pérdidas térmicas existentes, como son la atmósfera, y hacia los lados del estanque, son reducidas al mínimo de tal manera que resulten despreciables ante las que se obtienen hacia el subsuelo, por lo tanto no serán medidas, a su vez tampoco se realizarán.

El prototipo que se construyó en el laboratorio se muestra en la fig. 9.1. Este dispositivo es una fosa séptica de asbesto que se acondicionó de la siguiente manera:

- a) Se forró interiormente la fosa con fibra de vidrio para impermeabilizarla y además se formó un anillo de lo que será la zona donde estará colocada la arcilla, aproximadamente a la mitad de la altura total de la fosa. Este anillo tiene como objetivo evitar que el agua caliente que estará colocada en la parte superior se lleve a filtrar entre la pared de la fosa y la arcilla; la inclinación de 7° que tiene la sección de este anillo hace que la filtración se elimine en las paredes prácticamente.
- b) En la parte más baja se pusieron 10 cm de granzón seguido por 20 cm de arena; sobre éste se colocaron 20 cm de arcilla compactándola por capas de 5 cm.
- c) Encima de la capa de arcilla se puso una capa de 10 cm de arena fina para que sirviera como lastre y evitar con ella posibles daños o deformaciones en la arcilla, para que ésta no este en contacto directo con el agua ó salmuera.
- d) En la parte superior, inicialmente se mantuvo caliente a una temperatura constante de aproximadamente 50°C . Esta

agua se pudo mantener a esta temperatura por medio de una resistencia eléctrica que tiene instalado un termotato; se le conecta un wattorímetro para conocer la cantidad de calor que se le está suministrando y así saber cuanto calor pierde al subsuelo.

- e) Se tapó el estanque con una tapa de poliestireno, además se aislaron los lados y la parte superior del tanque con 20 cm de lana mineral ($K = 0.037 \text{ W/m}^\circ\text{K}$ a 20°C y con una densidad de 48 kg/m^3 (Ref. 89). Para tratar que el flujo de calor fuera principalmente a través de la arcilla y ayudar a conservar la temperatura interior, así como evitar que existieran gradientes radiales de temperatura.
- f) Se colocó un recipiente cerrado a la salida del estanque para coleccionar y medir los efluentes captados en ciertos lapsos de tiempo.
- g) Como se ve en la figura 9.1 se colocaron termopares (cobre-constantan, con un compensador de unión fría de la marca Omega), distribuidos en forma conveniente a diferentes alturas del prototipo, los cuales no causan perturbaciones al sistema y nos permite obtener el perfil de temperatura con precisión de $+ 0.01^\circ\text{C}$ (Ref. 90).

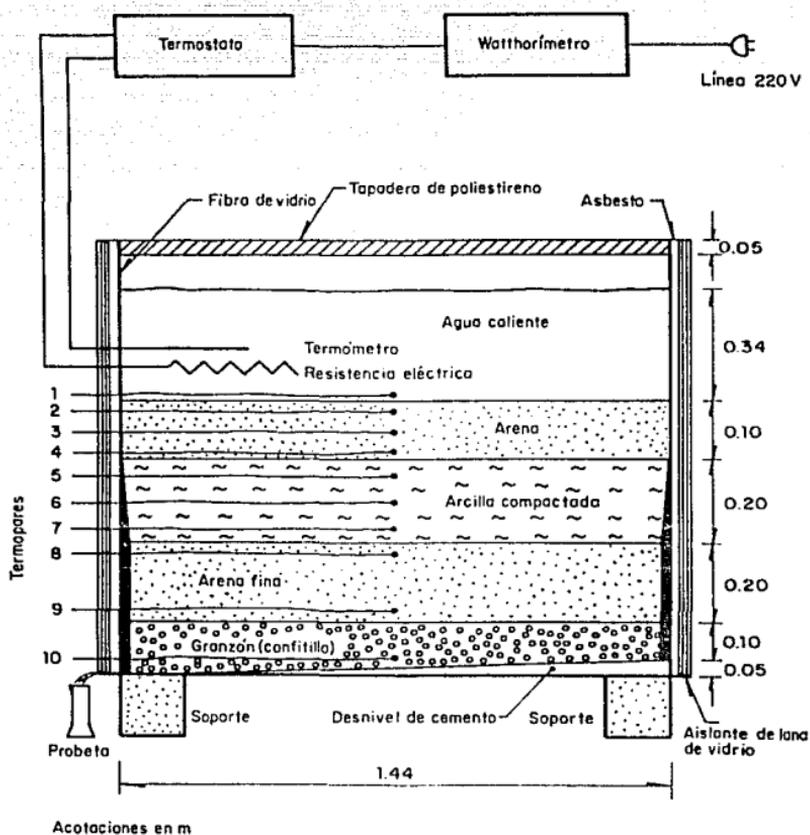


Fig. 9.1. Arreglo general

- Medidas de conductividad térmica y permeabilidad vertical a 50°C con agua caliente.

El prototipo de laboratorio una vez puesto en marcha, se acondicionó para trabajar a 50°C con un margen máximo + 1.5°C, que es la precisión que da el termostato conectado en serie con la resistencia y los wathorímetros como se muestra en la fig. 9.2.

En la tabla 9.1 se muestran las temperaturas en los extremos de la capa de arcilla (termopares 4 y 8), la temperatura del agua, las lecturas de los wathorímetros y la cantidad de agua filtrada todo esto a diferentes periodos del tiempo durante el experimento.

Aplicando la Ley de Fourier puede estimarse la conductividad térmica.

$$q = -K A \frac{\Delta T}{\Delta X}$$

q = cantidad de calor transferida por unidad de tiempo

K = conductividad térmica

A = área

ΔT = gradiente de temperatura

Δx = distancia en la que se midió el T

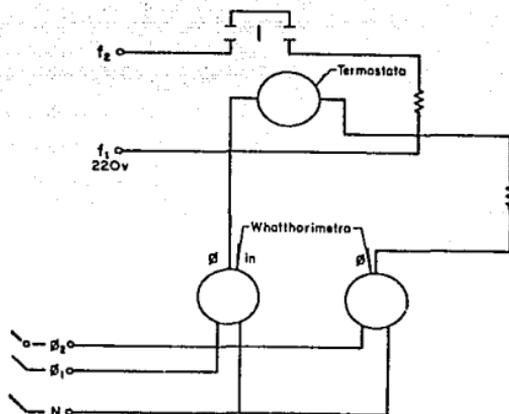


Fig. 9.2. Diagrama de conexión de watt-hourímetros.

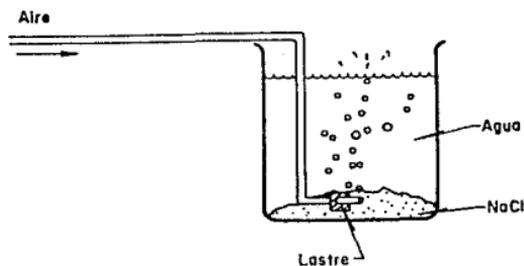


Fig. 9.3. Esquema de saturación del agua por medio de NaCl, para obtener la salmuera saturada.

Con la Ley de Darcy se calcula la permeabilidad vertical.

$$Q = X i A$$

A = área

i = gradiente hidráulico

X = coeficiente de permeabilidad vertical.

Q = pérdidas por filtración

$$i = \frac{T + D}{D} \quad ; \quad i = \frac{t + e}{e}$$

T = longitud de agua + arena

t = tirante

D = longitud de arcilla

e = espesor revestimiento
(arcilla)

Los resultados obtenidos tanto para la conductividad térmica como para la permeabilidad vertical a la temperatura medida y con agua simple son las siguientes:

- Cálculo de conductividad térmica a 50°C

$$K = \frac{q + \Delta X}{\Delta T A}$$

q = cantidad de calor transferido [W]

Δx = espesor arcilla [m]

ΔT = gradiente de la temperatura en la arcilla [$^{\circ}\text{C}$]

A = área de transferencia [m^2]

t = tiempo [min]

Tiempo:

10/marzo/90 hora = 10:00 a.m.

19/marzo/90 hora = 10:15 a.m.

Tiempo = 216.25 horas

KWH consumidos = 19.7 KWH

$$q = \frac{19,700 \text{ Watt-hr}}{216.5 \text{ hr}} = 91.098 \text{ Watts.}$$

$$T_4 = 48.56 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

$$T_8 = 41.43 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

$$K = \frac{91.098 (0.2)}{1.62 (7.12)} = 1.57 \text{ W / m}^{\circ}\text{C}$$

Permeabilidad vertical

$$X = \frac{Q}{i A}$$

X = coeficiente de permeabilidad vertical m/s

Q = pérdidas por filtración m³/s

i = gradiente hidráulico

A = área m²

$$i = \frac{31 + 20}{20} = 2.55$$

Q = Suma de Pérdidas

Tiempo

$$Q = \frac{8740 \text{ ml}}{216.12} * \frac{1 \text{ lt}}{1000 \text{ ml}} * \frac{1 \text{ m}^3}{1000 \text{ lt}} * \frac{1 \text{ hr}}{60 \text{ min}} * \frac{1 \text{ min}}{60 \text{ s}}$$

$$Q = 1.122 * 10^{-8} \text{ m}^3/\text{s}$$

$$X = \frac{1.122 * 10^{-8}}{2.55 (1.62)} = 2.703 * 10^{-9} \text{ m/s}$$

$$X = 2.703 * 10^{-7} \text{ cm/s}$$

En la tabla 9.1 se observan datos de 10 días consecutivos. En la tabla 9.2, 9.3 y 9.4, se observan todos los datos, de agua caliente en el estanque, antes de ser cargado con salmuera.

Se puede observar que al graficar tiempo (hrs) vs. temperatura (gráfica 9.1), la temperatura fluctúa a través del tiempo, esto se debe a que el termostato, no es tan preciso, sin embargo la temperatura promedio es de 51.5°C, de alguna

TABLA 9.1

DATOS. AGUA CALIENTE

DIA	HORA	EFLUENTE (lts)	WATHORIMETROS		TEMPERATURA (°C)		
			W1 (KWH)	W2 (KWH)	TERMOPARES (1)	(4)	(8)
10/3/90	10:00	0.020	1145.0	1906.0	57.5	50.5	41.0
12/3/90	10:30	1.910	1145.0	1906.0	45.5	46.0	41.5
13/3/90	15:45	1.150	1148.4	1909.0	52.0	50.0	42.0
14/3/90	13:30	0.650	1148.7	1909.9	47.0	47.0	42.5
15/3/90	10:00	0.530	1148.7	1909.9	49.5	44.0	41.0
16/3/90	10:00	0.700	1154.2	1910.3	54.5	47.5	38.0
17/3/90	14:20	0.930	1159.9	1911.0	68.0	52.0	39.5
19/3/90	10:15	2.850	1159.9	1911.0	51.0	51.5	46.0

TABLA 9.2

DATOS. AGUA CALIENTE
 ANTES DE SER CARGADO EL ESTANQUE CON SALMUERA
 (NaCl)

FECHA	DIAS	TIEMPO (hrs)	TEMPERATURA (° C)	EFLUENTE (lts)
10/3/90	1	24	56.0	0.020
12/3/90	3	72	44.0	0.955
13/3/90	4	96	50.0	1.150
14/3/90	5	120	46.0	0.650
15/3/90	6	144	44.0	0.530
16/3/90	7	168	56.0	0.700
17/3/90	8	192	58.0	0.930
19/3/90	10	240	50.0	1.425
20/3/90	11	264	62.0	0.900
22/3/90	12	288	66.0	1.470
23/3/90	13	312	48.0	0.900
27/3/90	14	336	56.0	0.790
28/3/90	15	360	50.0	0.790
29/3/90	16	384	44.0	0.710
30/3/90	17	408	41.5	0.860
02/4/90	19	456	59.5	1.110
03/4/90	20	480	50.0	1.130
04/4/90	21	504	44.0	1.230
05/4/90	22	528	56.0	0.880
06/4/90	23	552	47.5	0.960
10/4/90	27	648	50.0	0.840
11/4/90	28	672	67.0	0.830
12/4/90	29	696	40.0	0.760
13/4/90	30	720	50.0	0.930

SUMA= 21.45

TEMPERATURA PROMEDIO = 51.47° C, APROXIMACION = 51.5 °C

EFLUENTE PROMEDIO = 0.89 lts, APROXIMACION = 0.90 lts/DIA

TABLA 9.3

DATOS. AGUA CALIENTE
 ANTES DE SER CARGADO EL ESTANQUE CON SALMUERA
 (NaCl)

FECHA	DIAS	TIEMPO (hrs)	WATHHORIMETROS		CONSUMO WT=W1+W2 (KWH)
			W1 (KWH)	W2 (KWH)	
09/3/90	0	0	1140.0	1899.7	0.0
10/3/90	1	24	1145.0	1906.0	11.3
12/3/90	3	72	1145.0	1906.0	0.0
13/3/90	4	96	1148.4	1909.0	6.4
14/3/90	5	120	1148.7	1909.9	1.2
15/3/90	6	144	1148.7	1909.9	0.0
16/3/90	7	168	1154.2	1910.3	5.9
17/3/90	8	192	1159.9	1911.0	6.4
19/3/90	10	240	1159.9	1911.0	0.0
20/3/90	11	264	1162.0	1913.0	4.1
22/3/90	12	288	1164.4	1915.5	4.7
23/3/90	13	312	1164.4	1915.5	0.0
27/3/90	14	336	1175.1	1925.8	21.0
28/3/90	15	360	1175.1	1925.8	0.0
29/3/90	16	384	1175.1	1925.8	0.0
30/3/90	17	408	1175.4	1926.1	0.6
02/4/90	19	456	1176.5	1927.1	2.1
03/4/90	20	480	1183.5	1933.9	13.9
04/4/90	21	504	1183.5	1933.9	0.0
05/4/90	22	528	1187.8	1938.0	8.4
*06/4/90	23	552	1187.8	1938.0	0.0
10/4/90	27	648	1202.8	1952.1	29.1
11/4/90	28	672	1205.1	1954.9	5.1
12/4/90	29	696	1205.1	1954.9	0.0
13/4/90	30	720	1205.5	1955.3	0.8

SUMA=121.1

* Por conectar otra resistencia externa
 el consumo fue alterado. Los KWH con-
 sumidos fueron 12.9

Por lo tanto la suma total es 108.2 KWH

TABLA 9.4

DATOS. AGUA CALIENTE
 ANTES DE SER CARGADO EL ESTANQUE CON SALMUERA
 (NaCl)

FECHA	DIAS	TIEMPO (hrs)	TEMPERATURA	TEMPERATURA ° C	
			(° C)	TERMOPARES (4)	(8)
10/3/90	1	24	56.0	50.5	41.0
12/3/90	3	72	44.0	45.5	46.0
13/3/90	4	96	50.0	52.0	50.0
14/3/90	5	120	46.0	47.0	47.0
15/3/90	6	144	44.0	44.5	44.0
16/3/90	7	168	56.0	54.5	47.5
17/3/90	8	192	58.0	68.0	52.0
19/3/90	10	240	50.0	51.0	51.5
20/3/90	11	264	62.0	48.5	45.0
22/3/90	12	288	66.0	44.8	42.0
23/3/90	13	312	48.0	47.5	43.0
27/3/90	14	336	56.0	53.5	45.0
28/3/90	15	360	50.0	48.0	43.5
29/3/90	16	384	44.0	43.5	40.0
30/3/90	17	408	41.5	42.5	39.0
02/4/90	19	456	59.5	44.5	36.8
03/4/90	20	480	50.0	46.0	38.0
04/4/90	21	504	44.0	45.5	42.0
05/4/90	22	528	56.0	51.0	41.8
06/4/90	23	552	47.5	48.2	42.0
10/4/90	27	648	50.0	50.0	43.0
11/4/90	28	672	67.0	46.0	43.5
12/4/90	29	696	40.0	48.0	42.0
13/4/90	30	720	50.0	44.5	42.0

SUMA= 1165 SUMA= 104

TEMPERATURA PROMEDIO TERMOPAR 4 = 43.65 °C

TEMPERATURA PROMEDIO TERMOPAR 8 = 48.54 °C

DIFERENCIA DE TEMPERATURAS = 4.89

forma los datos son significativos ya que comprueba que la arcilla no se fractura con cambios de temperatura en un intervalo aproximado de 20°C.

Por otra parte en la gráfica 9.2 de tiempo (hrs) contra efluente (lts) se observa un cambio brusco al principio, pero después se puede ver la tendencia a mantenerse constante, en este caso el efluente promedio fue 0.9 lts. al día.

Con respecto a esta serie de datos complementarios los cálculos son los siguientes:

Tiempo = 720 hrs.

KWH consumidos = 121.1 KWH

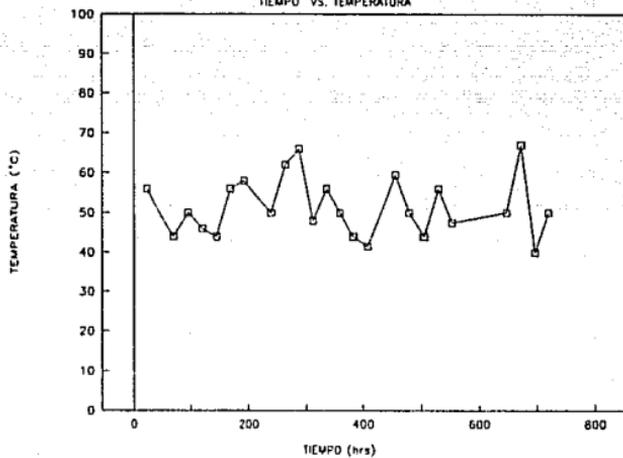
$$q = \frac{108,200 \text{ Watt-hr}}{720 \text{ hr}} = 150.277 \text{ Watts.}$$

$$K = \frac{150.277 (0.2)}{1.62 (4.891)} = 3.773 \text{ W/m}^{\circ}\text{C}$$

$$Q = \frac{21.45 \text{ lt}}{720 \text{ hr}} * \frac{1 \text{ m}^3}{1000 \text{ lt}} * \frac{1 \text{ hr}}{3600 \text{ s}} = 8.275 * 10^{-9} \text{ m}^3/\text{s}$$

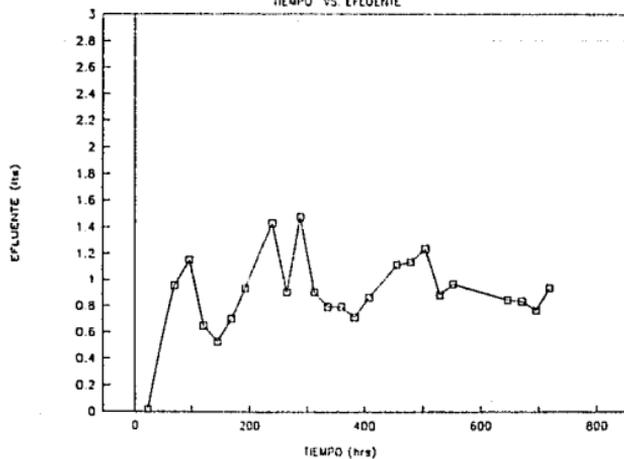
GRAFICA 9.1

TIEMPO VS. TEMPERATURA



GRAFICA 9.2

TIEMPO VS. EFLENTE



$$X = \frac{8.27 * 10^{-9}}{2.55 (1.62)} = 1.992 * 10^{-9} \text{ m/s}$$

$$X = 1.992 * 10^{-7} \text{ cm/s}$$

- Medidas de conductividad térmica y permeabilidad vertical con salmuera saturada caliente (NaCl) a 50°C.

Para conocer el efecto de una salmuera saturada y caliente sobre una arcilla, tanto en sus propiedades térmicas y mecánicas se preparó ésta para acondicionar el prototipo de laboratorio.

El cálculo para saber la cantidad de sal que se usaría fue el siguiente:

Para un espesor de 35 cm de salmuera en el estanque el volumen que se necesita es:

$$V = A * h$$

A = área

h = altura

$$V = 1.63 \text{ m}^2 * 0.35 \text{ m} = 0.57 \text{ m}^3 \quad ; \quad V = 570.5 \text{ litros.}$$

De la (Refs. 91 y 92) se tiene que la solubilidad del cloruro de sodio es:

Temperatura °C	Solubilidad g/100 ml.
0	35.7
20	36.2
30	36.4
50	37.0
60	37.3
70	37.8
100	39.8

Por lo que la cantidad de sal que se necesitó disolver fue:

$$\text{Kg sal} = 570.5 \text{ lts} * \frac{37.8 \text{ g}}{1000 \text{ ml}} * \frac{100 \text{ ml}}{1 \text{ lt}} * \frac{1 \text{ Kg}}{1000 \text{ g}} = 215.649 \text{ kg}$$

$$\text{Kg sal} = 215.649 \text{ kg.}$$

Esta es la cantidad de sal que se necesita para saturar el agua a 70°C, pero se preparó a temperatura ambiente (aproximadamente 20°C); el cálculo permanece así ya que la cantidad de NaCl es mayor, además porque el estanque puede elevar su temperatura hasta 70°C, de esta manera se cumpliría la saturación en su rango amplio de temperaturas.

La manera en que se preparó la salmuera es la siguiente:

Utilizando un recipiente de 40 litros, se pesan 17 kg de NaCl (dos kilos de exceso), se agrega la sal al recipiente y se procede a llenar con agua, dejando aproximadamente 10 cm antes del borde del recipiente; a continuación con una manguera conectada al aire se comienza a burbujear el agua moderadamente, se deja aproximadamente 24 horas, alcanzando en este lapso de tiempo una saturación del 100% (figura 9.3)

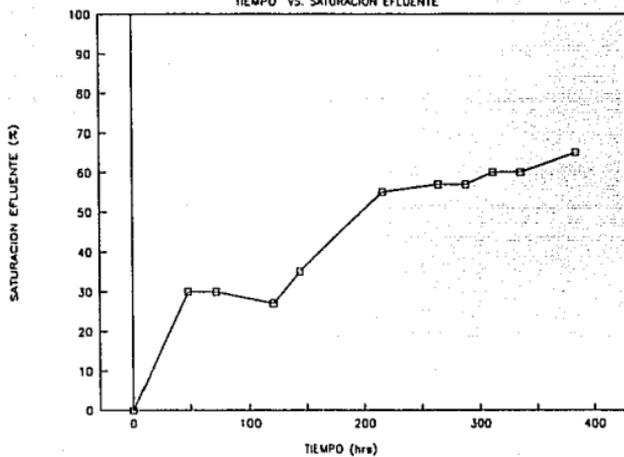
Para saber el grado de saturación de salmuera se utilizó un salinómetro, que es un densímetro adaptado para salmuera (NaCl) el cual trabaja a temperaturas de 15 a 20°C. Una vez hecho esto se procedió al llenado del estanque por medio de una bomba, hasta una altura de 35 cm.

Se acondicionó y se cerró el sistema, tal como se hizo con las mediciones anteriores; se empezó a calentar hasta lograr una temperatura estable de 50°C y a partir de este momento se tomaron las lecturas de consumo de energía, temperaturas en los distintos puntos del estanque, cantidad de efluentes y concentración de sales en ellos.

El aumento en la concentración salina de los efluentes y la cantidad de efluentes por día, se pueden ver en la gráfica 9.3, 9.4 y 9.5.

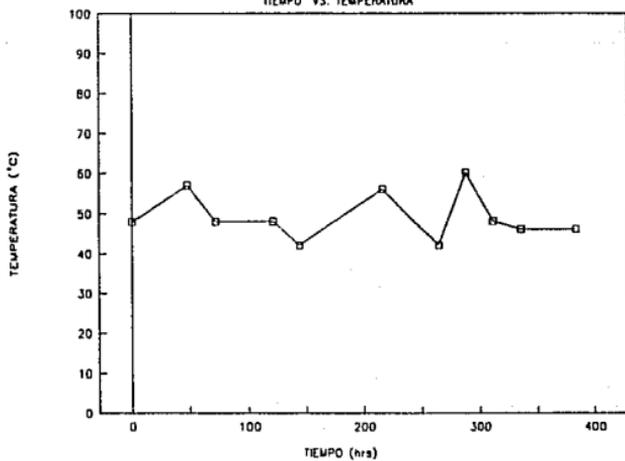
GRAFICA 9.3

TIEMPO VS. SATURACION EFLUENTE



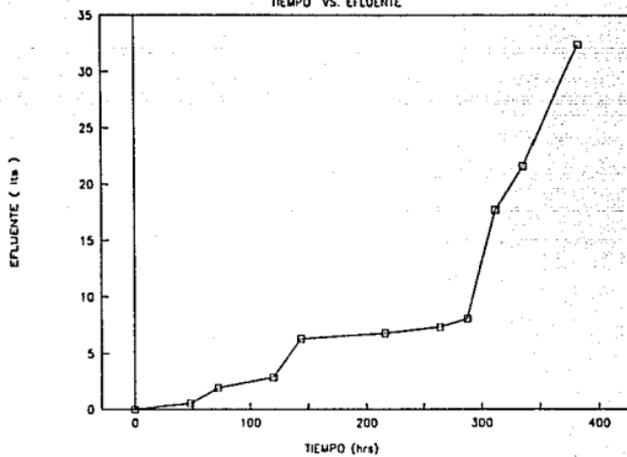
GRAFICA 9.4

TIEMPO VS. TEMPERATURA



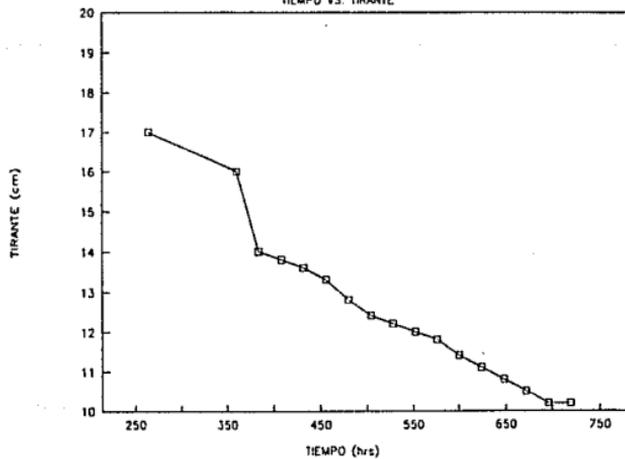
GRAFICA 9.5

TIEMPO VS. EFLUENTE



GRAFICA 9.6

TIEMPO VS. TIRANTE



Para obtener información del comportamiento de la arcilla a diferentes grados de avance de salinidad en el sistema, se calculó la conductividad térmica y la permeabilidad vertical, tomando intervalos con baja y alta concentración de sales en los efluentes, obteniéndose los siguientes resultados que se muestran en la tabla 9.5, 9.6 y 9.7.

Tiempo = 384 hrs.

KWH consumidos = 84.1

$$q = \frac{84,100 \text{ Watt-hr}}{384 \text{ hr}} = 219.01 \text{ Watts.}$$

$$T_4 = 46.02 \text{ }^\circ\text{C}$$

$$T_8 = 40.4 \text{ }^\circ\text{C}$$

$$K = \frac{219.01 (0.2)}{1.62 (5.62)} = 4.77 \text{ W/m}^\circ\text{C}$$

$$Q = \frac{106.59 \text{ lt} * \frac{1 \text{ m}^3}{1000 \text{ ml}} * \frac{1 \text{ hr}}{3600 \text{ s}}}{384 \text{ hr}}$$

$$Q = 7.71 * 10^{-8} \text{ m}^3/\text{s}$$

$$X = \frac{7.71 * 10^{-8} \text{ m}^3/\text{s}}{2.75 (1.62)} = 1.72 * 10^{-8} \text{ m/s}$$

$$X = 1.72 * 10^{-6} \text{ cm/s}$$

TABLA 9.5

DATOS. SALMUERA CALIENTE (NaCl)

FECHA	DÍAS	TIEMPO (hrs)	TEMPERATURA (°C)	TEMPERATURA ° C TERMOPARES	
				(4)	(8)
14/4/90	0	0	48	45.0	42.0
16/4/90	2	48	57	43.0	39.9
17/4/90	3	72	48	46.5	39.9
19/4/90	5	120	48	47.0	39.5
20/4/90	6	144	42	42.5	39.5
23/4/90	9	216	56	49.0	40.2
25/4/90	11	264	42	43.0	40.0
26/4/90	12	288	60	53.0	40.5
27/4/90	13	312	48	49.5	42.5
28/4/90	14	336	46	44.9	41.5
30/4/90	16	384	46	42.9	39.7

SUMA= 506.3 SUMA=444.4

TEMPERATURA PROMEDIO DEL TERMOPAR 4 = 46.02 ° C

TEMPERATURA PROMEDIO DEL TERMOPAR 8 = 40.4 ° C

DIFERENCIA DE TEMPERATURAS = 5.62

TABLA 9.6

DATOS. SALMUERA CALIENTE

FECHA	DIAS	TIEMPO (hrs)	WATTHORIMETROS		CONSUMO WT=W1+W2 (KWH)
			W1 (KWH)	W2 (KWH)	
14/4/90	0	0	1205.5	1955.3	0.0
16/4/90	2	48	1213.5	1963.1	13.8
17/4/90	3	72	1217.4	1967.1	9.9
19/4/90	5	120	1221.4	1970.9	7.8
20/4/90	6	144	1223.6	1973.2	4.5
23/4/90	9	216	1235.4	1984.9	23.5
25/4/90	11	264	1235.4	1984.9	0.0
26/4/90	12	288	1244.5	1993.5	17.7
27/4/90	13	312	1244.5	1993.5	0.0
28/4/90	14	336	1244.7	1993.9	0.6
30/4/90	16	384	1247.9	1997.0	6.3

SUMA=84.1

TABLA 9.7

DATOS. SALMUERA CALIENTE (NaCl)

FECHA	DIAS	TIEMPO (hrs)	TEMPERATURA (° C)	EFLUENTE (lts)	SALINIDAD EFLUENTE (%)
14/4/90	0	0	48	0.000	0
16/4/90	2	48	57	0.558	30
17/4/90	3	72	48	1.950	30
19/4/90	5	120	48	2.905	27
20/4/90	6	144	42	6.300	35
23/4/90	9	216	56	6.800	55
25/4/90	11	264	42	7.320	57
26/4/90	12	288	60	8.064	57
27/4/90	13	312	48	17.700	60
28/4/90	14	336	46	21.600	60
30/4/90	16	384	46	32.400	65

SUMA=106.59

TEMPERATURA PROMEDIO= 49.19 ° C , APROXIMADAMENTE 49.20

$$i = \frac{30 + 20}{20} = 2.75$$

Se puede observar en la gráfica tiempo (hrs) contra saturación % que el porcentaje de sales va a ir en aumento conforme pase el tiempo hasta que alcance un máximo (Gráfica 9.3).

Por otra parte, se ve claramente en la gráfica tiempo (hrs) contra temperatura ($^{\circ}\text{C}$), que la temperatura no se mantiene constante, por el defecto del termostato, sin embargo se obtiene una temperatura promedio de 49.20°C , que esta dentro del intervalo deseado (Gráfica 9.4).

Se puede considerar que la conductividad térmica resultó más alta ya que existen mayor pérdidas de calor hacia el subsuelo debido a que se incrementó en dos ordenes de magnitud la permeabilidad .

Si nos ponemos a analizar la gráfica 9.5 tiempo (hrs) contra efluente (lts), se puede concluir que el efluente seguirá en aumento.

Una posible respuesta es que la arcilla con el electrolito (NaCl) haya floculado y así formar pequeños espacios microscópicos, conocido en mecánica de suelos como relación de vacíos, la cual aumenta y hacen que la permeabilidad sea

mayor alcanzándose efluentes por día hasta de 30 litros o más, lo cual ya no es conveniente para nuestro experimento. Por lo tanto se dejó que la arcilla flocule con la salmuera y así observar su comportamiento, pero ahora sin suministrar calor a la salmuera.

Se aprovecha este incidente para observar como afecta el tirante a nuestro experimento, se sigue monitoreando el porcentaje de sales disueltas en el efluente y se puede ver que sigue aumentando con el tiempo. Se puede ver claramente al comparar la tabla 9.8 y 9.9 que el efluente baja considerablemente al cambiar el tirante, su coeficiente de permeabilidad será entonces.

Tirante medio

$$Q = \frac{84.79 \text{ lt}}{720 \text{ hr}} * \frac{1 \text{ m}^3}{1000 \text{ ml}} * \frac{1 \text{ hr}}{3600 \text{ s}} = 3.27 * 10^{-8} \text{ m}^3/\text{s}$$

i = se calcula con el tirante promedio

Tirante promedio = 12.53

$$i = \frac{12.53 + 20}{20} = 1.62$$

$$X = \frac{3.27 * 10^{-8}}{1.62 (1.62)} = 1.23 * 10^{-8} \text{ m/s}$$

$$X = 1.23 * 10^{-6} \text{ cm/s}$$

Tirante menor

$$Q = \frac{7.74 \text{ lt}}{240 \text{ hr}} * \frac{1 \text{ m}^3}{1000 \text{ ml}} * \frac{1 \text{ hr}}{3600 \text{ s}} = 8.95 * 10^{-9} \text{ m}^3/\text{s}$$

i se calcula con el tirante promedio

$$\text{Tirante promedio} = 4.53$$

$$i = \frac{4.53 + 20}{20} = 1.26$$

$$X = \frac{8.95 * 10^{-9}}{1.62 (1.26)} = 4.48 * 10^{-8} \text{ m/s.}$$

$$X = 4.48 * 10^{-6} \text{ cm/s.}$$

Con estos resultados podemos ver que efectivamente son directamente proporcionales el tirante y el coeficiente de permeabilidad vertical.

También se ve al seguir los datos de saturación ξ de ambas tablas (9.8 y 9.9) que efectivamente ésta va en orden ascendente como se esperaba.

En cada tabla se realizaron las gráficas correspondientes las cuales siguen tendencias lógicas, como se esperaban.

TABLA 9.8

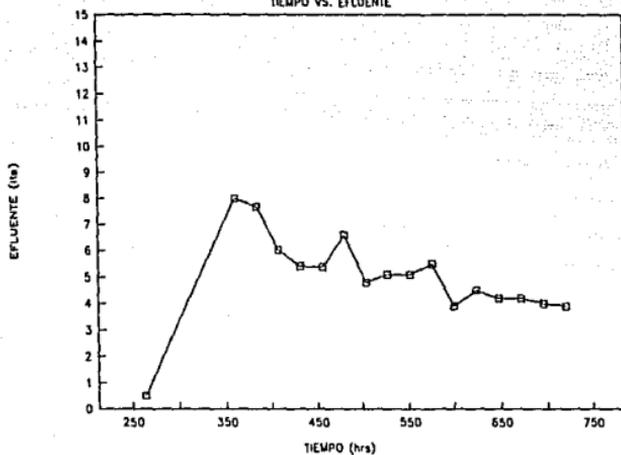
DATOS. SALMUERA (NaCl) A TEMPERATURA AMBIENTE CON UN TIRANTE MEDIO

FECHA	DIAS	TIEMPO (hrs)	TIRANTE (cm)	EFLUENTE (lts)	SALINIDAD EFLUENTE (%)
14/6/90	11	264	17.0	0.500	75
18/6/90	15	360	16.0	8.000	76
19/6/90	16	384	14.0	7.680	80
20/6/90	17	408	13.8	6.035	82
21/6/90	18	432	13.6	5.400	82
22/6/90	19	456	13.3	5.380	82
23/6/90	20	480	12.8	6.600	82
24/6/90	21	504	12.4	4.800	82
25/6/90	22	528	12.2	5.100	82
26/6/90	23	552	12.0	5.100	82
27/6/90	24	576	11.8	5.500	82
28/6/90	25	600	11.4	3.900	83
29/6/90	26	624	11.1	4.500	83
30/6/90	27	648	10.8	4.200	84
01/7/90	28	672	10.5	4.200	84
02/7/90	29	696	10.2	4.000	85
03/7/90	30	720	10.2	3.900	85

SUMA=84.79

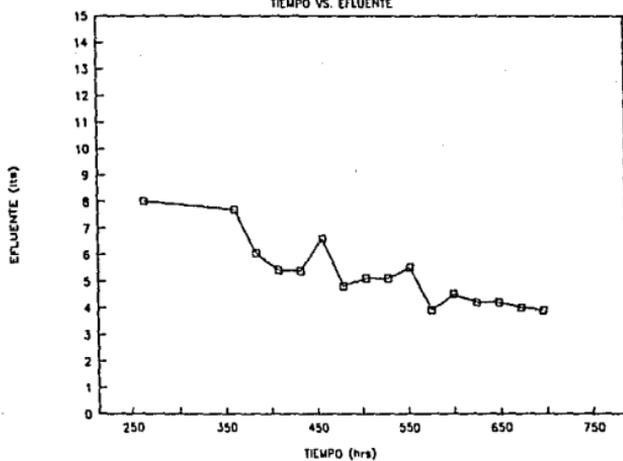
GRAFICA 9.7

TIEMPO VS. EFLUENTE



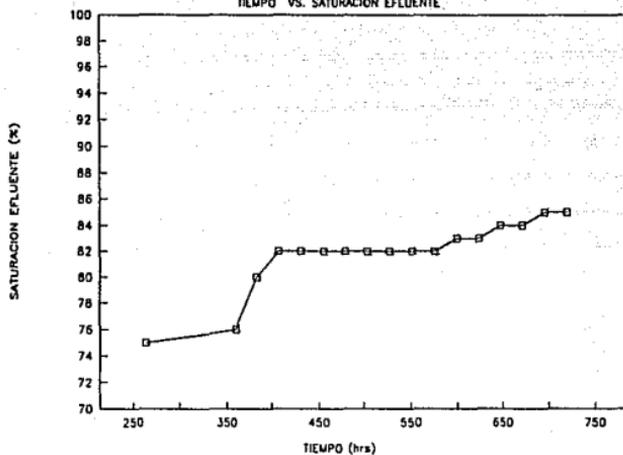
GRAFICA 9.7.1

TIEMPO VS. EFLUENTE



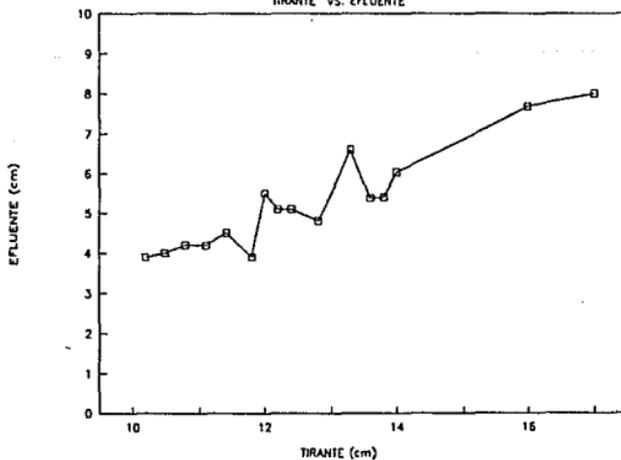
GRAFICA 9.8

TIEMPO VS. SATURACION EFLUENTE



GRAFICA 9.9

TIRANTE VS. EFLUENTE



Se volvió a cargar el estanque con agua para calcular su coeficiente de permeabilidad vertical el cual fue:

$$Q = \frac{174.3 \text{ lt}}{1416 \text{ hr}} * \frac{1 \text{ m}^3}{1000 \text{ lt}} * \frac{1 \text{ hr}}{3600 \text{ s}}$$

$$Q = 3.42 * 10^{-8} \text{ m}^3/\text{s}$$

$$i = \frac{45 + 20}{20} = 3.25$$

$$X = \frac{3.42 * 10^{-8}}{1.62 (3.25)} = 6.46 * 10^{-9} \text{ m/s}$$

$$X = 6.46 * 10^{-7} \text{ cm/s}$$

También se puede ver en la gráfica 9.10 tiempo (hrs) contra efluente (lts), que el efluente va a ir decreciendo hasta mantenerse constante y alcanzar valores de permeabilidad menores. Por otra parte, al poner la arcilla saturada con agua, esta se lava y va perdiendo sales, por lo tanto el porcentaje de saturación en el efluente va ir también decreciendo como se ve en la gráfica 9.11 tiempo (hrs) contra saturación en % hasta que este se estabilice (datos de tabla 9.9).

En la tabla 9.11 se comparan los datos de conductividad térmica y permeabilidad vertical en cada una de las etapas del experimento y se ve claro, que al interaccionar la

arcilla con la salmuera la permeabilidad bajó considerablemente, ya que nuestra hipótesis es que floclula la arcilla y esta al pasar el tiempo tendría efluentes mayores por lo tanto una permeabilidad mayor en cuanto se vuelve a llenar de agua la permeabilidad se recupera a los valores deseados (10^{-7} cm/s) para que esta arcilla se use como impermeabilizante.

Por otra parte la conductividad sube entre la primera y segunda corrida, esto se debe a que existian fugas de calor, ya que las resistencias no son muy aptas para este tipo de calentamiento, otra de las causas es que la tapa superior del estanque no embona perfectamente y esto hace que se disipe calor; además se consume energía en el mismo laboratorio y esto lo marca los wathorímetros, sino es detectado entra dentro del consumo del experimento, lo mismo es en el caso de los datos con salmuera caliente.

Se desea optimizar cambiando el aislante de la tapa y obteniendo nuevas resistencias, las conexiones de los wathorímetros han sido aisladas de las demás fuentes que podían consumir energía eléctrica, por lo tanto ya no presentan problema.

TABLA 9.9

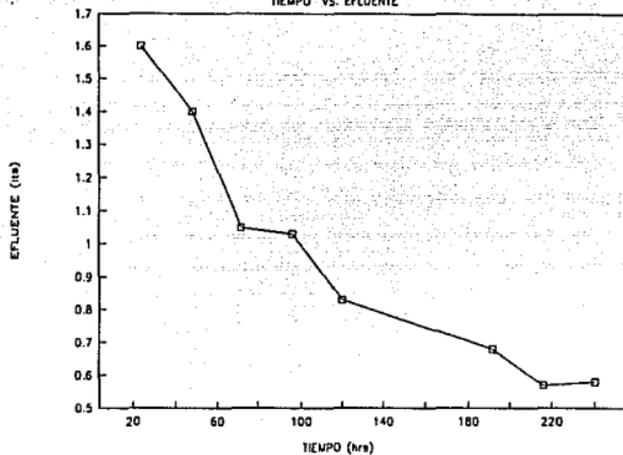
DATOS. SALMUERA (NaCl) A TEMPERATURA AMBIENTE CON UN TIRANTE MENOR

FECHA	DIAS	TIEMPO (hrs)	TIRANTE (cm)	EFLUENTE (lts)	SALINIDAD EFLUENTE (%)
04/6/90	1	24	5.0	1.60	75
05/6/90	2	48	4.8	1.40	73
06/6/90	3	72	4.6	1.05	74
07/6/90	4	96	4.5	1.03	74
08/6/90	5	120	4.4	0.83	76
11/6/90	8	192	4.4	0.68	75
12/6/90	9	216	4.3	0.57	76
13/6/90	10	240	4.3	0.58	75

SUMA=7.74

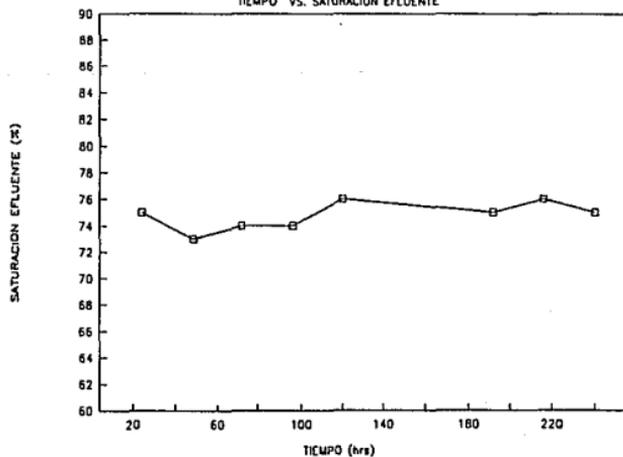
GRAFICA 9.10

TIEMPO VS. EFLUENTE



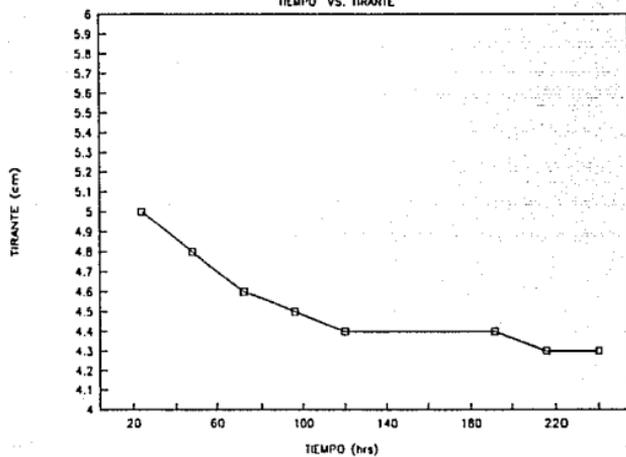
GRAFICA 9.11

TIEMPO VS. SATURACION EFLUENTE



GRAFICA 9.12

TIEMPO VS. TIRANTE



GRAFICA 9.13

EFLUENTE VS. TIRANTE

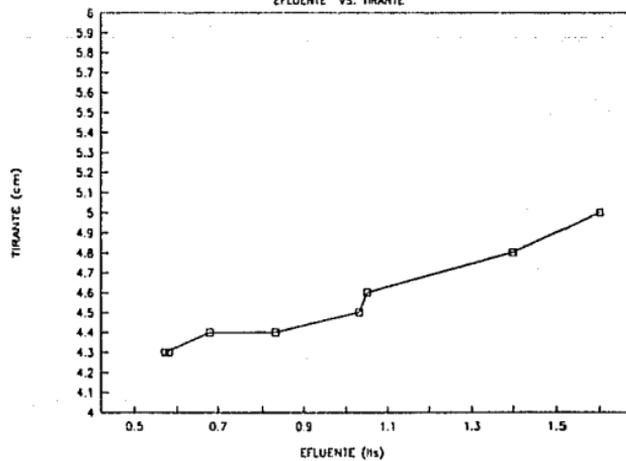


TABLA 9.10

DATOS. AGUA A TEMPERATURA AMBIENTE
DESPUES DE HABER SIDO CARGADO EL ESTANQUE CON
SALMUERA (NaCl)

FECHA	DIAS	TIEMPO (hrs)	EFLUENTE (lts)	SALINIDAD EFLUENTE (%)
04/7/90	1	24	19.20	70
05/7/90	2	48	18.37	65
06/7/90	3	72	17.28	59
07/7/90	4	96	7.68	54
08/7/90	5	120	7.20	50
09/7/90	6	144	6.80	48
10/7/90	7	168	6.80	45
11/7/90	8	192	4.80	45
12/7/90	9	216	6.10	44
13/7/90	10	240	4.56	41
14/7/90	11	264	4.27	41
15/7/90	12	288	4.09	41
16/7/90	13	312	3.85	41
17/7/90	14	336	3.81	41
18/7/90	15	360	2.00	41
19/7/90	16	384	3.28	42
20/7/90	17	408	3.12	45
21/7/90	18	432	3.82	47
22/7/90	19	456	3.22	48
23/7/90	20	480	3.05	49
24/7/90	21	504	1.35	46
25/7/90	22	528	1.69	49
26/7/90	23	552	1.10	48
27/7/90	24	576	1.05	48
28/7/90	25	600	1.15	48
29/7/90	26	624	1.18	48
30/7/90	27	648	1.07	49
31/7/90	28	672	1.05	50
01/8/90	29	696	1.63	49
02/8/90	30	720	0.95	47
03/8/90	31	744	1.12	47
04/8/90	32	768	1.03	47
05/8/90	33	792	1.05	47
06/8/90	34	816	1.08	47

TABLA 9.10.1

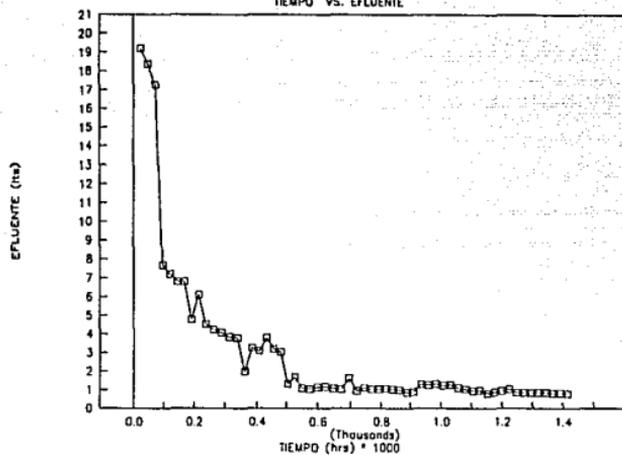
DATOS. AGUA A TEMPERATURA AMBIENTE
DESPUES DE HABER SIDO CARGADO EL ESTANQUE CON
SALMUERA (NaCl)

FECHA	DIAS	TIEMPO (hrs)	EFLUENTE (lts)	SALINIDAD EFLUENTE (%)
07/8/90	35	840	1.02	47
08/8/90	36	864	1.00	46
09/8/90	37	888	0.87	45
10/8/90	38	912	0.89	47
11/8/90	39	936	1.30	46
12/8/90	40	960	1.26	46
13/8/90	41	984	1.32	46
14/8/90	42	1008	1.24	46
15/8/90	43	1032	1.28	46
16/8/90	44	1056	1.10	46
17/8/90	45	1080	1.03	46
18/8/90	46	1104	0.95	45
19/8/90	47	1128	0.98	45
20/8/90	48	1152	0.80	45
21/8/90	49	1176	0.88	46
22/8/90	50	1200	0.95	46
23/8/90	51	1224	1.05	46
24/8/90	52	1248	0.86	45
25/8/90	53	1272	0.85	44
26/8/90	54	1296	0.84	45
27/8/90	55	1320	0.85	41
28/8/90	56	1344	0.85	43
29/8/90	57	1368	0.82	42
30/8/90	58	1392	0.83	41
31/8/90	59	1416	0.81	41

SUMA=174.43

GRAFICA 9.14

TIEMPO VS. EFLENTE



GRAFICA 9.15

TIEMPO VS. SATURACION EFLENTE

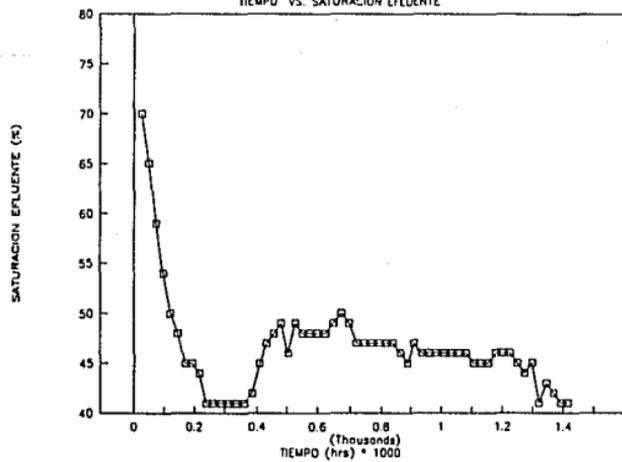


TABLA 9.11

DATOS COMPARATIVOS DE CADA UNA DE LAS ETAPAS

ETAPA	CONDUCTIVIDAD TERMICA K_o (W/m ² C)	COEFICIENTE DE PERMEABILIDAD $X \cdot 10^{-7}$ (cm/s)
AGUA CALIENTE CORRIDA 1	1.57	2.70
AGUA CALIENTE CORRIDA 2	3.77	1.99
SALMUERA CALIENTE	4.77	1.72
AGUA TEMPERATURA AMBIENTE		6.46
*SALMUERA TEMPERATURA AMBIENTE TIRANTE MEDIO (22.5 cm)		12.34
*SALMUERA TEMPERATURA AMBIENTE TIRANTE MENOR (14.5 cm)		44.83

* DATOS DONDE LA UNICA VARIANTE ERA EL TIRANTE

EN EL DATO REPORTADO DE SALMUERA CALIENTE, SOLO SE TOMARON LOS DATOS QUE ESTABAN EN EL RANGO DESEADO (PARA NO DISTORCIONAR CON LOS DEMAS), YA QUE SE SABE QUE LA PERMEABILIDAD SE INCREMENTA EN DOS ORDENES DE MAGNITUD.

Ya habiendo optimizado todos los puntos anteriores, y dejado que el estanque tuviera un estado estacionario, lavado con agua durante cinco meses, se tomo la decisión de volver a cargarlo, ya que los datos del permeámetro así nos lo hacía pensar, en la tabla 9.12.1 , 9.12.2 y 9.12.3 son una serie de datos que consta de 68 días, se volvió a observar el comportamiento de la arcilla, reportándose datos de permeabilidad vertical al rededor de 10^{-7} a 10^{-8} cm/s que nos da la pauta para suponer que ha llegado a las características iniciales.

Las gráfica 9.16 es formada con los datos de las tablas anteriores pudiendose observar un incremento de la salinidad del efluente con respecto al tiempo, esto es de esperarse ya que la salmuera esta saturada al 100%, reportando como dato inicial 40% de salinidad del efluente y final de 65%, por consiguiente también se tuvo cambio en el efluente con respecto al tiempo, pero como se observa en la tabla 9.17 durante casi 20 días se mantiene constante.

Después de haber observar los resultados anteriores se prosiguió a volver suministrar calor al estanque pero como se observa en la tabla 9.13.1 el efluente subió en dos ordenes de magnitud teniendo que desconectar el suministro de calor casi inmediatamente, en la tabla 9.13.2 se ve que el calentamiento fue pausado y no brusco para no afectar sus

características del suelo.

Es importante recalcar como se incrementa el efluente con respecto al tiempo cuando hay suministro de calor, como se ve en la gráfica 9.19 se denota un brusco cambio afectando los objetivos del experimento (buscar un material impermeable), la gráfica 9.18 lo único que nos dice es que es obvio que la saturación del efluente seguirá aumentando con respecto al tiempo hasta llegar a datos al rededor de 95% de saturación. Las gráficas 9.20 y 9.21 son complementarias, y nos da una idea de como cambian nuestras variables, cuando es afectado por un nuevo fenómeno.

Las siguientes tablas 9.14.1 y 19.14.2 como nuestras gráficas 9.22, 9.23, 9.24 y 9.25 son comparativas, a las dos tablas anteriores, así como las cuatro gráficas anteriores, se puede ver como el efluente baja considerablemente cuando se deja de suministrar calor, y llega a su estado inicial de permeabilidad del orden de 10^{-7} cm/s cuando casi esta a temperatura ambiente, por otra parte la saturación del efluente sigue subiendo (gráfica 9.22) hasta casi 90%, es importante, comparar las gráficas 9.24 y 9.25 ya que se puede ver como baja la temperatura con respecto al tiempo (gráfica 9.24) de la misma manera baja el efluente como baja la temperatura (gráfica 9.25), casi son las mismas curvas.

TABLA 9.12.1

DATOS. SALMUERA (NaCl) A TEMPERATURA AMBIENTE

FECHA	DIAS	TIEMPO (hrs)	SALINIDAD EFLUENTE (‰)	TIRANTE (cm)	EFLUENTE (lts)
15/02/91	1	24	40	20.0	0.235
16/02/91	2	48	40	30.0	0.235
17/02/91	3	72	40	30.0	0.240
18/02/91	4	96	40	30.0	0.240
19/02/91	5	120	40	30.0	0.245
20/02/91	6	144	40	30.0	0.245
21/02/91	7	168	41	30.0	0.285
22/02/91	8	192	42	29.9	0.290
23/02/91	9	216	42	29.9	0.310
24/02/91	10	240	43	29.9	0.325
25/02/91	11	264	45	29.4	0.340
26/02/91	12	288	47	29.2	0.345
27/02/91	13	312	49	29.0	0.350
28/02/91	14	336	53	28.8	0.355
01/03/91	15	360	55	28.6	0.365
02/03/91	16	384	55	28.4	0.360
03/03/91	17	408	55	28.4	0.365
04/03/91	18	432	55	28.2	0.360
05/03/91	19	456	55	28.2	0.370
06/03/91	20	480	55	28.0	0.360
07/03/91	21	504	53	28.0	0.520
08/03/91	22	528	55	27.7	0.420
09/03/91	23	552	55	27.4	0.430
10/03/91	24	576	55	27.2	0.430
11/03/91	25	600	55	27.0	0.420
12/03/91	26	624	52	33.3	0.580
13/03/91	27	648	52	33.0	0.480
14/03/91	28	672	53	32.8	0.485
15/03/91	29	696	52	32.6	0.480
16/03/91	30	720	52	32.4	0.480

TABLA 9.12.2

DATOS. SALMUERA (NaCl) A TEMPERATURA AMBIENTE

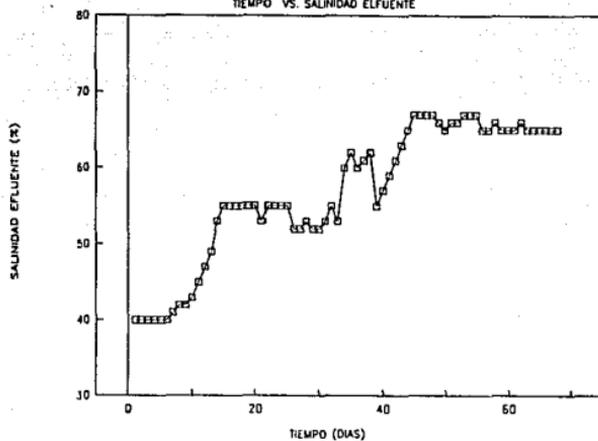
FECHA	DIAS	TIEMPO (hrs)	SALINIDAD EFLUENTE (%)	TIRANTE (cm)	EFLUENTE (lts)
17/03/91	31	744	53	32.2	0.490
18/03/91	32	792	55	32.0	0.490
19/03/91	33	816	53	31.9	0.575
20/03/91	34	144	60	31.7	0.450
21/03/91	35	840	62	31.5	0.430
22/03/91	36	864	60	31.3	0.410
23/03/91	37	888	61	31.1	0.420
24/03/91	38	912	62	30.8	0.430
25/03/91	39	936	55	30.6	0.440
26/03/91	40	960	57	30.4	0.445
27/03/91	41	984	59	30.2	0.445
28/03/91	42	1008	61	30.0	0.420
29/03/91	43	1032	63	29.8	0.410
30/03/91	44	1056	65	29.6	0.400
31/03/91	45	1080	67	29.4	0.400
01/04/91	46	1104	67	29.2	0.405
02/04/91	47	1128	67	29.1	0.430
03/04/91	48	1152	67	29.0	0.410
04/04/91	49	1176	66	28.8	0.405
05/04/91	50	1200	65	28.6	0.410
06/04/91	51	1224	66	28.4	0.415
07/04/91	52	1248	66	28.2	0.410
08/04/91	53	1272	67	28.0	0.415
09/04/91	54	1296	67	27.8	0.420
10/04/91	55	1320	67	27.6	0.420
11/04/91	56	1344	65	27.4	0.425
12/04/91	57	1368	65	27.2	0.420
13/04/91	58	1392	66	27.1	0.420
14/04/91	59	1416	65	27.0	0.420
15/04/91	60	1440	65	26.9	0.425

TABLA 9.12.3

DATOS. SALMUERA (NaCl) A TEMPERATURA AMBIENTE

FECHA	DIAS	TIEMPO (hrs)	SALINIDAD EFLUENTE (%)	TIRANTE (cm)	EFLUENTE (lts)
16/04/91	61	1464	65	26.8	0.430
17/04/91	62	1488	66	26.7	0.425
18/04/91	63	1512	65	26.6	0.420
19/04/91	64	1536	65	26.5	0.425
20/04/91	65	1560	65	26.4	0.425
21/04/91	66	1564	65	26.3	0.425
22/04/91	67	1608	65	26.2	0.430
23/04/91	68	1632	65	26.1	0.430

GRAFICA 9.16
TIEMPO VS. SALINIDAD ELFUENTE



GRAFICA 9.17
TIEMPO vs EFUENTE

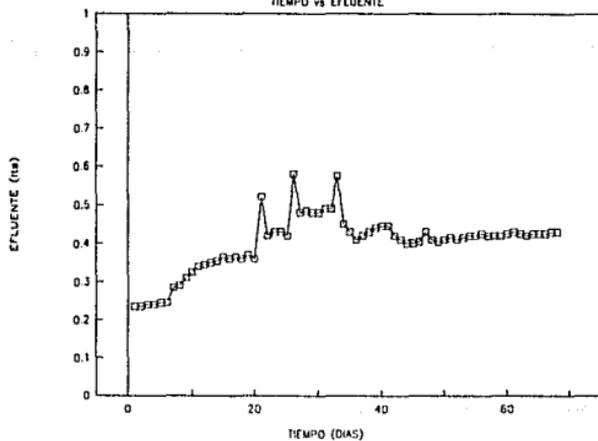


TABLA 9.13.1

DATOS. SALMUERA (NaCl) CALIENTE

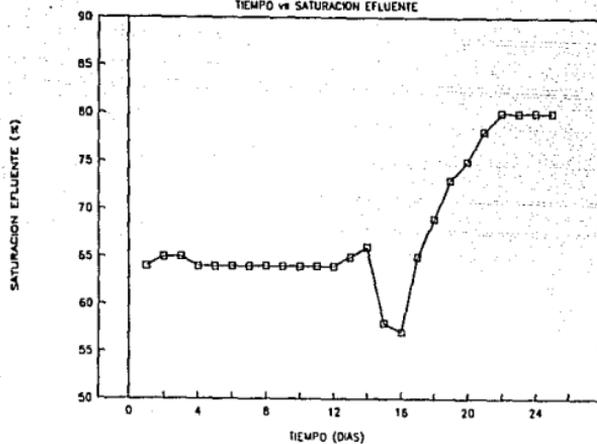
FECHA	DIAS	TIEMPO (hrs)	SALINIDAD EFLUENTE (‰)	TIRANTE (cm)	EFLUENTE (lts)
17/05/91	1	24	64	23.7	0.875
18/05/91	2	48	65	23.5	0.810
19/05/91	3	72	65	23.4	0.805
20/05/91	4	96	64	23.3	0.810
21/05/91	5	120	64	23.3	0.880
22/05/91	6	144	64	23.3	0.760
23/05/91	7	168	64	23.2	0.750
24/05/91	8	192	64	23.1	0.790
25/05/91	9	216	64	23.1	1.110
26/05/91	10	240	64	23.0	1.120
27/05/91	11	264	64	31.3	1.125
28/05/91	12	288	64	31.2	1.150
29/05/91	13	312	65	36.0	1.700
30/05/91	14	336	66	39.0	3.775
31/05/91	15	360	58	38.7	4.050
01/06/91	16	384	57	37.6	7.550
02/06/91	17	408	65	36.5	10.350
03/06/91	18	432	69	35.0	16.000
04/06/91	19	456	73	33.6	15.785
05/06/91	20	480	75	32.8	14.385
06/06/91	21	504	78	31.2	14.280
07/06/91	22	528	80	30.4	12.300
08/06/91	23	552	80	29.6	9.290
09/06/91	24	576	80	28.9	8.350
10/06/91	25	600	80	28.3	7.420

TABLA 9.13.2

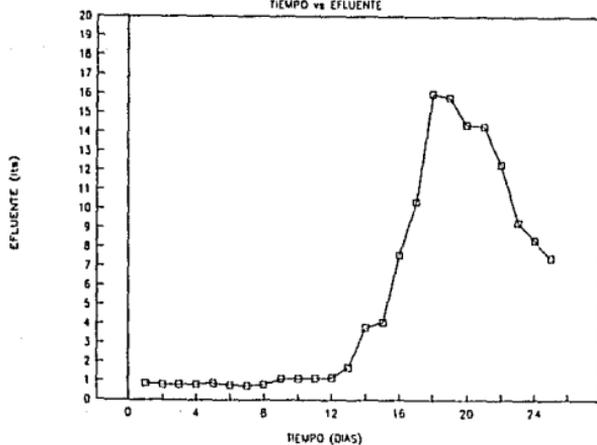
DATOS. SALMUERA (NaCl) CALIENTE

FECHA	DIAS	TIEMPO (hrs)	TEMPERATURA (°C)
17/05/91	1	24	18.0
18/05/91	2	48	18.5
19/05/91	3	72	18.0
20/05/91	4	96	17.5
21/05/91	5	120	18.0
22/05/91	6	144	18.0
23/05/91	7	168	18.0
24/05/91	8	192	17.5
25/05/91	9	216	18.0
26/05/91	10	240	18.0
27/05/91	11	264	30.0
28/05/91	12	288	30.0
29/05/91	13	312	34.0
30/05/91	14	336	42.0
31/05/91	15	360	48.0
01/06/91	16	384	48.0
02/06/91	17	408	48.0
03/06/91	18	432	48.0
04/06/91	19	456	43.0
05/06/91	20	480	41.0
06/06/91	21	504	39.0
07/06/91	22	528	37.4
08/06/91	23	552	36.2
09/06/91	24	576	34.8
10/06/91	25	600	33.0

GRAFICA 9.18
TIEMPO vs SATURACION EFLENTE

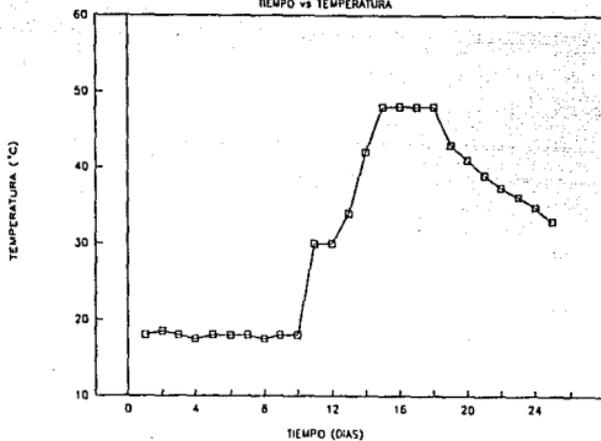


GRAFICA 9.19
TIEMPO vs EFLENTE



GRAFICA 9.20

TIEMPO vs TEMPERATURA



GRAFICA 9.21

EFLUENTE vs TEMPERATURA

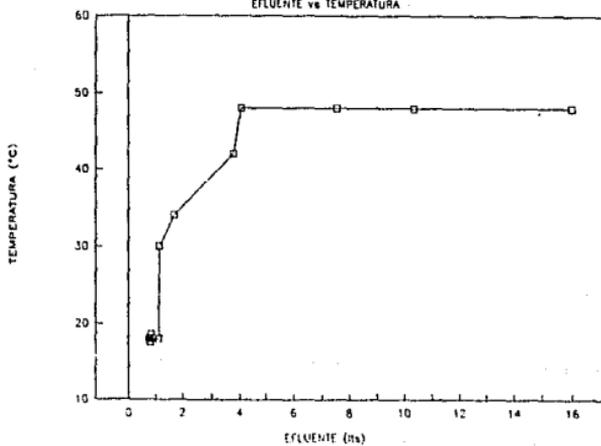


TABLA 9.14.1

DATOS. SALMUERA (NaCl) DESPUES DE HABER SIDO
DESCONECTADA LA RESISTENCIA

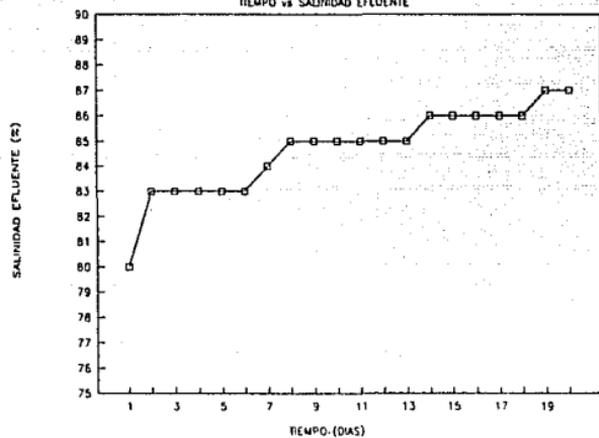
FECHA	DIAS	TIEMPO (hrs)	SALINIDAD EFLUENTE (‰)	TIRANTE (cm)	EFLUENTE (lts)
11/06/91	1	24	80	27.7	6.000
12/06/91	2	48	83	26.9	5.530
13/06/91	3	72	83	26.3	4.820
14/06/91	4	96	83	32.0	5.050
15/06/91	5	120	83	31.7	4.520
16/06/91	6	144	83	31.3	3.950
17/06/91	7	168	84	31.0	3.620
18/06/91	8	192	85	37.5	3.450
19/06/91	9	216	85	36.8	4.110
20/06/91	10	240	85	39.0	3.150
21/06/91	11	264	85	38.5	2.100
22/06/91	12	288	85	38.0	2.410
23/06/91	13	312	85	39.5	2.060
24/06/91	14	336	86	39.0	2.050
25/06/91	15	360	86	38.5	2.840
26/06/91	16	384	86	38.2	2.150
27/06/91	17	408	86	37.8	2.100
28/06/91	18	432	86	37.0	1.810
29/06/91	19	456	87	40.5	1.815
30/06/91	20	480	87	40.0	1.800

TABLA 9.14.2

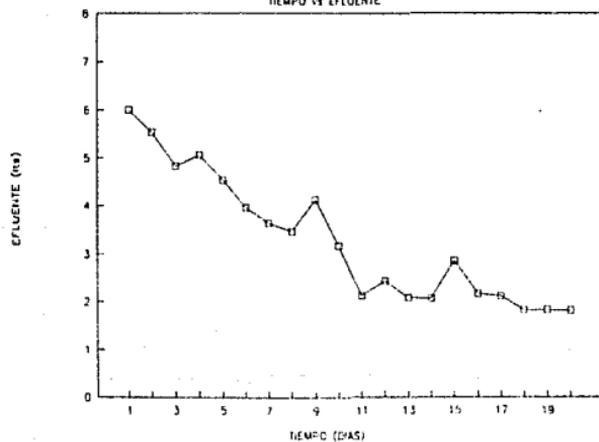
DATOS. SALMUERA (NaCl) DESPUES DE HABER SIDO
DESCONECTADA LA RESISTENCIA

FECHA	DIAS	TIEMPO (hrs)	TEMPERATURA (°C)
11/06/91	1	24	32.5
12/06/91	2	48	31.5
13/06/91	3	72	30.5
14/06/91	4	96	28.5
15/06/91	5	120	28.3
16/06/91	6	144	28.1
17/06/91	7	168	28.0
18/06/91	8	192	26.0
19/06/91	9	216	25.5
20/06/91	10	240	25.0
21/06/91	11	264	25.0
22/06/91	12	288	24.4
23/06/91	13	312	24.0
24/06/91	14	336	23.0
25/06/91	15	360	23.0
26/06/91	16	384	23.0
27/06/91	17	408	23.0
28/06/91	18	432	22.0
29/06/91	19	456	22.0
30/06/91	20	480	21.0

GRAFICA 9.22
TIEMPO vs SALINIDAD EFLENTE

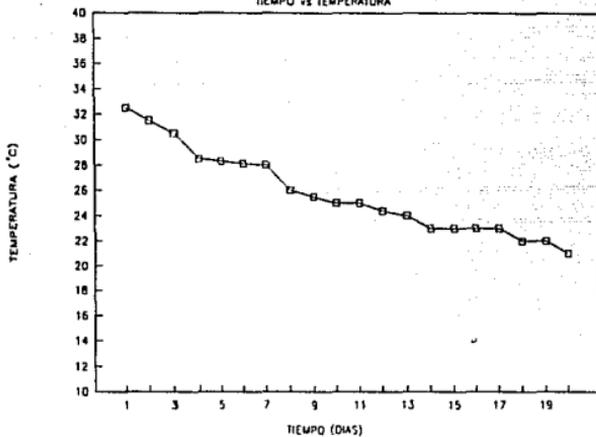


GRAFICA 9.23
TIEMPO vs EFLUENTE



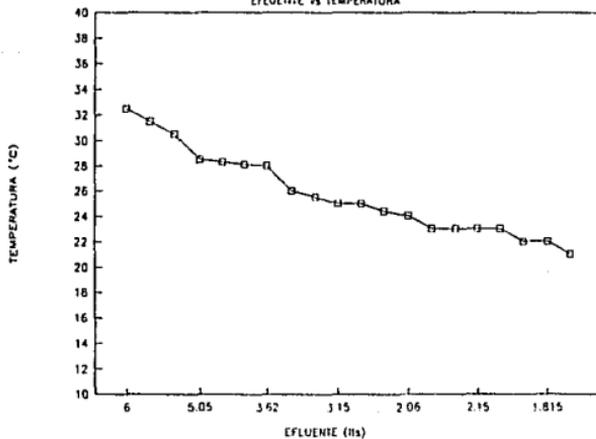
GRAFICA 9.24

TIEMPO vs TEMPERATURA



GRAFICA 9.25

EFLUENTE vs TEMPERATURA



10. CONCLUSIONES Y SUGERENCIAS

Se sabe por experiencia que los suelos al estar por encima de su óptimo en la prueba Proctor, son impermeables. Las pruebas mecánicas realizadas como índices de plasticidad Proctor y clasificación de aeropuertos nos daban bases para suponer que el material de Zamora, Michoacan, nos iba a resultar eficiente para nuestra experimentación y los resultados que deseábamos obtener.

Se suponía por experiencias anteriores que las arcillas al intercambiar un ion calcio por dos iones sodio, al aumentar su área específica estas iban a comportarse como mas impermeables.

Las pruebas fisicoquímicas preliminares, nos daban a conocer que en el suelo se encontraba una gran cantidad de arcilla (78%) y que esta arcilla era cálcica, con una C.I.C.T., parecida a la de las montmorilonitas.

Con estos datos y siguiendo la misma línea de los 2 experimentos anteriores, se decidió cargar el estanque con los elementos que constituyen el prototipo de laboratorio que fueron checados y puestos a punto. La preparación de la arcilla y carga del estanque se llevaron a cabo según la bibliografía.

Cargado ya el estanque, se procedió a llenarlo con agua y calentarlo; los datos de permeabilidad vertical fueron $2.7 * 10^{-7}$ cm/s en una primera corrida y $1.99 * 10^{-7}$ cm/s. los cuales son datos muy aceptables, mientras que la conductividad térmica fue de 1.57 W/m°C en la primera corrida y 3.77 W/m°C, los cuales son un poco altos.

Se encontró las causas posibles, los cuales eran 3 principalmente; la primera que las resistencias no eran las adecuadas, ya que la parte de calentamiento no es uniforme, la segunda era el termostato que tenía un rango de hasta 20°C (tabla 9.2) y por último la tapa que no cierra hermeticamente y existen fugas de calor.

Con estos datos se decidió cargar el estanque con salmuera (NaCl); lo esperado era que ambos datos, permeabilidad vertical y conductividad térmica disminuyeran.

Durante la carga del estanque se pudo saturar la salmuera a un 100%, por un nuevo método implementado, ya descrito (figura 9.3). A continuación la salmuera se calentaba y se vaciaba al estanque llegando a una temperatura de 40°C . Anteriormente había llegado el estanque a esta temperatura y nos daba datos en que basarnos para decir que el material no se fracturaba con gradientes de hasta 20°C (gráfica 9.1).

Se empezaron a reportar datos donde se observan intervalos de alta y baja salinidad en los efluentes, pero con tendencia a subir rápidamente, lo cual nos muestra que los cambios en la arcilla fueron igualmente rápidos (gráficas 9.3 y 9.4).

Al realizar los cálculos de permeabilidad vertical se obtuvo lo siguiente: $1.72 * 10^{-7}$ cm/s la cual es mucho mas bajo que la obtenida anteriormente, pero el flujo de efluente tiende a subir (como se muestra en la gráfica 9.5), mientras que la conductividad térmica también subió, (se cree que fue por las razones antes mencionadas). La conductividad aumenta porque el flujo sube y existe mayor pérdida de calor.

Aprovechando el experimento se observó la influencia del tirante con respecto a la permeabilidad. Como se contaba con efluentes muy altos, nada más vamos a referirnos a estas dos series de lecturas (con tirante medio y tirante menor). En efecto la permeabilidad vertical disminuyó conforme disminuía el tirante; como los efluentes son continuos y no se recirculan, el tirante efectivamente disminuye con el tiempo (gráficas 9.6 y 9.12), por otra parte se puede ver que la saturación es mas constante, ya no tiene saltos tan pronunciados (gráficas 9.8 y 9.11), sin embargo en cada una de las gráficas tiene tendencias características de cada fenómeno.

También se dejó el estanque con salmuera para que éste se estabilice; se tiene la hipótesis que éste en un tiempo llegue a un estado estacionario y ya no cambien sus propiedades, las cuales se mantienen constantes mientras las variantes sean las mismas.

Existe la idea que la arcilla flocló lo cual hace que aparezcan microfisuras ó microespacios entre láminas y láminas, por lo cual, al estar cargado con salmuera (NaCl) su permeabilidad vertical aumentó; el cloruro de sodio actúa como un electrolito, provocando orientación de las cargas, así produciendo la floclación de los coloides.

La continuación del experimento fué lavar la arcilla con agua, provocando la disminución del estado de saturación de la salmuera presente en la arcilla; se puede ver que en efecto la saturación baja (gráfica 9.15). Por otra parte se puede ver que el efluente también es menor (gráfica 9.14), se espera que la permeabilidad vertical sea menor o igual al dato inicial. El cálculo de la permeabilidad nos indica que esta muy cerca del dato inicial $6.46 * 10^{-7}$ cm/s.

Paralelamente al experimento se analizaron los efluentes para saber como había cambiado sus condiciones iniciales la arcilla. En la tabla 4.5 se hace un estudio de la salmuera; la muestra no. 1 es la que se encuentra en los recipientes

antes de ser vaciada al estanque, la muestra no. 2 es la salmuera que esta en contacto con la arcilla, la muestra no. 3 es el efluente del estanque que ya paso a través de la arcilla; se puede observar la disminución de los cationes Na^+ y K^+ y el aumento en los cationes Ca^{++} y Mg^{++} . Era de suponerse ya que el Ca^{++} y Mg^{++} son los cationes que intercambian primero según la serie liotrópica (capítulo 4). Se observa también un cambio en los aniones.

A continuación se monitoriaron los efluentes durante tres meses para ver como eran intercambiados aniones y cationes (tabla 4.7). Al lavar el suelo se trata de recuperar sus condiciones iniciales para posibles experimentos posteriores y así restablecer la C.I.C.T. original y no alterar los datos posteriores pero se puede ver que sigue habiendo intercambio de aniones y cationes.

La arcilla no presentó un comportamiento deseado, por lo cual se decidió parar el experimento en primera instancia y hacer experimentación a pequeña escala (permeámetro).

En la segunda vez que se cargo el prototipo de laboratorio, se dividió en tres etapas, la primera cuando se encuentra con salmuera a temperatura ambiente, la segunda cuando se eleva su temperatura por medio de una resistencia y una tercera, después de haber desconectado la resistencia. Al final del

capítulo se da una tabla comparativa de cada una de estas tres etapas, comparándolas con las del permeámetro.

Siguiendo la cronología del experimento en el prototipo de laboratorio, en la tabla 9.12.1, 9.12.2 y 9.12.3, se tienen reportados los datos obtenidos a lo largo de la primera etapa que es cuando se encuentra con salmuera a temperatura ambiente. Los símbolos que aparecen al lado de alguna fecha (por ejemplo *), nos representa el día en que el estanque fué elevado su nivel de salmuera (tirante) para tener un nivel constante que no nos afecte en los datos, de manera de tener un tirante promedio y uniforme para calcular nuestra permeabilidad vertical.

Se tuvo los mismos resultados que la vez anterior, la salinidad del efluente aumenta, ya que la salmuera esta completamente saturada, el efluente aumenta cuando hay suministro de calor, y regresa a su estado inicial al estar a temperatura ambiente, de aquí sale una segunda hipótesis, que es que la constante dieléctrica es modificada al existir un incremento de temperatura y esto hace que la permeabilidad aumente en dos ordenes de magnitud, posteriores investigaciones se hará referencia a este punto.

Paralelamente se experimentó con un permeámetro, para tener nuestras variables del sistema más controladas, se sabe que

la permeabilidad vertical en este tipo de aparatos con respecto a un prototipo de laboratorio a mayor escala, la permeabilidad vertical cambia en dos órdenes de magnitud.

Este experimento se divide en dos etapas, la primera interaccionando con agua y la segunda con salmuera (NaCl).

Para entender mejor las tablas del capítulo 8 en sus dos etapas se hizo lo siguiente: primero se dan las lecturas correspondientes de las buretas 1 y 2, después se da el volumen desplazado por ambas buretas con el símbolo v^*1 para la bureta 1 y v^*2 para la bureta 2, en seguida se ve la diferencia de $v^*1 - v^*2$; esto nos tendría que dar cero en las dos etapas, ya que lo que entra tiene que salir; de la tabla 8.1.1 a la 8.1.4 se dan las lecturas y de a tabla 8.1.1.1 a la 8.1.1.4 se dan los volúmenes desplazados v^* .

Durante el experimento tenemos varios comentarios, obviamente la diferencia de volúmenes desplazados en muy pocas ocasiones de cero, e incluso de valores negativos. He aquí una explicación mas clara:

En los primeros días, el sistema fue absorbiendo agua, pero no salía nada, esto se debe a que el sistema tuvo que saturarse como también paso en el prototipo de laboratorio en la primera vez que se puso en marcha, también es importante

decir que la presión en el sistema es de 0.5 kg/cm^2 , y no se tiene contrapresión, esto nos da un tirante de aproximadamente 5 metros de agua.

Durante un tiempo el agua que entraba era mayor que la que salía, pero después empezó a tener cambios y tener flujos de entrada negativos a partir del 8/enero/91, la causa es que el medidor de presión estaba defectuoso, y con un pequeño movimiento el menisco que nos indica que efectivamente hay presión se movía de nuevo a su estado inicial. De estar recto a estar concavo.

En los siguientes días, se ve que a veces las lecturas son positivas o negativas. Una posible explicación a esto es que el agua debido al aire que se encuentra atrapado en la pastilla del suelo forma meniscos(se sabe que el agua debido a su tensión superficial forma meniscos) al romperse estos provocan un mayor flujo de salida que el de entrada, posteriormente se harán cálculos de porcentaje de aire en la pastilla del permeámetro, así como el prototipo de laboratorio y prueba proctor. Otra explicación sería que el suelo contiene materia orgánica y al estar en contacto con la salmuera forma gases que tienden a salir (en la tabla 3.4 del capítulo tres están reportados los "limos", que de alguna manera es la materia orgánica presente en nuestro suelo).

Comentando con diversos expertos en la materia, se nos sugirió que se aumentara la presión y que metieramos contra presión, pero dejando el mismo margen de 0.5 Kg/cm^2 entre entrada y salida, de esta manera se fue aumentando paulatinamente hasta que el 8/febrero/91 se tiene una presión de 1 kg/cm^2 y una contrapresión de 0.5 Kg/cm^2 , con esto nos evitaríamos cambios por aire en la muestra, ya que es posible que el aire se disuelva en el agua. Por un tiempo funcionó pero se siguieron teniendo altibajos.

En la gráfica 8.1 y 8.2 se pueden ver que los datos que se mantienen constantes o son muy parecidos a los primeros 60 días del experimento, estos datos son los que se van a tomar para calcular la permeabilidad vertical.

Por último tenemos los datos del permeámetro, en el cual la misma pastilla se pone a interaccionar con salmuera (NaCl), se siguen teniendo los mismos problemas con respecto a los flujos y se opta por tomar la misma medida, el 11/marzo/91 se aumenta la presión a 1.2 Kg/cm^2 con una contrapresión de 0.7 Kg/cm^2 posteriormente el 13/marzo/91 se vuelve a incrementar en ambos lados 0.3 Kg/cm^2 .

Se vuelve a tener datos representativos solo en periodos cortos de tiempo, con estos datos se harán también los cálculos de permeabilidad vertical. En la tabla 8.2 y 8.2.1 se

pueden observar mejor los resultados.

Durante la experimentación se utilizó un micrómetro, el cual se colocó el 5/diciembre/90 con una lectura inicial de 13.750 mm y alcanzó una lectura final de 13.850 mm, lo cual nos indica una expansión de 0.010 mm que es despreciable, lo importante de este aparato es colocarlo en el experimentos posteriores al inicio del experimento y aumentar la temperatura del sistema para saber si efectivamente existe expansión del suelo. Otra sugerencia sería el de meter al permeámetro una presión confinante, para evitar que el pistón se mueva y tener datos falsos, esto también nos sirve para poder aumentar presión y contrapresión a nuestro sistema como más nos convenga, y evitar así posibles rompimientos o fracturas en la pastilla del permeámetro.

Cálculos (Laboratorio, Prueba Proctor y Pastilla Permeámetro)

PRUEBA PROCTOR

Energía de compactación

$$Ec = \frac{N \cdot n \cdot W \cdot h}{V}$$

Ec = Energía de compactación

N = Número de golpes

n = Número de capas (3 capas)

h = Altura de caída libre

V = Volumen del suelo compactado

W = Peso del pisón

Molde Proctor

Diámetro = d = 10.42 cm

Altura = h = 11.7 cm

Sobrante = 0.5 cm

$$\text{Area} = \frac{\pi}{4} (d)^2 = A$$

$$\text{Area} = (0.785) (10.42)^2 = 85.27 \text{ cm}^2$$

$$\text{Volumen} = A \cdot h = V$$

$$V = 85.27 \cdot (11.7 + 0.5) = 1040.36 \text{ cm}^3$$

$$Ec = \frac{25 \cdot 3 \cdot 2.5 \cdot 30.4}{1040.36} = 5.47 \text{ Kg/cm}^2$$

Volumen de sólidos

$$V_s = \frac{P_s}{S}$$

V_s = Volumen de sólidos

P_s = Peso del sólido

S = Densidad del sólido

$$V_{s1} = \frac{1258}{2.685} = 468.52 \text{ cm}^3$$

$$V_{s2} = \frac{1362.8}{2.685} = 507.56 \text{ cm}^3$$

$$V_{s3} = \frac{1278}{2.685} = 475.97 \text{ cm}^3$$

Relación de vacíos

$$e = \frac{V_T}{V_s} - 1$$

V_T = Volumen total

V_s = Volumen de sólidos

e = Relación de vacíos

$$e_1 = \frac{1040.36}{468.52} - 1 = 1.22$$

$$e_2 = \frac{1040.36}{507.56} - 1 = 1.04$$

$$e_3 = \frac{1040.36}{475.97} - 1 = 1.18$$

Grado de saturación

$$G_w = \frac{w S_s}{e}$$

G_w = Grado de saturación

S_s = densidad de sólidos

e = Relación de vacíos

w = Contenido de agua

$$G_{w1} = \frac{0.241 * 2.685}{1.22} = 0.5301$$

$$G_{w1} = 53.01 \%$$

$$G_{w2} = \frac{0.31 * 2.685}{1.04} = 0.7929$$

$$G_{w2} = 79.29 \%$$

$$G_{w3} = \frac{0.376 * 2.685}{1.18} = 0.8514$$

$$G_{w3} = 85.14 \%$$

Volumen de aire

$$V_a = \left(\frac{1}{G_w} - 1 \right) V_w$$

$$V_a = (1 - G_w) e V_s ; \quad V_a = \text{Volumen de aire}$$

G_w = Grado de saturación

e = Relación de vacíos

V_s = Volumen de sólidos

$$Va_1 = (1 - 0.53) 1.22 * 468.52 = 268.63 \text{ cm}^3$$

$$Va_2 = (1 - 0.79) 1.04 * 507.56 = 110.33 \text{ cm}^3$$

$$Va_3 = (1 - 0.85) 1.18 * 475.97 = 83.85 \text{ cm}^3$$

Porcentaje de aire en la muestra

$$\% a = \frac{Va}{VT} * 100$$

$$\% a_1 = 25.83$$

$$\% a_2 = 10.60$$

$$\% a_3 = 8.06$$

Cálculos Laboratorio (estanque)

Energía de compactación

Pisón ; Area = L * L

$$\text{Area} = 22 * 13.5 = 279 \text{ cm}^2$$

$$\text{Volumen} = \text{área} * h$$

$$\text{Volumen} = 297 * 20 = 5490 \text{ cm}^3$$

$$E_c = \frac{N \cdot n \cdot W \cdot h}{V}$$

$$E_c = \frac{17 \cdot 4 \cdot 8.5 \cdot 50}{5490} = 5.26 \text{ Kg/cm}^2$$

Volumen de sólidos

$$V_s = \frac{P_s}{S}$$

$$V_s = \frac{444.2 \cdot 10^3}{2.685} = 165,437.61 \text{ cm}^3$$

$$V_s = 0.165 \text{ m}^3$$

Relación de vacíos

$$e = \frac{V_T}{V_s} - 1$$

$$e = \frac{326,007.51}{165,437.61} - 1 = 0.97$$

Grado de saturación

$$G_w = \frac{w S_s}{e}$$

$$G_w = \frac{0.36 * 2.685}{0.97} = 0.9959$$

$$G_w = 99.59 \%$$

Volumen de aire

$$V_a = (1 - G_w) e V_s$$

$$V_a = (1 - 0.9959) 0.97 * 165,437.61 = 657.89 \text{ cm}^3$$

Porcentaje de aire

$$\% a = \frac{V_a}{V_T} * 100$$

$$\% a = 0.20$$

Peso volumétrico seco Pvs

$$Pvs = \frac{Ps}{VT}$$

$$Pvs = \frac{444.2 * 10^3}{326,007.51} = 1.36$$

En la gráfica de la Prueba Proctor, si se gráfica este punto, queda sobre la línea de saturación a 36% de contenido de agua.

Area del estanque con respecto al cinturón de arcilla

$$Area = \frac{\pi}{4} (d)^2 \quad ; d = 144.1 \text{ cm}$$

$$Area = 0.785 * (144.1)^2 = 16,052 \text{ cm}^2$$

$$Volumen = Area * h \quad ; h = 20 \text{ cm}$$

$$Volumen = 16,052 * 20 = 326,007.51 \text{ cm}^3$$

Cálculos Permeámetro

$$Ec = \frac{N_n W h}{V}$$

$$Ec = 6 \text{ kg/cm}^2$$

La Ec fué dada por medio de una prensa, el dato es confiable.

Molde permeámetro

$$\text{Area del anillo} = 45.72 \text{ cm}^2$$

$$\text{Volumen de anillo} = 91.44 \text{ cm}^3$$

Volumen de sólidos

$$V_s = \frac{P_s}{S}$$

$$V_s = \frac{119.11}{2.685} = 44.36 \text{ cm}^3$$

Relación de vacíos

$$e = \frac{V_T}{V_s} - 1$$

$$e = \frac{91.44}{44.36} - 1 = 1.06$$

Grado de Saturación

$$G_w = \frac{w S_s}{e}$$

$$G_w = \frac{0.36 * 2.685}{1.06} = 0.911$$

$$G_w = 91.1 \%$$

Volumen de aire

$$V_a = (1 - G_w) e V_s$$

$$V_a = (1 - 0.911) 1.06 * 44.36 = 4.17$$

Porcentaje de aire

$$\% a = \frac{V_a}{V_T}$$

$$\% a = 4.57$$

Area y volumen del anillo permeámetro

$$d = 7.64 \text{ cm} ; \text{ altura} = 2 \text{ cm}$$

$$\text{Area} = \frac{\pi}{4} d^2$$

$$\text{Area} = 45.72 \text{ cm}^2$$

$$\text{Volumen} = A * h$$

$$\text{Volumen} = 91.44$$

Cálculos de permeabilidad vertical con los datos del estanque, a partir del 15/02/91 (segunda experimentación), aplicando la ley de Darcy se obtienen los siguientes resultados.

Primera etapa. Datos salmuera a temperatura ambiente.

$$Q = X i A$$

Donde: Q = Pérdidas por filtración m³/s

X = Coeficiente de permeabilidad m/s

i = Gradiente hidráulico

A = Area m²

$$i = \frac{T + D}{D} \quad \text{ó} \quad i = \frac{t + e}{e}$$

Donde: T = Longitud de agua + arena

D = Longitud de arcilla

t = Tirante

e = Espesor revestimiento (arcilla)

T = 10 cm de arena + 28.1 cm de altura promedio salmuera

D = 20 cm de arcilla

$$i = \frac{38.1 + 20}{20} = 2.9$$

$$Q = \frac{\text{Suma de Pérdida}}{\text{Tiempo}}$$

$$Q = \frac{27.3 \text{ lts}}{1632} * \frac{1 \text{ m}^3}{1000 \text{ lt}} * \frac{1 \text{ hr}}{3600 \text{ s}} = 4.64 * 10^{-9} \text{ m}^3/\text{s}$$

$$X = \frac{Q}{i A}$$

$$X = \frac{4.64 * 10^{-9} \text{ m}^3/\text{s}}{2.9 (1.62 \text{ m}^2)} = 9.82 * 10^{-10} \text{ m/s}$$

$$X = 9.82 * 10^{-7} \text{ cm/s}$$

Segunda etapa: Datos salmuera caliente.

D = 20 cm de arcilla

T = 10 cm de arena + 29.3 cm de altura promedio salmuera

$$i = \frac{39.3 + 20}{20} = 2.96$$

$$Q = \frac{136.22 \text{ lt}}{600 \text{ hr}} * \frac{1 \text{ m}^3}{1000 \text{ lt}} * \frac{1 \text{ hr}}{3600 \text{ s}} = 6.3 * 10^{-8} \text{ m}^3/\text{s}$$

$$X = \frac{6.3 * 10^{-8} \text{ m}^3/\text{s}}{2.96 (1.62 \text{ m}^2)} = 1.305 * 10^{-8} \text{ m/s}$$

$$X = 1.305 * 10^{-6} \text{ cm/s}$$

Tercera etapa: Datos salmuera enfriándose.

D = 20 cm de arcilla

T = 10 cm de arena + 35.5 cm de altura promedio salmuera

$$i = \frac{45.3 + 20}{20} = 3.26$$

$$Q = \frac{65.35 \text{ lt}}{480 \text{ hr}} * \frac{1 \text{ m}^3}{1000 \text{ lt}} * \frac{1 \text{ hr}}{3600 \text{ s}} = 3.78 * 10^{-8} \text{ m}^3/\text{s}$$

$$X = \frac{3.78 * 10^{-8} \text{ m}^3/\text{s}}{3.26 (1.62 \text{ m}^2)} = 7.12 * 10^{-9} \text{ m/s}$$

$$X = 7.12 * 10^{-7} \text{ cm/s}$$

Cálculos permeabilidad vertical permeámetro

Del 23 de noviembre de 1990 al 28 de enero de 1991.

D = 0.02 m

T = 5 metros de agua (por la presión que se ejerce en el aparato)

$$i = \frac{5 + 0.02}{0.02} = 231$$

Area pastilla = 45.72 cm²

Area pastilla = 4.57 * 10⁻³ m²

$$Q = \frac{12.4 \text{ cm}^3}{1464 \text{ hr}} * \frac{1 \text{ m}^3}{1 * 10^6 \text{ cm}^3} * \frac{1 \text{ hr}}{3600 \text{ s}} = 2.35 * 10^{-12} \text{ m}^3/\text{s}$$

$$X = \frac{2.35 * 10^{-12} \text{ m}^3/\text{s}}{251 (4.57 * 10^{-3} \text{ m}^2)} = 2.51 * 10^{-12} \text{ m/s}$$

$$X = 2.51 * 10^{-10} \text{ cm/s}$$

Del 30 de enero de 1991 al 11 de febrero de 1991.

$$Q = \frac{24 \text{ cm}^3}{288 \text{ hr}} * \frac{1 \text{ m}^3}{1 * 10^6 \text{ cm}^3} * \frac{1 \text{ hr}}{3600 \text{ s}} = 2.3 * 10^{-11} \text{ m}^3/\text{s}$$

$$X = \frac{2.31 * 10^{-11} \text{ m}^3/\text{s}}{4.17 * 10^{-3} \text{ m}^2 (2.51)} = 2.01 * 10^{-11} \text{ m/s}$$

$$X = 2.01 * 10^{-9} \text{ cm/s}$$

Del 12 de febrero de 1991 al 4 de marzo de 1991.

$$Q = \frac{13.1 \text{ cm}^3}{480 \text{ hr}} * \frac{1 \text{ m}^3}{1 * 10^6 \text{ cm}^3} * \frac{1 \text{ hr}}{3600 \text{ s}} = 7.58 * 10^{-12} \text{ m}^3/\text{s}$$

$$X = \frac{7.58 * 10^{-12} \text{ m}^3/\text{s}}{4.57 * 10^{-3} \text{ m}^2 (251)} = 6.6 * 10^{-12} \text{ m/s}$$

$$X = 6.6 * 10^{-10} \text{ cm/s}$$

Del 5 de marzo de 1991 al 26 de marzo de 1991.

$$Q = \frac{15.1 \text{ cm}^3}{528 \text{ hr}} * \frac{1 \text{ m}^3}{1 * 10^6 \text{ cm}^3} * \frac{1 \text{ hr}}{3600 \text{ s}} = 7.9 * 10^{-12} \text{ m}^3/\text{s}$$

$$X = \frac{7.9 * 10^{-12} \text{ m}^3/\text{s}}{4.57 * 10^{-3} \text{ m}^2 (251)} = 6.92 * 10^{-12} \text{ m/s}$$

$$X = 6.92 * 10^{-10} \text{ cm/s}$$

Como se esperaban los datos de permeabilidad vertical en el permeámetro, son menores en dos ordenes de magnitud, con lo que respecto al primer dato de permeabilidad vertical, en el prototipo de laboratorio. Por otra parte se observa que la permeabilidad vertical aumenta cuando se eleva la temperatura por medio de la resistenciade, los datos solo son comparativos, y las cifras de éstos están en el orden de 10^{-7} cm/s, por lo cual se puede considerar impermeable el material, sin que exista aumentom de temperatura.

Los resultados de los cálculos para obtener porcentaje de aire en nuestro suelo, son distintos para cada lugar, en la prueba Proctor fué: $a_1 = 25.8\%$, $a_2 = 10.6 \%$ y $a_3 = 8\%$, esto con respecto a cad punto de la prueba (nosotros trabajamos con un porcentaje de 8%).

Para comparar los datos de porcentaje de aire en la pastilla del permeámetro y prototipo de laboratorio se calcularon también, obteniéndose: 0.20% en el prototipo de laboratorio y 4.53% en la pastilla, es por eso que se menciona aire disuelto en la pastilla cuando los flujos de agua ó salmuera no son congruentes.

Es importante mencionar que en la pastilla del permeámetro el % aire es muy representativo, pues la pastilla es pequeña.

Datos comparativos en cada una de las etapas.

Prototipo de laboratorio (salmuera)	Coefficiente de permeabilidad vertical [cm/s]
--	--

Primera etapa	$9.82 * 10^{-8}$
Segunda etapa	$1.3 * 10^{-6}$
Tercera etapa	$7.2 * 10^{-7}$

Permeámetro
(agua)

Primera etapa	$2.51 * 10^{-10}$
Segunda etapa	$2.01 * 10^{-9}$
Tercera etapa	$6.6 * 10^{-10}$

Permeámetro
(salmuera)

Primera etapa	$6.92 * 10^{-10}$
---------------	-------------------

A continuación comentaremos y discutiremos los resultados de los métodos físicos.

El método de difracción de rayos X en polvo cristalino, vía difractométrica, puede aplicarse a diversas fases granulométricas del suelo (arena, limos y arcillas), así como a óxidos e hidróxidos. Aunque todos los componentes minerales pueden ser estudiados por difracción, se tratará especialmente lo concerniente a arcillas.

La difracción por rayos X, del suelo tal y como se encuentra en Zamora, Michoacán, se tamizó y se corrió la muestra, parte de los resultados se pueden ver en la figura 7.29. Como se observa, se encuentra una mezcla de partes arcillosas en el suelo, desde caolinitas hasta ilitas, también se encuentran picos característicos de silicatos, óxidos, hidróxidos, carbonatos etc., que en algunos casos se nombran (los más comunes), pero en otros se omiten para evitar confusiones, lo que nos hace deducir que se necesitan tratamientos para hacer más claras las señales. Si bien los pretratamientos y tratamientos a que debe someterse una muestra previo a su análisis son materia propia de la práctica, hay que referirse brevemente a ellas por lo cual son fundamentales para el éxito de un análisis difractométrico. La preparación de la muestra para el análisis debe incluir los tratamientos para eliminar agentes cementantes y componentes amorfos. Ello incluye la

destrucción de carbonatos, materia orgánica, óxidos de hierro libres, óxidos de magnesio, sílice y alúmina.

El tamaño de la arcilla se segrega en fracciones, gruesa (2 - 0.2 μ), media (0.2 - 0.08 μ), fina (< 0.08 μ) y a veces fracciones muy finas (0.08 - 0.04 μ), que se usan con propósitos especiales. Nosotros trabajaremos en el rango de gruesa-media. La técnica de separación es por decantación, centrifugación o supercentrifugación.

La separación por tamaños es indispensable ya que hay tendencia a que ciertas especies se concentren en determinados tamaños y mientras más finas son las partículas de una especie, más débiles serán las líneas de difracción y mayor imperfección pueden tener los cristales.

El análisis de difracción de la arcilla total (fracción < 2 μ) no conviene efectuarlo como práctica rutinaria, ya que pueden inducirse serios errores tanto en la identificación como en la evaluación de la proporción relativa de los componentes; además contiene mucho material primario (cuarzo, feldespatos y otros).

Para dispersar la muestra se eliminan los agentes cementantes, ellos 1) evitan una dispersión adecuada, 2) reducen la intensidad de las líneas de difracción de los minerales, 3)

evitan una orientación adecuada de los minerales de capa cuando se preparan orientados agregados, 4) incrementan la difusión de los rayos X en la muestra analizada; y 5) disminuyen la intensidad del haz primario.

Los dos últimos puntos son importantes y con frecuencia son provocados por los minerales amorfos. Los rayos X difundidos lo hacen sin dirección definida, por lo que el fondo se intensifica, se reduce así la razón máxima de difracción/fondo y disminuye la sensibilidad del análisis.

Como consecuencia de la estructura de los minerales de arcilla la difracción de rayos X es dependiente de los planos basales (001), ya que son más altas por unidad de arcilla.

Las distancias entre capas cristalinas (d 001) y la intensidad de la difracción dependerá además del catión de cambio que las satura y del líquido sorbido entre esas capas; aspecto crítico en el caso de los minerales expandibles.

En el suelo que proviene de Zamora, Michoacán, por fortuna existen 2 cationes predominantes, que son Ca^{++} 31.9-37.2 meq/100gr y Mg^{++} 15.9-18.3 meq/100gr; los otros cationes son despreciables (su contenido es mínimo), por otra parte este suelo sólo ha sido tratado por agua de lluvias, por lo que se puede decir que el líquido sorbido entre capas es agua (H_2O).

El catión de saturación debe minimizar las fluctuaciones del agua entre capas estructurales del cristal, por variación de la humedad relativa, ya que generalmente se analizan muestras secas al aire. A menudo se utilizan, como cationes de saturación los elementos alcalinotérreos Ca^{++} y Mg^{++} , que debilitan la adsorción más o menos uniforme del agua de las capas.

Se procedió a preparar nuestro suelo por orientados agregados para solo dejar la parte arcillosa gruesa y media, como puede verse en las figs. 7.29, 7.30 y 7.31. Se observa en el diagrama 7.30 que la intensidad mayor no se puede obtener ya que la escala es muy alta y se pierde esa señal; existen con mayor frecuencia señales de grupo de las micas hidratadas, montmorilonitas y el de las vermiculitas (cuarto grupo de las arcillas silicatadas que aún no tienen nombre). Sigue habiendo interferencia por silicatos, óxidos e hidróxidos, pero en menor proporción y se tienen señales mas claras. En la figura 7.31 se observa que la señal que no se podía obtener es un clásico pico de una montmorilonita que se encuentra a una distancia interplanar del intervalo de 19.6-14 Å; también se ve que a los 8 grados se cae la alta tensión del aparato; en la figura 7.32 si sale completo el pico con una intensidad de 100, que efectivamente corresponde a una montmorilonita. Se ve en este difractograma que también se pierde la señal, pero se recupera inmediatamente, siguiendo el

difractograma sin problemas; lo que se busca con estos tres diagramas de orientados agregados es identificar el mayor número de señales posibles, los tres diagramas son a las mismas condiciones. Las señales en los tres difractogramas son casi las mismas, y nos indican los grupos dominantes.

Dentro de los minerales 2:1, la serie de los minerales de vermiculitas y montmorilonita tienen la facultad de formar un complejo relativamente estable con dos capas de agua entre los planos de hidroxilos, cuando están saturados con Mg^{++} o Ca^{++} y son secadas al aire. El espacio interplanar entre los planos 001 es de 14-14.4 Å. Este espaciado, producido por la expansión de las capas, permite la distinción, en primera instancia, de los minerales 2:1 expandibles y no expandibles, ya que estos últimos (micas) mantienen su espaciado interplanar 001 de 10 Å.

La similitud del espacio basal de la montmorilonita y la vermiculita saturadas con Ca^{++} y/o Mg^{++} requieren una distinción adicional entre ellas. La montmorilonita y demás minerales de la de los montmorilonoides pueden formar complejos con una doble capa de moléculas de glicerol, lo que expande el espacio basal aproximadamente 17.7 a 17.8 Å. La vermiculita, en cambio, permanece inalterable. Los complejos glicerol-montmorilonita tiene la ventaja de no requerir precauciones especiales para eliminar el agua existente, ya

que el espacio no se altera aún en presencia de algunas moléculas de agua entre las capas.

La montmorilonita puede formar complejos con gran variedad de otras moléculas orgánicas, incluyendo alcoholes, aminas, éteres y otras. Con etilenglicol se producen espacios basales en el rango de 16.9 a 17.1 Å. Sin embargo, el uso del glicerol en el diagnóstico tiene muchas ventajas sobre otras moléculas orgánicas, especialmente por su baja volatilidad y completa miscibilidad con agua.

Por lo tanto, se realizaron pruebas con el suelo ya dispersado con etilenglicol, usando diferentes variantes. En la figura 7.33, se encuentra el difractograma de la arcilla en etilenglicol durante 24 horas, y después elevando su temperatura a 60°C para evaporar el etilenglicol, se ve la distancia interplanar 14.717 Å e intensidad interplanar de 100 que es igual a la pasada figura 7.32 donde la intensidad es de 99 y la distancia interplanar de 14.717, lo cual nos hace pensar que es una vermiculita, pero se realizaron otras dos pruebas nada más en ese intervalo, para observar mejor el fenómeno (figura 7.34 y 7.35). En la figura 7.34 se ve que la distancia interplanar sí cambia, de 14.717 a 17.312 Å, casi lo esperado si era una montmorilonita, a las mismas condiciones del experimento anterior reportado por la figura 7.33. Se procedió a usar el método de la gota de etilenglicol (solo se

le pone a la muestra preparada una gota de etilenglicol y se deja que se seque al aire libre e inmediatamente se corre el experimento), nos resulta que la distancia interplanar nos vuelve a cambiar a 16.660 \AA , lo cual nos hace pensar que es una mezcla de montmorilonita ó vermiculita; se procedió a dejar a la arcilla 3 días en etilenglicol por si no se había saturado la muestra de la figura 7.33 y figura 7.35, dándonos algunas discrepancias y el resultado se observa en la figura 7.36 en donde la distancia interplanar nos vuelve a cambiar a 16.352 \AA con una intensidad de 100 lo cual nos hace pensar en mezcla de arcillas.

Para la serie de cuatro difractogramas figuras 7.32 y 7.34, 7.35 y 7.36, se busca encontrar las señales que cambian con un tratamiento a base de etilenglicol, pero estos resultados no son contundentes ya que cambian en todos los difractogramas, por lo que la presencia de minerales de 14 \AA no expandibles (cloritas) requieren de pruebas adicionales de identificación respecto a la vermiculita. Generalmente se usa para ello el comportamiento frente a la deshidratación, el cual es selectivo para otras especies. Por ejemplo, muestras saturadas con K^+ y calentadas a 300°C , 400°C y 500°C tienen según su composición, comportamiento diferente; la montmorilonita y la vermiculita colapsan alrededor de 300°C , contrayéndose a 10 \AA el espaciado (001). A 110°C , la halosita colapsa a 7.2 \AA y a 500°C , la caolinita y la halosita se

destruyen, con desaparición de todas las líneas de difracción; en cambio la clorita permanece estable ($d_{001}=14.1 \text{ \AA}$). De esta manera el calentamiento a 500°C permite diferenciar el primer orden de la caolinita ($d_{002} = 7.2 \text{ \AA}$), la destrucción de la red caolínítica elimina la reflexión a 7.2 \AA y si hay permanencia del pico a 14.4 \AA , existe clorita.

La figura 7.37 nos muestra el difractograma de la arcilla a 550°C , en el cual se observa que siguen existiendo señales de montmorilonita y vermiculita que colapsaron, pero se encuentra a los 10 \AA la clorita; las señales a 7.2 \AA son casi nulas, por lo que la caolinita se desaparece, aunque si existiese, lo haría en pequeña cantidad.

Todo lo anterior nos hace pensar que existen minerales interestratificados. Estos minerales llamados de capas mezcladas, constituyen asociaciones muy comunes en las arcillas de suelos que ofrecen agudos problemas de identificación cualitativa y cuantitativa. Representan una forma especial de intercrecimiento de capas unitarias de dos o mas tipos y pueden desarrollarse como interestratificaciones regulares o irregulares. Es probable que una gran parte de los minerales de arcilla esté constituida por capas mezcladas de composición diferente, las cuales no son detectadas por métodos de análisis de rutina.

La alternabilidad regular determina una secuencia integral de las reflexiones 001, que proviene de la periodicidad de la suma de los componentes individuales. Una alternabilidad regular de montmorilonita Mg y mica da un espaciado de 24 \AA ($14 \text{ \AA} + 10 \text{ \AA}$). Del mismo modo, espaciados de 24 \AA se obtienen por la alternabilidad regular de clorita y mica ($14 \text{ \AA} + 10 \text{ \AA}$) o vermiculita y mica ($14 \text{ \AA} + 10 \text{ \AA}$), la disposición regular de las capas de clorita y vermiculita, o motmorilonita y clorita, o vermiculita dan un espaciado de 28 \AA ($14 \text{ \AA} + 14 \text{ \AA}$).

La identificación de interestratificados al azar es complicada, en particular su determinación cuantitativa. En una interestratificación binaria al azar, cuyos componentes se encuentran en cantidades importantes, el espacio basal es intermedio entre los espaciados (001) de los componentes individuales.

Es por lo que podemos concluir de esta serie de análisis difractométricos que podemos tener un complejo arcilloso: mica-vermiculita, montmorilonita-vermiculita, vermiculita-clorita, mica-montmorilonita, mica-clorita o montmorilonita-clorita.

Por las distancias interplanares que se encuentran en la figura 7.37 de 10.2 \AA y 25.22 \AA y en la figura 7.35 de 29.2 \AA , 28.4 \AA y 31.5 \AA ; en la figura 7.34 también se encuentra 25.22

° Å y en la figura 7.31 y 7.32 de 29.4 ° Å y 26.75 ° Å. Los resultados de tablas no deben dar exactamente lo mismo por posibles impurezas, pero sí valores cercanos.

Paralelamente se realizaron análisis térmico diferencial (DTA), figura 7.27, y análisis térmico gravimétrico (ATG), figura 7.28, del suelo sin pretratamiento previo, solo una tamizada.

El ATG nos determina la pérdida de peso diferencial a medida que la muestra se calienta, también nos permite conocer pérdidas de peso asociadas a cambios de energía. Se puede ver claro que en la figura 7.28 y comparándola con otros termogramas, no se parece a ninguno o cercano a uno, por lo que podemos decir que efectivamente se trata de un complejo arcilloso.

El ATG produce picos térmicos en tanto haya pérdidas o ganancias de peso (pérdidas de agua, hidróxilos, CO₂, reacciones de oxidación con el oxígeno del aire y otros), pero si existen reacciones de cambio de fases o reacciones de fase sólida, que no implican ningún cambio de peso, éstas no son registradas por este método. Esto constituye una limitación frente al ATD.

Lo que podemos comentar de la figura 7.28 es que se tomaron los lugares donde cambia mas su pendiente, pero eso no implica que sea un pico característico, solo nos sirve como un parámetro para saber el método que podemos usar para saturar la arcilla y así obtener resultados más confiables.

Una comparación de los diagramas de ATD pueden ser hecho solo sobre la base de aparatos, tratamientos y pretratamientos similares. Esto es difícil, por la gran cantidad de variables que pueden influir la temperatura del pico, su altura y su forma.

Se sabe que existen tres efectos térmicos fundamentales, una región de baja temperatura, intermedia entre $400-700^{\circ}\text{C}$ y una región de alta temperatura mayor de 800°C .

Dependiendo de la energía de unión del agua sorbida, pueden producirse uno o más picos endotérmicos en la región de baja temperatura, los cuales no son muy confiables para el diagnóstico.

En la región de $400-700^{\circ}\text{C}$ se producen los picos más confiables para el diagnóstico, aunque están influidos por el grado de cristalinidad de la muestra y el tamaño de las partículas.

En la figura 7.27 encontramos un pico 484.82°C , pero no existe otro parámetro mas adelante que nos diga con certeza de que arcilla es; el 870.5°C es un punto al formarse una pseudomeseta pero desaparece rápidamente. Solo se sabe de ésto que el complejo arcilloso sufre reacciones de deshidroxilación, asociadas a fenómenos endotérmicos o a reacciones de cristalización. Se concluye lo mismo que por la difracción por rayos X; el complejo arcilloso posible es el antes enunciado (6 posibles).

Por otra parte, se realizaron pruebas en el microscopio electrónico de un gránulo del suelo de Zamora, Michoacán.

Lo que podemos observar es su estructura hojosa y la distancia entre ellas para darnos una idea de sus espacios vacíos; la figura 7.38 es una fotografía a un aumento menor que la figura 7.39, la cual es un acercamiento de la misma toma de la figura 7.38. En estas dos fotografías vemos minerales y cristales, pero por su amontonamiento no podemos definir las características morfológicas de los minerales de las arcillas presentes. De igual manera que los anteriores experimentos, se recomienda usar un mejor método para dispersar las diferentes partes arcillosas, y darles un pretratamiento específico para poder determinar efectivamente a el complejo arcilloso.

La razón del éxito del microscopio electrónico radica en que, a diferencia de cualquier otro instrumento, se puede ver el objeto en estudio con una resolución analítica. El refinamiento de la instrumentación y de la técnica de preparación permite observar partículas de arcilla con resoluciones alrededor de 5 Å. Además es posible estudiar los cambios que experimenta una muestra con elevación de la temperatura (microscopía, vía difracción de electrones).

Los minerales de arcilla de suelos naturales tienen órdenes de cristalinidad, morfología y dimensiones muy variables, hecho que concuerda con la heterogeneidad de las condiciones de formación. El tamaño de los cristales, aún dentro de la misma especie, puede ser muy variable.

REFERENCIAS

1. Almanza R, Muñoz F, Lara J. Estanques Solares series del Instituto de Ingeniería No. 476, UNAM, México 1984.
2. Tabor H, Weinberger Z. Nonconvecting solar ponds. Solar Energy Handbook, Editores Kreider, J.F. Kreith F. McGraw-Hill Book, Co. Inc. New York 1986.
3. Rabl A, Nielsen C. "Solar ponds for space heating" Solar Energy Vol. 17 EUA 1975. 1-12.
4. Lin E. "A review of the Sal-gradient solar pond technology". Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Publication JPL 81-116, 1982.
5. Fynn R, Shart T. Solar Ponds. A basic Manual. The Ohio State University, 1983.
6. Wittenberg L, Harris M. "The Miamisburg Salt-Gradient Solar Pond" Proc. Non-convecting Solar Pond Workshop, July 1980.
7. Auvinet G, Esquivel R. Impermeabilización de Lagunas artificiales. LIMUSA y Soc. Mex. de suelos. 1986.
8. Reid R. "Solar Ponds" Mechanical Engineering, Dec. 1983.
9. Hull J, Liu K, Sha W, Kamal J, Nielsen C. "Department of ground heat loss upon solar pond size and perimeter insulation. Calculated and Experimental Results", Solar Energy Vol. 33 No. 1, 1984.
10. Wang Y, Akbarzadeh A. "A parametric study on solar ponds", Solar Energy Vol. 30 No. 5, 1983.

11. Almanza R, Martínez A, Segura G. "Determinación de conductividades térmicas de arcilla con salinidades de diferente concentración. Medición a largo plazo de las permeabilidades en el prototipo de laboratorio". Proy. 6142, Agosto 1987.
12. Almanza R, Lozano C. "Estudio de una arcilla montmorinolitica bajo los efectos de una salmuera" (1a. etapa) Proy. 7132 y 8116, Mayo, 1988.
13. Almanza R, Lozano C. "Estudio de una arcilla montmorilonita bajo los efectos de una salmuera" (2a. etapa) Proy. 8141, Junio, 1989.
14. Michell K. "Fundamental of soil behavior" John Wiley and sons, Inc. New York, 1976.
15. Grim R. "Clay Mineralogy" McGraw-Hill. Book Company, Inc. New York, 1953.
16. Besoain E. "Mineralogía de arcillas de suelos" Editorial Instituto Interamericano de cooperación para la Agricultura, San José, Costa Rica, 1985.
17. Geotechnical practice for waste disposal '87 Edited by Richard D. Woods., Geotechnical special publication No. 13 University of Michigan, June, 1987.
18. Rankana K y Sahama G. Goequímica. Traducción del inglés por Bolivar I. Madrid, Aguilar, 1954.
19. Cailleux A. Las Rocas. Buenos Aires, Eudeba, 1970.
20. Pettijhon F. Rocas sedimentarias,. Traducido por Turner J. Buenos Aires, Eudeba, 1963.

21. Mason B. Principles of Geochemistry. Nueva York, Wiley, 1952.
22. García V. Estructura cristalina de los minerales de arcilla. Madrid, CSCIC, 1951.
23. Grim R. Applied clay mineralogy. Nueva York, McGraw-Hill, 1962.
24. Pough H. Field guide to rocks and minerals. 2th edition. Boston, The Riverside Press Cambridge, 1957.
25. Fiorentini M y Montrasio A. Minerales y Rocas. Guía de minerales y rocas. Editado por Monralent A, y Marcuzzi A. Madrid, Aguilar, 1974.
26. Weaver C y Pollard L. The Chemistry of clays minerals. Elsevier, 1973.
27. Font B, Altaba M, Arribas S. Atlas de Geología. Barcelona, Jover, 1973.
28. Font B, Altaba M. Atlas de mineralogía. Barcelona, Jover, 1964.
29. Bradleyt W y Grim R. Mica clays minerals. In Brown, A. The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. 2a. Ed. Londres, Mineralogical Society, 1961.
30. Deer W, Howie R y Zussman J. Rock-forming minerals longmans. 1963.
31. Zoltai T. Classification of silicates and other minerals with tetrahedral structure. American Minerlogists. 1960.
32. Gautler G. El suelo y sus características agronómicas. Ed. Omega, Barcelona, 1961.

33. Munsell Soil Color Charts. Ed. Munsell Color Company, Inc. Baltimore, Mary Land, USA, 1934.
34. Black C. Methods of soil analysis, tomo 1 y 2. American Society of Agronomy, Madison, 1965.
35. Foth H, Turk L. Fundamentos de la ciencia del suelo. Compañía Editorial Continental, S.A. México, 1980.
36. Keller W. Principles of Chemical Wathering, 1957, Revised Edition. Lucas Brother Publisher, Columbia Missouri, 1962.
37. Countney F, Trougill S. Tel Soil and introduction to soil study in Britain. Edward Arnold, London, 1979.
38. Millard C, Turr L, Foth H. Fundamentals of soil science. Fouth Edition, John Wiley and Sons. New York, London, Sidney, 1965.
39. Guitlon O, Caballas T. Técnicas de análisis de suelos. Ed. píso Sacro, Santiago de Compostele, 1976.
40. Paul R. Particle fraction and practicle-size analysis. In Black Editor, Methods of soil analysis agronomy 9, Part 1, 1965.
41. Fassbender H. Química de Suelos, Ed. IICA, San José Costa Rica, 1978.
42. Sparks D.. "Soil physical chemistry". CRC Press, Inc. Boca Ratan, Florida, 1986.
43. Grim R. "Applied clay mineralogy". McGraw-Hill Book Co. Inc. USA, 1962.

44. Buckman H, Brady N. "Naturaleza y propiedades de los suelos". Montaner y Simon, S.A. Barcelona, 1977.
45. Aguilera N. Tratado de Edafología de México, Tomo I, Facultad de Ciencias, UNAM, 1989.
46. Das B. "Advanced soil mechanics", McGraw-Hill Book Co. Inc. USA, 1985.
47. Scott R. "Principles of soil mechanics", Addison Wesley USA, 1963.
48. Berger K. The study of the soil in the field. 4th ed. Oxford, At the Clarendon Press, 1957.
49. Bolt G, Bruggenwert M. Soil Chemistry, A. Basic elements. Elsevier Scientific Publishing Co. Oxford, 1976.
50. Mela P. Tratado de Edafología. 2a. Edición. Ediciones Agrociencia, Zaragoza, España, 1963.
51. Fitzpatrick E. An Introduction to soil science. Oliver & Boyd, Edinburg, 1974.
52. Gravane S. Física de suelos: Principios y aplicaciones. Ed. Limusa, México, 1982.
53. Sullivan J. Physico-chemical control of properties of clays-trans. Electrochemical Soc. 1939.
54. Winterhorn H, Bavez C, Moorman B. "A study of changes in physical properties of PROC. H.R.B. Vol. 21-1941.
57. Nieto L. "Plasticidad de las arcillas" Revista "Ingeniería Hidráulica en México" de la S.H.R. México, D.F., 1951.
58. Lambe T. "Compacted Clay: structure" ASCE Transactions, paper No. 3041, USA, 1959.

59. Barden L, Sieder G. "Engineering behavior and structure of compacted clay " ASCE Journal of the soil mechanics and foundations Division, USA, 1970.
60. Smith G. "Elements of soil mechanics for civil and mining engineer" Granada. 4 th Edition 1982.
61. Lambe T. "Soil testing for engineers", Wiley & Sons, Inc. New York, 1951.
62. Marsal R. "Análisis de conocimientos sobre suelos cohesivos compactados. Instituto de Ingeniería, 1984.
63. Seed H, Chan C. "Compacted Clays: structure and strength characteristics". ASCE Transaction, paper No. 3246, USA, 1960.
64. Secretaría de recursos hidráulicos. "Manual de Mecánica de Suelos". 5a. edición, México, 1970.
65. Zusaman J. Physical methods in determination mineralogy. Academic Press, New York and London, 1977.
66. Mackenzie R. Differential thermal analysis. Academic Press, New York and London, 1970.
67. Smother W, Chaing Y. "Handbook of differential thermal analysis". Chemical publishing Co. New York, 1966.
68. Klug P, Alexander E. X-Ray diffracction, procedures or crystalline and amorphous materials. John Wiley & Sons. Inc. New York, 1954.
69. Brindley G, Brown A. Crystal structures of clay minerals and their X-ray indetification. Mineralogical Society 47 Quee'ns Gate, London Sn7. SHR 475 pp, 1980.

70. Adler I, Rose H. X-Ray emission spectrography on geology. Amsterdam, Elsevier, 1966.
71. Jenkins R, De Vries J. Practical X-Ray spectrometry. Second edition. Londres, Macmillan Publisher, 1970.
72. Jenkins R, De Vries J. An introduction to X-Ray. Adisson-Wesley publishing Co. Inc., 1973.
73. Cullity B. Elements or X-Ray difraction. McGraw-Hill. Book Company, Inc. New York, 1956.
74. Garcia V. Estructura cristalina de los minerales de la arcilla. Monografía de la ciencia moderna, España. Instituto de edafología y fisiología. Vageta, CSIC, 1951.
75. Klemns J. Cylindrical power cameras. Norelco Reporter. VI (4 - 5): 82 - 86, 1959.
76. Brown A. X-Ray identification and crystal structures of clay minerals. Londres, Mineralogical Society, 1961.
77. Jackson M. Soil Chemical Analysis Advanced Course. University of Wisconsin. Madison Printing, USA, 1956.
78. Bates T. The application of electron microscopy in soil clay mineralogy. IV: 125-147. In: Soil Mineralogy. Edited by Rich C and Kunza A. The University North Carolina Press, 1964.
79. Bates T. Electron microscopy of minerals. Encyclopedia of microscopy, Edited by Clark G, New York, Reinhold Publ. Corp. 187-229, 1961.
80. Bru L. Física. Madrid. (editada por el autor), 1965.
81. Hall C. Introduction to electron microscopy. McGraw-Hill, New York, 1965.

82. Kay D. Techniques for electron microscopy. Ed. Oxford, Blackwell, 1965.
83. Kittrick J. Electron-Microscopy Techniques. Inc. Methods of soil analysis, part I. Edited by Black C, Madisson W. USA. Amer. Soc. Agr. Publ., 1965.
84. Brown J. Laboratory techniques in the electron microscopy of clay minerals. V: 148-169. In: Soil Clay Mineralogy. edited by Rich C, Kunze G. The University of North Carolina Press, 1964.
85. Michell K, Hooper R, Campanella A. "Permeability of Compacted Clay". ASCE. Journal of Soil Mechanics and Foundation Division, 1965.
86. Lambe T. "Soil testing for engineers". Niley & Sons, Inc. New York, 1951.
87. Boul S, McCracken R. Génesis y clasificación de los suelos. Ed. Trillas, México, 1983.
88. Brady N. La naturaleza y propiedades de los suelos. Nueva York. MacMillan, 1959.
89. Kern D. "Procesos de transferencia de calor". CECSA, México, 1984.
90. Omega Engineering, Inc. Temperature measurement. Handbook Omega Group Company, USA, 1982.
91. Perry R, Chilton C. "Chemical engineering handbook. 5th. Edited McGraw-Hill, USA, 1973.
92. Department of the interior. " Saline water conversion engineering". McGraw-Hill, USA, 1973.

93. Black C. Methods of soil analysis agronomy No. 9 Part I Ed. American Society of Agronomy Inc. USA, 1973.
94. Chapman D. Métodos de análisis para suelos, plantas y aguas. Ed. Trillas, México, 1973.
95. Jackson M. Análisis químico de suelos. 2a. Edición, Ed. Omega. Barcelona, 1972.
96. López-Ritas J. "El diagnóstico de los suelos y plantas". 2a. edición. Ed Mundi-Prensa Madrid, 1978.
97. Departamento de Agricultura, USA "Suelos salinos y sódicos. Diagnóstico y Rehabilitación. Ed. LIMUSA 1974.
98. Ministerio de Agricultura. "Métodos oficiales de análisis, suelos y agua", Madrid, 1974.
99. Albareda H, Hoyos de Castro J. Edafología. Editorial Saeta, Madrid, 1955.
100. Bloom A. La superficie de la Tierra. Ed. Omega, Barcelona, 1974.
101. Rudel A. Geología colección de ciencias naturales. UTHA, México, 1966.
102. Stella D. The geograpy of soils. Formation, Distribution and Management. Prentice-Hall. New York, 1976.
103. Braver L. Soil Physic. John Wiley and Sons. New York, 1959.
104. Garn P. "Thermoanalytical Methods of Investigation". Academic Press, New York and London, 1965.
105. Mackenzie R. " The differential thermal investigation of clays". Mineralogical Society, London, 1957.

106. Vogel W. Dispositivo adicional para espectrografía de rayos X. Philips al servicio de la ciencia y la industria. I (4): 23-25. 1954.
107. Parrihs W, Robert B. X-Ray amaly systems papers. Center Publishing Company-Einoven, 1960.
108. Besoain E. Diagramas de difracción de rayos X y características de minerales estándar. Informe del departamento de agrología, laboratorio de mienralogía, Chile, 1975.
109. Mitchell J. Fundamentals of soil behavior. University of California, Berkeley. John Wiley & Sons, Inc. New York, 1975
110. Kunin R. Ion exchange resins. John Wiley & Sons, Inc. New York, 1950.
111. Casagrande L. La electrósmosis y fenómenos conexos. Revista Ingeniería, No. 2, Volumen XXXII, México, 1962.