

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ESTUDIO GEOLÓGICO Y RECONOCIMIENTO DE ARCILLAS
EXPANSIVAS EN SUELOS DE UNA ZONA AL SUR DE
MARACAY, ESTADO ARAGUA**

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela para
optar al título de Ingeniero Geólogo
Por el Br.
Hernández Rosales, Marco Antonio

Caracas, Febrero de 2006

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ESTUDIO GEOLÓGICO Y RECONOCIMIENTO DE ARCILLAS
EXPANSIVAS EN SUELOS DE UNA ZONA AL SUR DE
MARACAY, ESTADO ARAGUA**

Tutor Académico: Prof. Sebastián Grande
Tutor Industrial: Lic. José G. Centeno

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela para
optar al título de Ingeniero Geólogo
Por el Br.
Hernández Rosales, Marco Antonio

Caracas, Febrero 2006

Caracas, 20 de febrero de 2006

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Ingeniería Geológica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Bachiller Marco Antonio Hernández Rosales, titulado:

**ESTUDIO GEOLÓGICO Y RECONOCIMIENTO DE ARCILLAS
EXPANSIVAS EN SUELOS DE UNA ZONA AL SUR DE
MARACAY, ESTADO ARAGUA**

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero Geólogo, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el autor, lo declaran APROBADO.

Prof. Ruthman Hurtado
Jurado

Prof. Lenin González
Jurado

Prof. Sebastián Grande
Tutor Académico

Dedicatoria

Dedicado muy especialmente a mi familia, mi fuente de apoyo, mi norte, mi soporte. A mi padre y a mi madre que jamás dudaron que este esfuerzo llegaría a feliz término. Ellos me dieron todo lo que necesite para ser lo que soy ahora, a ellos le debo mi educación y nunca dejare de agradecer los sacrificios que hicieron para que tuviera hoy la oportunidad de recibir mi título profesional. A mi hermano que me ha dado fuerzas para seguir siendo el número 1 e infinitos motivos para sentirme orgulloso de él.

“Si he visto tan lejos es porque me apoye sobre los hombros de un gigante”

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Marco A. Hernández'.

Marco A. Hernández

Agradecimientos

A la ilustre Universidad Central de Venezuela, a la Escuela de Geología, Minas y Geofísica y al Departamento de Geología en especial a todo el personal administrativo y académico que labora en estas dependencias.

Al Ing. Sebastián Grande y al Lic. José Centeno, mis tutores. Gracias por haberme dejado demostrar mi capacidad para solucionar las cosas por mi cuenta.

Al Ing. José V. Heredia, por tan gentilmente permitirme el acceso a sus oficinas y prestarme la información que resulto ser la principal forma de demostrar muchas cosas que de otra forma hubiese costado mucho demostrar. Esa información de suelos del lago de Valencia vale su peso en oro.

Al Ing. José Miguel Moreno, Ministerio del Ambiente-Dirección La Morita, por la importante labor para conseguir el valioso material bibliográfico que permitió delimitar el verdadero alcance de este Trabajo Especial de Grado. Igualmente a Alejandro Vargas, Oficina de Hidrología y Laboratorio de Calidad Ambiental, Dirección General Ambiental Aragua.

A Gabriela Chávez, un apoyo incondicional y fuente de momentos que me permitieron tomar fuerzas para seguir adelante.

Lic. Mauricio Bermúdez, Ing. Antonio León, del laboratorio de Geomatemática por la oportunidad de haber compartido con uds.

Al Ing. Lenin González y a Arturo (laboratorio de Sedimentología), por la valiosa colaboración para la etapa de laboratorio.

A la Lic. Morella Mikaty, merece un reconocimiento especial por la importante labor que lleva adelante en la Biblioteca de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica.

Al Ing. Edgar Acevedo, Manpa C.A., al Sr José Travieso y las demás personas que me ayudaron tanto en la etapa de campo.

Por último, pero no menos importante, a las personas que con su amistad y sus palabras de aliento me ayudaron a llegar hasta donde estoy hoy. A ti Diana de Ponte, Maria Antonieta Ariza, Raiza Sueiro, Diego Vásquez, Karen Delgado, personas que tuve el honor de conocer y quienes puedo decir con todo orgullo y sinceridad que son mis amigos.

Hernández R., Marco A.

ESTUDIO GEOLÓGICO Y RECONOCIMIENTO DE ARCILLAS EXPANSIVAS EN SUELOS DE UNA ZONA AL SUR DE MARACAY, ESTADO ARAGUA

**Tutor Académico: Prof. Sebastián Grande. Tutor Industrial: Lic. José Centeno.
Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y
Geofísica. Año 2006. N° pag. 149**

Palabras Claves. Maracay. Lago de Valencia. Arcillas expansivas. Difracción de rayos X.

Resumen

Las riberas del lago de Valencia están formadas por depósitos de origen aluvial y lacustrinos con diferencias importantes en su composición mineralógica. La principal fuente de sedimentos son las rocas de la Cordillera de la Costa las cuales son transportadas por una red de ríos y quebradas de relativamente corta extensión. Los depósitos lacustrinos están formados en buena parte por conchas de diatomeas contaminadas con importantes concentraciones de limos y arcillas de baja a media plasticidad.

La zona de estudio esta conformada por planicies de agradación de las riberas del lago, que contienen significativas cantidades de restos de *Planorbis Sp* el cual es llamado localmente “caracolillo”. Fueron extraídas un total de 11 muestras de suelo, con un tamaño de 4 kilogramos de las cuales fueron analizadas con difracción de rayos X un total de 7 muestras. Estos ensayos de DRX revelan la presencia de illita, caolinita y montmorillonita en casi 50% de peso total de las muestras.

Este Trabajo Especial de Grado realiza un estudio mineralógico del componente argiláceo de un suelo ubicado en una zona al sur de Maracay, estado Aragua, para de tal manera identificar y ubicar de forma precisa los tipos de arcillas expansivas y su mineralogía. Como resultado se generó un mapa de uso de suelos que muestra la información relacionada a la topografía de la zona de estudio e indica con líneas de color azul las diferentes posiciones de la orilla del lago de Valencia para los meses de julio de 2005 y diciembre de 2005. Con la colaboración de empresas privadas se elaboraron 5 perfiles de suelos en los cuales se muestra la información del subsuelo en la zona de estudio. La integración de diferentes estudios de suelos realizados en la zona bajo la figura de perfiles de suelos, permite una mayor comprensión de los depósitos y a escala global en un futuro facilitará los estudios de factibilidad económica de los depósitos diatomáceos.

La información recopilada por las calicatas realizadas en la zona de estudio permitió la identificación de 3 horizontes o capas con rasgos claros que las caracterizan.

- Capa A (superior) Es una capa de limo-arenoso de color negruzco a grisáceo con abundante materia orgánica y restos de caracolillo.
- Capa B (intermedia) Es una capa de limo con arena fina de color grisáceo oscuro con abundante materia orgánica. Abundancia de “caracolillo”.
- Capa C (base) Conformada por material muy fino, identificado como tierra de diatomeas.

El incremento del nivel freático producto del crecimiento del lago de Valencia satura con agua la estructura porosa de los suelos. Las partículas arcillosas en las capas A y B resultan afectadas y se hinchan. Los enlaces entre partículas arcillosas y partículas limosas se rompen y la estructura de los suelos se colapsa al ser sometida a cargas importantes. El fenómeno de la expansión o hinchamiento en los suelos de la zona de estudio es de menor intensidad y no muy evidente. El fenómeno de colapso es el más importante en los suelos de la zona de estudio y depende directamente del grado de saturación del estrato y la carga a la que se somete. Las arcillas expansivas afectan los enlaces entre partículas limosas y arcillosas pero por si mismas no son la causa del colapso.

Índice general

DEDICATORIA	I
AGRADECIMIENTOS	II
RESUMEN	IV
ÍNDICE DE FIGURAS	IX
ÍNDICE DE TABLAS	X
CAPÍTULO I	11
INTRODUCCIÓN	11
OBJETIVO GENERAL	13
OBJETIVOS ESPECÍFICOS	13
UBICACIÓN Y EXTENSIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	14
<i>Ubicación geográfica de la zona de estudio</i>	15
TRABAJOS PREVIOS	16
CAPÍTULO II	18
ARCILLAS.....	18
ARCILLAS EXPANSIVAS	23
GRUPO DE LAS ESMECTITAS	24
<i>Montmorilonita</i>	26
<i>Illita</i>	28
<i>Caolinita</i>	30
ASPECTOS GEOTÉCNICOS SOBRE EL ESTUDIO DE ARCILLAS EXPANSIVAS	34
<i>Limites de Atterberg</i>	35
<i>Sistema unificado de clasificación de suelos (S.U.C.S.)</i>	37
<i>Suelo no saturado. Generalidades</i>	39
Succión en suelos no saturados.....	41
<i>Comportamiento deformacional de los suelos no saturados</i>	43
Fenómeno de colapso.....	43
Fenómeno de hinchamiento o expansión	45
Factores que afectan al hinchamiento	47
EL LAGO DE VALENCIA	50
GEOLOGÍA ESTRUCTURAL REGIONAL Y GEOMORFOLOGÍA DE LA CUENCA DEL LAGO DE VALENCIA..	53
<i>El valle del río Aragua</i>	53
<i>El graben de Valencia</i>	54
<i>Edad de las zonas de falla</i>	56

RESUMEN DE LOS PERÍODOS PRINCIPALES EN EL DESARROLLO DE LA CUENCA DEL LAGO DE VALENCIA (PEETERS, 1969).....	57
GEOLOGÍA REGIONAL.....	62
ASOCIACIÓN METASEDIMENTARIA CARACAS.....	65
<i>Esquisto de Las Brisas</i>	65
<i>Esquisto de Las Mercedes</i>	66
ASOCIACIÓN METAMÓRFICA ÁVILA.....	67
<i>Mármol de Antímano</i>	67
GNEIS GRANÍTICO DE CHORONÍ.....	68
AUGENGNEIS DE PEÑA DE MORA.....	69
COMPLEJO SAN JULIÁN.....	70
GRUPO VILLA DE CURA.....	71
<i>Formación El Caño</i>	72
<i>Formación El Carmen</i>	72
<i>Formación El Chino</i>	73
<i>Formación Santa Isabel</i>	74
<i>Formación Paracotos</i>	75
FORMACIÓN TUCUTUNEMO.....	76
SEDIMENTOS CUATERNARIOS.....	77
GEOLOGÍA LOCAL.....	78
ASPECTOS PALEONTOLÓGICOS.....	81
DIFRACCIÓN DE RAYOS X.....	84
<i>Instrumentación</i>	85
CAPITULO III.....	87
METODOLOGÍA.....	87
RECOPIACIÓN DE INFORMACIÓN Y BIBLIOGRAFÍA.....	87
PREPARACIÓN DE LA ETAPA DE CAMPO Y RECONOCIMIENTO GENERAL DE LA ZONA.....	88
ETAPA DE CAMPO.....	90
<i>Recolección de muestras</i>	90
ETAPA DE LABORATORIO.....	91
<i>Preparación de muestras</i>	91
Disgregación – pulverización.....	91
<i>Difracción de Rayos X</i>	92
Método de montura desorientada.....	92
Condiciones del Difractómetro de Rayos X.....	92
Tratamiento de etilén glicol (EG).....	93

Identificación y cuantificación de minerales.....	94
ENSAYOS DE LIMITES DE CONSISTENCIA Y HUMEDAD.....	95
<i>Ensayo de Humedad (ASTM D-2216)</i>	95
<i>Granulometría por tamizado (ASTM C-136-96A)</i>	95
<i>Determinación del límite líquido. (ASTM D-4318)</i>	96
Equipo necesario.....	97
Procedimiento.....	98
Cálculos y gráficos.....	99
Observaciones.....	99
<i>Determinación del límite plástico. (ASTM D-4318)</i>	100
Equipo necesario.....	101
Procedimiento.....	101
Cálculos.....	102
Observaciones.....	103
MAPAS TEMÁTICOS.....	104
<i>Mapa A</i>	104
PERFILES DE SUELO.....	105
CAPÍTULO IV.....	107
RESULTADOS.....	107
<i>Grafico de niveles del lago</i>	110
ANÁLISIS DE RESULTADOS.....	113
CAPITULO V.....	121
SUMARIO Y CONCLUSIONES.....	121
RECOMENDACIONES.....	123
BIBLIOGRAFÍA.....	124
SITIOS WEB.....	140
APÉNDICE.....	141
¿QUÉ ES Y CÓMO FUNCIONA EL GPS?.....	141
¿QUÉ ES UN DATO (DATUM) DE MAPA?.....	141
¿PORQUE USAR EL GEOIDE PSAD56 EN VEZ DE WGS84 O SIRGAS-REGVEN (GRS80)?.....	142
ENSAYO DE SPT.....	143
DATOS GRANULOMÉTRICOS.....	146

Índice de figuras

	Pág.
Figura 1. Zona de estudio.....	15
Figura 2. Diagrama esquemático del tetraedro de sílice y el arreglo hexagonal de tetraedros de sílice.....	18
Figura 3. Diagrama esquemático de la unidad octaédrica y la estructura laminar de coordinación octaédrica.....	19
Figura 4. Diagrama esquemático de la estructura de la montmorillonita.....	20
Figura 5. Esmectita autigénica (montmorillonita) sobrecreciendo en espacios de poros.....	26
Figura 6. Cristales de illita recubriendo espacios de poro en una arenisca.....	28
Figura 7. Placas de caolinita autigénica cubriendo un grano de cuarzo sobrecrecido con cuarzo autigénicos.....	30
Figura 8. Definición de los límites de Atterberg.....	36
Figura 9. Carta de plasticidad.....	38
Figura 10. Estructura de suelos no saturados.....	39
Figura 11. Hinchamiento y colapso para un mismo suelo.....	45
Figura 12. Variación del hinchamiento y del colapso con la densidad seca y presión aplicada después de inundar.....	48
Figura 13. Variación del hinchamiento y del colapso después de inundar con la humedad de compactación y densidad seca.....	49
Figura 14. El lago de Valencia. Vista satelital.....	50
Figura 15. Principales estructuras en la cuenca del lago de Valencia.....	55
Figura 16. Extensión de los diferentes paleo-lagos de Valencia.....	61
Figura 17. Mapa geológico.....	63
Figura 18. Imagen que muestra un corte realizado en la zona de Araguama Country. Se aprecia los contactos entre capas de suelo. Foto 1: Contacto capas A y B. Foto 2: Contacto capas B y C.....	80
Figura 19. Imagen microscópica (SEM) de una diatomea.....	82
Figura 20. <i>Planorbis Sp.</i> (<i>Planorbella tenuis</i>).....	82
Figura 21. Reflexión de rayos X entre dos planos de átomos en un sólido.....	84
Figura 22. Patrón de difracción de rayos X para una arcilla laminada con estructura de vermiculita.....	85
Figura 23. Esquema de un difractor de rayos X.....	86
Figura 24. Secciones del aparato de límite líquido.....	97
Figura 25. Secuencia del ensayo límite líquido.....	99
Figura 26. Forma de amasar la muestra de suelo.....	102
Figura 27. Resultado del amasado.....	102
Figura 28. Perfil idealizado del subsuelo con posición de las muestras.....	108
Figura 29. Nivel promedio anual del lago de Valencia.....	111
Figura 30. Variación mensual en la cota máxima del lago de Valencia.....	112
Figura 31. Vegetación en las riberas del lago.....	116

Índice de tablas

	Pág.
Tabla 1. Grupo de las esmectitas.....	25
Tabla 2. Cristalografía de la montmorillonita.....	27
Tabla 3. Datos ópticos de la montmorillonita.....	27
Tabla 4. Cristalografía de la illita.....	29
Tabla 5. Datos ópticos de la illita.....	29
Tabla 6. Cristalografía de la caolinita.....	32
Tabla 7. Información de difracción de rayos X para caolinita.....	33
Tabla 8. Datos ópticos de caolinita.....	33
Tabla 9. Grado de expansibilidad de los suelos.....	34
Tabla 10. Valores típicos de límites líquido y plástico para algunos materiales y suelos arcillosos.....	37
Tabla 11. Símbolos de suelos del Sistema Unificado de Clasificación de Suelos.....	38
Tabla 12. Principales formaciones geológicas aflorantes en la porción de la Cordillera de la Costa que aporta sedimentos a la cuenca del lago de Valencia.....	64
Tabla 13. Lista de calicatas a excavar y su codificación.....	89
Tabla 14. Valores del plano 060 en Å de diferentes filosilicatos.....	94
Tabla 15. Perfiles de suelos realizados en la zona.....	105
Tabla 16. Calicatas.....	107
Tabla 17. Grupos litológicos diferenciados a partir de los perfiles de suelo.....	119
Tabla 18. Fracciones mineralógicas para roca total. DRX.....	113
Tabla 19. Análisis de la fracción arcillas. DRX.....	114

Capítulo I

Introducción

Las ciudades dentro de la cuenca del lago de Valencia son actualmente importantes centros industriales y comerciales del país y han experimentado en las últimas décadas un crecimiento sostenido. Las ciudades de Valencia y Maracay se han extendido cuantiosamente y en su necesidad de más espacio han utilizado las riberas del lago de Valencia para asentamientos industriales y humanos. Estas ciudades junto a otras de la cuenca como Turmero, Cagua, Mariara, Guacara y San Joaquín, se han convertido en importantes centros urbanos e industriales y además en los principales focos de contaminación de este importante reservorio de agua dulce.

Para mantener el crecimiento urbano y satisfacer la demanda de agua, durante las décadas de 1980-1990 fue puesto en funcionamiento el Sistema del Acueducto Regional del Centro el cual introdujo un caudal importante de agua a la cuenca proveniente de la cuenca del río Pao. A mediados de los 90, con la activación de importantes redes de saneamiento de las aguas servidas en los ríos afluentes del lago, fue evidenciado que la cantidad de agua adicional aportada por el Acueducto Regional de Centro modificó el equilibrio hidrológico de la cuenca y trajo como consecuencia directa el aumento en el nivel del lago y la anegación de las zonas ribereñas del lago de Valencia, lo cual ha puesto en peligro a muchas comunidades.

Durante el primer trimestre de 2005, el Ministerio de Ambiente y Recursos Naturales presentó un proyecto a 3 años para la recuperación del lago de Valencia que tiene como etapa final el acondicionamiento de sus riberas para su aprovechamiento agrícola, turístico y residencial. En este marco, fue incluido como etapa inicial de la recuperación, los trabajos de contención del lago y protección de las comunidades asentadas en las riberas del norte del lago de Valencia. En un intento

por contener la crecida del lago y proteger a las comunidades del sur de Maracay, se inició en abril de 2005 la construcción de un dique de contención al oeste de la urbanización La Punta, en su orilla colindante con la quebrada Madre Vieja con la finalidad de evitar que la subida del nivel del lago anegara dicha urbanización.

Las riberas del lago de Valencia están formadas por depósitos de origen aluvial y lacustrinos con diferencias importantes en su composición mineralógica. La principal fuente de sedimentos son las rocas de la Cordillera de la Costa las cuales son transportadas por una red de ríos y quebradas de relativamente corta extensión. Los depósitos lacustrinos están formados en buena parte por conchas de diatomeas contaminadas con importantes concentraciones de limos y arcillas de baja y media plasticidad las cuales cubren extensas regiones de las riberas y dan evidencia de los antiguos niveles del lago de Valencia. Además, la presencia de depósitos aluviales y fluviales ricos en diferentes tipos de arcillas tanto expansivas como dispersivas, complica aun más los procesos de cálculo y diseño de fundaciones para obras civiles. En estudios de PEETERS (1968), fueron identificados someramente en toda la cuenca del lago de Valencia al menos 9 tipos diferentes de arcillas, destacándose entre ellas varias del grupo de las esmectitas, pero su exacta composición mineralógica y posición geográfica en la cuenca no ha sido estudiada.

Este Trabajo Especial de Grado busca iniciar una serie de estudios sobre las arcillas y suelos diatomáceos en las riberas del lago de Valencia que permitan a futuro identificar y ubicar de forma precisa los tipos de arcillas expansivas y su mineralogía, para que así sirvan de soporte para los proyectos de aprovechamiento de las riberas del lago y permitan facilitar los cálculos estructurales para las fundaciones y demás obras civiles que quieran emprenderse en esa zona. De igual forma, es expuesto de forma general como esta mineralogía afecta directamente las características geotécnicas del suelo y su comportamiento ante cargas estructurales cuya respuesta es un hinchamiento o colapso del mismo.

Objetivo general

Estudio mineralógico del componente argiláceo de un suelo ubicado en una zona al sur de Maracay, estado Aragua.

Objetivos específicos

- Elaboración de mapa 1:5000 de información de uso suelos de la zona de estudio.
- Elaboración del perfil del suelo de la zona de estudio.
- Caracterización de arcillas en la zona de estudio mediante el uso de difracción de rayos X.

Ubicación y extensión del área de estudio

La zona de estudio está ubicada geográficamente entre los 67° 36' 50" y los 67° 34' 40" de longitud oeste y entre los 10° 11' 40" y los 10° 13' 20" de latitud norte. Está ubicada al sureste de la ciudad de Maracay, estado Aragua y cubre las zonas de las urbanizaciones La Punta, Mata Redonda, Araguama Country y Palma Real, parte sur de la urbanización Campo Alegre (sector Las Vegas II). Limita al sur con el río las Delicias (o río Blanco), al este con la Urb. La Esmeralda, al oeste con el lago de Valencia y al norte con la urbanización Los Samanes y el Barrio 13 de enero. La zona de estudio esta definida por el mapa HI-14-15, Maracay, estado Aragua, realizado por el Instituto Nacional de Obras Sanitarias, de octubre de 1980 en escala 1:5000.

La zona de estudio tiene un área aproximada de 3,4 Km² y está conformada por una planicie de sedimentos lacustrinos y aluviales producto de la meteorización y el transporte desde la cercana Cordillera de la Costa. El relieve es plano, sin elevaciones importantes, se observa una suave pendiente desde el noreste hacia el oeste, sobre la cual han sido construidos gran cantidad de casas y edificios. La elevación del terreno se comprende entre las cotas 409,80 m.s.n.m. (nivel del lago de Valencia para octubre 2005) hasta la cota 420 m.s.n.m. La morfología original del terreno ha sido modificada por la construcción de terrazas y la adición de rellenos granulares necesarios para la construcción de obras civiles.

Ubicación geográfica de la zona de estudio

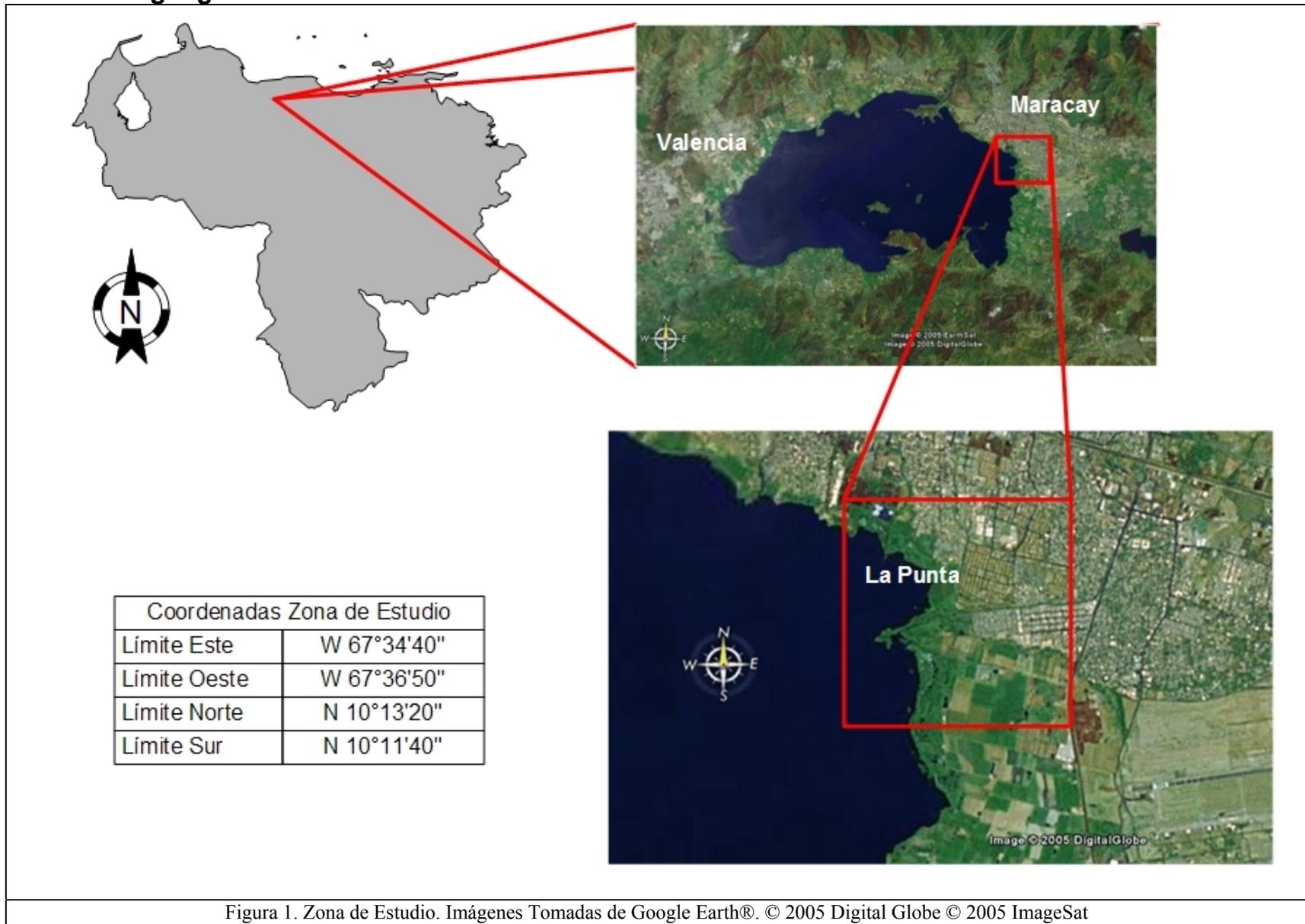


Figura 1. Zona de Estudio. Imágenes Tomadas de Google Earth®. © 2005 Digital Globe © 2005 ImageSat

Trabajos previos

- BOCKH (1956) trata la continua y rápida desecación del lago de Valencia y señala que las riberas son planicies de origen lacustrino, ricas en arcillas y arenas para uso agrícola. Indica la notable presencia del gasterópodo *Planorbis* en los suelos de las riberas de la cuenca lo cual es evidencia de que la extensión del lago de Valencia era mayor a la actual.
- STALHUTH (1965) hace un trabajo de investigación sobre arcillas expansivas donde comenta generalidades acerca de la expansión de suelos y comenta las dos teorías sobre la expansión: la Teoría Mecánica y la Teoría Electroquímica.
- MIKALAISKAS (1966) propone como mejor medio para identificar arcillas expansivas las normas ASTM. Recomienda la identificación clara de los minerales de arcilla para asociar el tipo de arcilla con el comportamiento mecánico del suelo.
- PEETERS (1968) distingue 9 tipos diferentes de arcillas en la cuenca del Lago de Valencia e identifica como fuente a las rocas metamórficas de la Cordillera de la Costa. Menciona la presencia de illita, caolinita y montmorillonita en las planicies de agradación de las riberas del lago. Es el primero en proponer esquemas de uso de la tierra, pero solo con fines agrícolas.
- BARBIERO (1999) en su trabajo especial de grado utiliza difracción de rayos X para determinar la mineralogía presente en las arcillas para luego comparar con los estudios geotécnicos y calcular potencial de expansión de la montmorillonita. Utiliza ensayos químicos y mineralógicos para identificar arcillas expansivas.
- BRUZUAL (1976) realizó ensayos para estudiar el comportamiento mecánico de los suelos en zonas susceptibles a erosión y estudia suelos dispersivos. Efectuó solo ensayos geotécnicos, no identifica los tipos de arcilla sino que clasifica los suelos según el Sistema Unificado de Suelos.

- CASTILLO (1986) utiliza ensayos de sensibilidad, metodología Shansep, ensayos de penetración normal y con cono en suelos lacustres de la Costa Oriental del lago de Maracaibo. Identifica sectores de la zona de estudio según su sensibilidad y su potencial expansivo, pero no identifica mineralógicamente las arcillas presentes.
- Actualmente, la Fundación para el Desarrollo de las Ciencias y la Tecnología del Estado Aragua, patrocina un sistema de información geográfica llamado Sistema de Información de Suelos del Lago de Valencia (SISLAVA), el cual contiene mapas de uso agrícola de los suelos de la cuenca del lago de Valencia. Sin embargo, la clasificación usada para identificar zonas de la cuenca no es útil desde el punto de vista ingenieril ya que no trata sobre las propiedades mecánicas de los suelos.

Capítulo II

Arcillas

Los minerales de arcillas son básicamente silicatos hidratados de aluminio, con una estructura cristalina parecida a las micas. Se forman por meteorización o alteración hidrotermal de silicatos ricos en aluminio. El principal factor de esta alteración físico-química es el agua. Las arcillas transportadas y depositadas forman estratos tabulares o lentes y sus impurezas por lo general son el cuarzo o limos. La estructura cristalina de las arcillas esta constituida básicamente de láminas de dos tipos:

- Una constituida por tetraedros de átomos de sílice y oxígeno (SiO_4), con tres átomos de oxígeno de cada tetraedro compartiendo con los tetraedros adyacentes, formando una estructura o retículo de forma hexagonal como se observa en la figura 2.

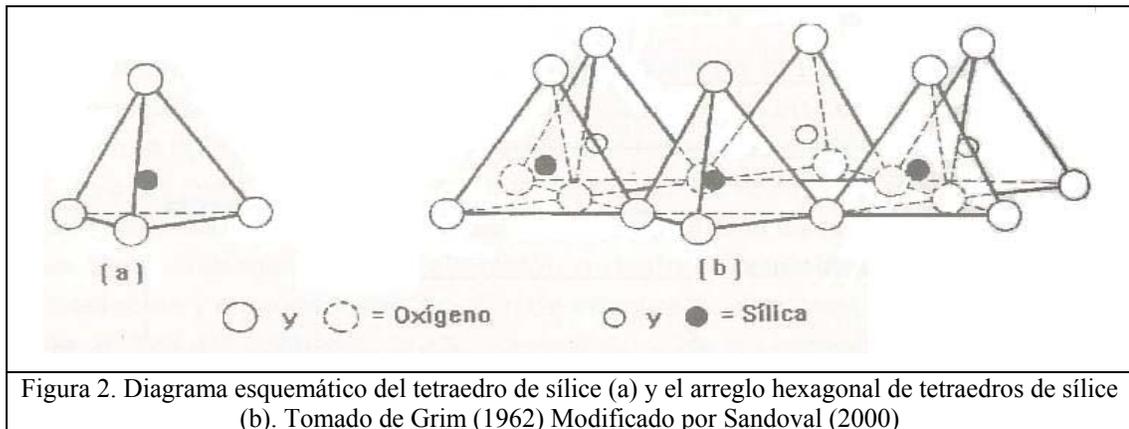


Figura 2. Diagrama esquemático del tetraedro de sílice (a) y el arreglo hexagonal de tetraedros de sílice (b). Tomado de Grim (1962) Modificado por Sandoval (2000)

- Una lámina constituida por iones de Al^{3+} e iones de O^{2-} y OH^- en coordinación octaédrica como se observa en la figura 3.

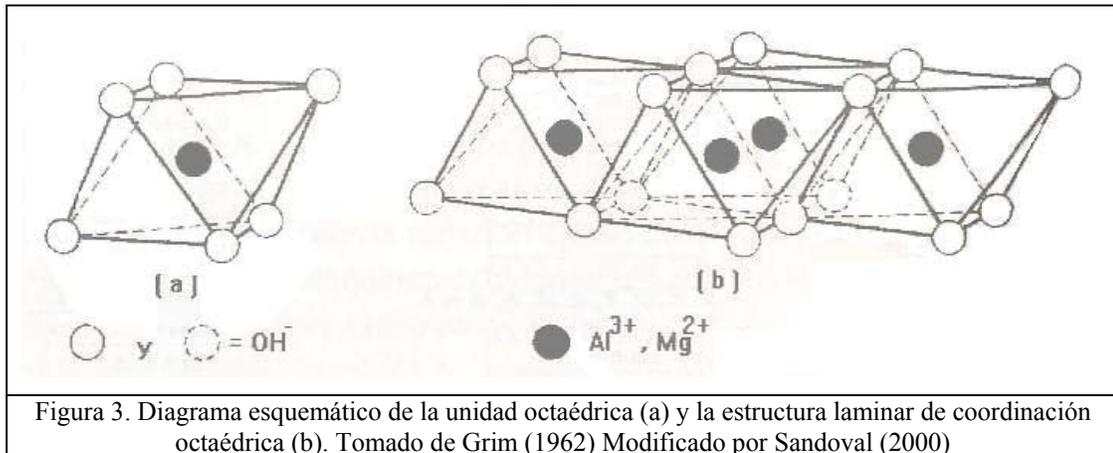


Figura 3. Diagrama esquemático de la unidad octaédrica (a) y la estructura laminar de coordinación octaédrica (b). Tomado de Grim (1962) Modificado por Sandoval (2000)

GRANDE (2000) indica que los filosilicatos del grupo de las micas y las cloritas cristalizan a temperaturas mas bajas que aquellas a las que cristalizan los anfíboles. Comparados con los anfíboles, éstos tienen mayores grado de polimerización (relación $p/q = 0,40$) y de hidratación (relación O/OH aun mayor), ya que el liquido residual magmático se halla muy enriquecido en SiO_2 y H_2O . La estructura básica es la hoja (Z_4O_{10}), donde Z puede ser Si^{4+} , Al^{3+} . Aquí todos los tetraedros comparten tres vértices y tienen sus bases más o menos coplanares, con sus cantos dispuestos en un patrón hexagonal o ditrigonal: empaquetamiento hexagonal con déficit de iones O^{2-} con Si^{4+} y Al^{3+} ocupando una parte de los intersticios tetraédricos. Los oxígenos apicales no-compartidos forman una capa superior con un patrón también hexagonal o ditrigonal. Los miembros de esta clase de silicatos tienen siempre hábito hojoso o escamoso y un clivaje perfecto en una dirección, siendo generalmente blandos y presentando laminillas de clivaje flexibles o elásticas. Todas sus propiedades físicas son consecuencia de la presencia de la hoja [Z_4O_{10}], de extensión ilimitada.

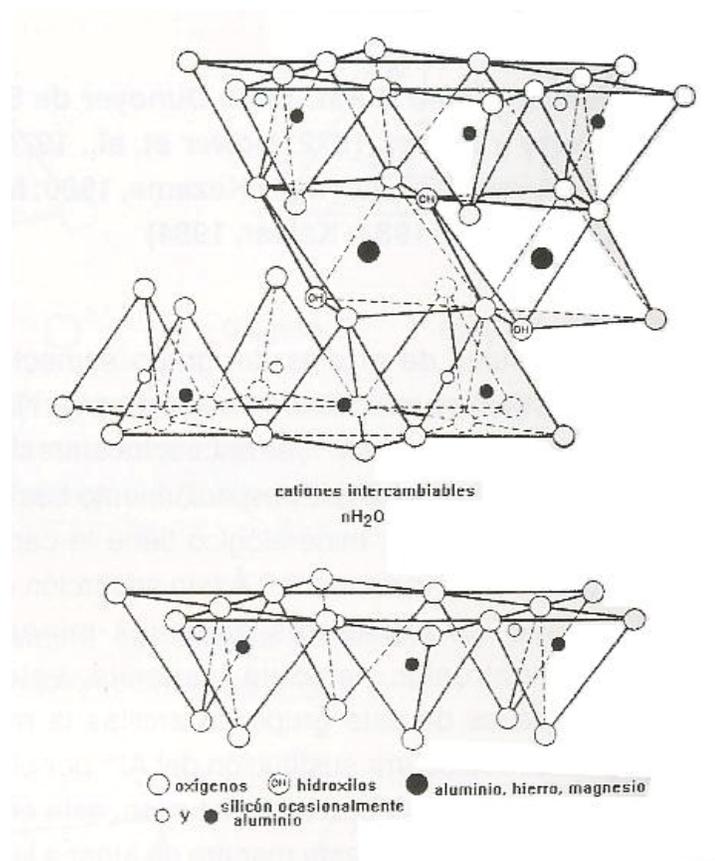


Figura 4. Diagrama esquemático de la estructura de la montmorillonita. Tomado de GRIM (1962) y modificado por SANDOVAL (2000)

El arreglo de estas laminas junto a la sustitución de Si^{4+} y Al^{3+} por otros elementos, es lo que determina prácticamente el tipo de mineral de arcilla presente en un sedimento o roca sedimentaria.

Los minerales de arcilla son susceptibles a diferentes factores que pueden controlar sus propiedades químicas, físicas y geomecánicas. Dependiendo del grado de influencia de estos factores, las propiedades y en general, el comportamiento de la arcilla, puede variar entre localidades lo que obliga a un estudio detallado de cada suelo y de los minerales que lo conforman.

Según GRIM (1962), los principales factores que controlan las propiedades de los minerales de arcilla se pueden clasificar de la siguiente forma:

Composición de la fracción arcillosa. Referido a la identidad y la abundancia relativa de todos los minerales de arcilla presentes. Está demostrado que pequeñas cantidades de ciertos minerales de arcilla constituyentes pueden tener una gran influencia en las propiedades físicas. Igualmente, la perfección de la cristalinidad es importante. Así, dos arcillas compuestas mayormente por caolinita tendrán diferentes propiedades si la caolinita en una de ellas está bien organizada y en la otra está pobremente ordenada.

Composición de la fracción no arcillosa. Referido a la identidad de los minerales no arcillosos, sus formas y abundancia relativa, y la distribución del tamaño de las partículas de las especies individuales. En general, los minerales no arcillosos deben estar presentes en más cantidades mayores a trazas antes que puedan influenciar las propiedades de las arcillas. Aunque esto no siempre es verdad, las trazas de componentes pueden influenciar significativamente las propiedades de las arcillas que se desarrollan a elevadas temperaturas. Las trazas de elementos y minerales presentes en muy pequeñas cantidades pueden tener gran importancia geológica en asuntos como correlación, determinación de condiciones de depositación y localización de la fuente de sedimentos.

Material orgánico. Este factor está referido al tipo y cantidad de material orgánico contenido en el sedimento arcilloso. En general, el material orgánico ocurre en dos formas: puede estar presente como partículas discretas de madera, esporas, hojas, material leñoso, etc. O puede estar como moléculas orgánicas absorbidas en la superficie de las partículas de minerales de arcilla. En montmorillonitas, las propiedades de absorción de agua son disminuidas cuando hay presencia de iones orgánicos. En general, mientras más grande el ion orgánico, mayor es la reducción en la capacidad de absorber agua.

Iones intercambiables y sales solubles. Algunos sedimentos arcillosos contienen sales solubles en agua las cuales pueden haber entrado a la arcilla en el momento de la acumulación o pueden haberse desarrollado como una consecuencia del movimiento del agua freática y el clima, o los procesos de alteración. Minerales de arcilla y algunos materiales orgánicos encontrados en arcillas pueden absorber cationes y aniones los cuales pueden intercambiarse por otros iones por simple intercambio en el medio acuoso.

Las propiedades físicas de los minerales de arcilla dependen de la naturaleza de los iones intercambiados transportados por los componentes de la arcilla. Una arcilla sódica tiene diferentes propiedades plásticas que una cálcica. Esta diferencia puede ser grande o pequeña dependiendo de la capacidad de intercambio de cationes de los constituyentes de la arcilla. También la abundancia relativa de los iones absorbidos presentes en cualquier arcilla particular es importante en la determinación de sus propiedades.

Textura. El factor textural esta referido a la distribución de los tamaños, la forma y la orientación de las partículas constituyentes con respecto a las otras y las fuerzas que tienden a unir las entre si.

El tamaño de los minerales de arcilla es importante para determinar propiedades pero solo las relacionadas a la facilidad de corte y dispersión de los minerales de arcilla. Así, el análisis del tamaño de partícula de un mineral de arcilla es mayormente usado solo como una medida del grado de disgregación o dispersión del mismo. En algunos materiales arcillosos, existe una orientación general preferencial de las partículas de mineral de arcilla como por ejemplo en muchas lutitas, en las cuales sus superficies de los planos basales tienen orientación paralela.

Arcillas expansivas

Son todas aquellas arcillas que tienen la capacidad de incluir agua en su estructura de láminas lo cual genera un ensanchamiento o expansión de la estructura cristalina original que puede llegar a producir problemas en las fundaciones de edificios, casas y carreteras. Las arcillas expansivas pertenecen al grupo mineralógico de los silicatos y en función de la distribución de los tetraedros de SiO_4^{4-} se clasifican sistemáticamente dentro de los filosilicatos o silicatos laminares, siendo las del grupo de las esmectitas las que tienen mayor expansividad. A grandes rasgos y en función del tipo de arcilla, entre lámina y lámina se emplazarán en mayor o menor medida las moléculas de agua que producirán el hinchamiento. Cuando el catión interlaminar es el sodio, las esmectitas tienen una gran capacidad de hinchamiento, pudiendo llegar a producirse la completa disociación o separación de las láminas, teniendo como resultado un alto grado de dispersión y un máximo desarrollo de propiedades coloidales, que dan lugar a propiedades especiales como las de los lodos estabilizadores tixotrópicos o bentonitas. Si por el contrario, tienen Ca^{2+} o Mg^{2+} como cationes de cambio su capacidad de hinchamiento será mucho más reducida.

El ion de sodio al hidratarse crece 7 veces de volumen, formando una segunda capa, su energía térmica provoca repulsión compensada por la carga superficial negativa de la arcilla. A este efecto se suma su alcalinidad capaz de destruir uniones de carácter mas fuerte (disociación de los oxidrilos de las capas octaédricas, resulta en carga negativa en los bordes repeliéndose con las caras y aumento de la capacidad de intercambio catiónico). Hay que tener en cuenta que los cationes de Na^+ son muy reactivos y fácilmente desplazables por otros cationes.

Grupo de las esmectitas

Formula General: $A_{0,3}D_{2-3}[T_4O_{10}]Z_2 \cdot nH_2O$

A:	<i>Cationes inter-capas intercambiables</i>
D:	<i>Cationes en la hoja octaédrica</i>
T:	<i>Cationes en las hojas tetraédricas</i>
Z:	<i>Aniones en las hojas octaédricas</i>
nH ₂ O:	<i>Agua molecular inter-capas, intercambiable</i>

Según GRIM (1962), los minerales de arcilla del grupo de Esmectita, están caracterizados por tener una estructura cristalina de tres capas (2:1), en donde una lámina con coordinación octaédrica de Al³⁺, se encuentra entre dos laminas de coordinación tetraédrica de Si⁴⁺. El espaciamiento basal típico es de 14Å, pero debido a que este grupo mineralógico tiene la capacidad de adsorber moléculas de agua, puede variar de 9,6 Å (sin agua) hasta los 21,4 Å. La montmorillonita es la más común de este grupo de arcillas, pudiendo ocurrir sustitución del Al³⁺ por Fe²⁺, Mg²⁺ o Zn²⁺, como resulta una carga negativa con tal sustitución, esta se balancea con otros cationes como Na⁺, K⁺ y Ca²⁺. Un ejemplo es el reemplazo de Al³⁺ por Fe³⁺ que forma nontronita.

Las esmectitas tienen estructuras compuestas por hojas (t-o₂-t) de pirofilita intercaladas con capas de H₂O que contienen cationes intercambiables como Na⁺, Ca²⁺, K⁺, Mg²⁺, etc. Las moléculas de agua se disponen en patrones octaédricos alrededor de los cationes, pero el enlace es muy débil, por lo que tanto el agua como los cationes pueden salir o entrar de la estructura con gran facilidad. Las vermiculitas son similares, excepto que contienen hojas (t-o₃-t) de talco. En ambientes diagenéticos se encuentran las arcillas de capas mezcladas esmectita-illita, donde entre las capas tetraédricas-octaédricas-tetraédricas alternan desordenadamente capas de hidróxido o con capas de H₂O molecular con cationes libres.

Grupo de la esmectita (esmectitas di-octaédricas y tri-octaédricas)	
Aliettita	$Ca_{0,2}Mg_6(Si, Al)_8O_{20}(OH)_4 \bullet 4H_2O$
Beidellita	$Na_{0,5}Al_2(Si_{3,5}Al_{0,5})O_{10}(OH)_2 \bullet nH_2O$
Montmorillonita	$(Na, Ca)_{0,3}(Al, Mg)_2Si_4O_{10}(OH)_2 \bullet nH_2O$
Nontronita	$Na_{0,3}Fe_2^{3+}(Si, Al)_4O_{10}(OH)_2 \bullet nH_2O$
Saponita	$(Ca, Na)_{0,3}(Mg, Fe^{2+})_3(Si, Al)_4O_{10}(OH)_2 \bullet nH_2O$

Tabla 1. Grupo de las esmectitas.

Montmorillonita

Formula General: $(Na, Ca)_{0,3}(Al, Mg)_2Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$

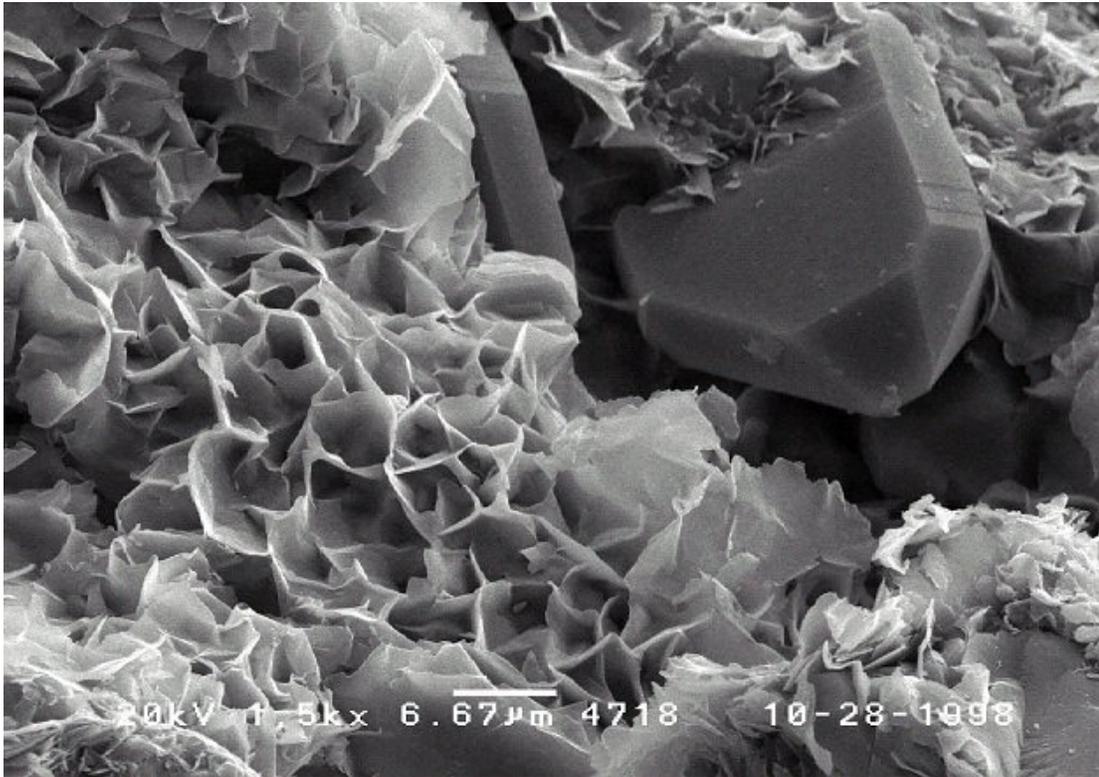


Figura 5. Esmeclita autigénica (montmorillonita) sobrecreciendo en espacios de poros y sobrecrecimiento de granos de cuarzo en una arenisca. Imagen SEM de una muestra de núcleo.
Escala: Tamaño de la foto 67 μ -m. Copyright © OMNI Laboratorios, Inc

La montmorillonita es un filossilicato del grupo de las esmeclitas, cristaliza en el sistema cristalino monoclinico y tiene una dureza entre 1 ½ - 2. La localidad tipo es Montmorillon, Vienne, Poitou-Charentes, France. Esta arcilla fue descubierta en 1847.

La montmorillonita sódica tiene un tamaño de 0,01 μ . Es muy expansiva, de alta plasticidad, muy baja permeabilidad. Tiene un alto intercambio catiónico de 75-150 m.e.q. Según el ensayo de Emersson es la de mayor dispersión en agua. Si presenta efervescencia con ataque ácido indica que es Montmorillonita cálcica o magnésica. Es de color blanco verdoso, pulverizada mucho más blanca. En estos minerales, cada cristal simple está compuesto de un largo número de unidades con

una fórmula próxima a la brucita y la gibsita, pero en capas adyacentes a estas unidades sólo hay capas de sílice, donde no pueden haber enlaces hidroxilos exteriores y así las unidades están enlazadas por fuerzas de Van der Waals (sistema de capa triple o-t-o). Cada enlace es roto fácilmente por corte por lo tanto la montmorillonita es pegajosa y suave cuando se enrolla entre los dedos.

Las montmorillonitas de alto contenido en hierro se llaman nontronitas. Las ricas en Mg y poco aluminio son las saponitas, y si tienen litio (éste es muy poco estable) se conocen como hectoritas. Las deficitarias en silicio y ricas en aluminio se conocen como beidellita.

Sistema Cristalino	Monoclínico
Parámetros de celda	a = 5,17 b = 8,94 c = 9,95 $\beta=99,54^\circ$
Relación	a:b:c = 0,578 : 1 : 1,113

Tabla 2. Cristalografía de la montmorillonita

Tipo	Biaxial (-)
Valores RI	$n_\alpha=1,485 - 1,535$ $n_\beta=1,504 - 1,550$ $n_\gamma=1,505 - 1,550$
2V	Medido: 5° a 30°
Birrefringencia máxima	$\delta=0,020$
Relieve de la superficie	Baja

Tabla 3. Datos ópticos de la montmorillonita

Illita

Formula general: $K_{0,65}[Al_{0,65}Si_{3,35}O_{10}](OH)_2$

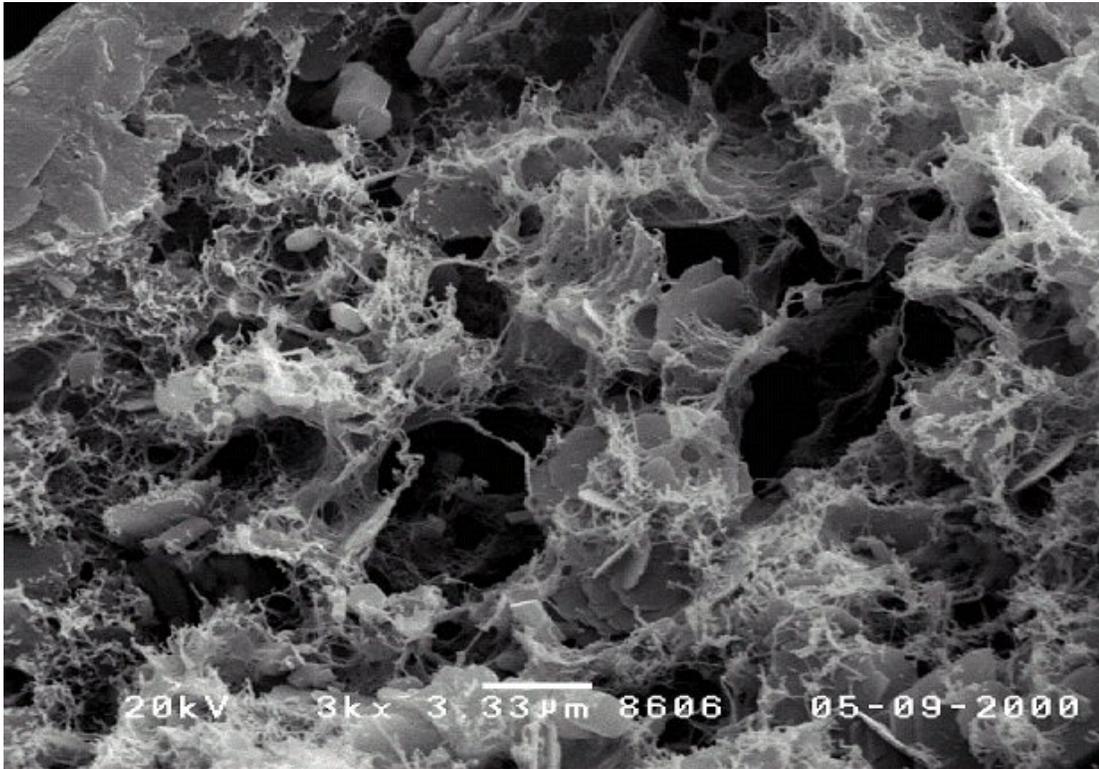


Figura 6. Cristales de illita recubriendo espacios de poro en una arenisca. Imagen SEM de una muestra de núcleo. Escala: tamaño de la foto 33 µ-m. Copyright © OMNI Laboratories, Inc

La illita es un filosilicato del grupo de las micas que viene en capas en relación 2:1. Su sistema cristalino es monoclinico y sus cristales no son distinguibles. Esta arcilla es típicamente encontrada como masas de grano muy fino de colores blancuzcos o grisáceos y en una amplia variedad de ambientes. Los materiales de esta serie se forman por meteorización o alteración hidrotermal de la moscovita-fengita; pero algunos son autigénicos o pueden derivar de la alteración de feldespatos potásicos o recristalización de esmectitas. Comunes en arcillas, lutitas y algunas pizarras. Reacción lenta con la cal, inhibición total en presencia de SO_3^- . Es encontrada de forma natural combinada con la montmorillonita.

El tamaño de los cristales es de $0,1\mu$. Es expansiva, con plasticidad media y baja permeabilidad. Si es sódica tiene disolución rápidamente en agua. Si presenta efervescencia con ataque ácido indica que es illita cálcica o magnésica. Color blanco cremoso beige y gris verde terroso, su raya es de color blanco.

Sistema Cristalino	Monoclínico
Clase (H-M)	$2/m$ – Prismático
Grupo espacial	$C2/m$
Parámetros de celda	a = 5,19 b = 8,95 c = 9,95 $\beta=94,87^\circ$
Relación	a:b:c = 0,58 : 1 : 1,112
Z:	2

Tabla 4. Cristalografía de la illita

Tipo	Biaxial (-)
Valores RI	$n_\alpha=1,535 - 1,570$ $n_\beta=1,555 - 1,600$ $n_\gamma=1,565 - 1,605$
2V	Medido: 5° a 25° , Calculado: 42° a 68°
Máxima Birrefringencia	$\delta=0,030 - 0,035$
Relieve de Superficie	Bajo

Tabla 5. Datos ópticos de la illita

La composición del mineral de illita es parecida a la mica y a la xantofilita, pero conteniendo menos potasio y más agua combinada y menor sustitución de aluminio por sílice en la capa tetraédrica, esto respondería al bajo contenido de potasio, destrucción parcial del puente alcalino de K^+ , parte de este está sustituido por Ca^{2+} y Mg^{2+} dando una gran capacidad de intercambio en comparación a las micas (10-40 m.e.q), y al alto índice de sílice, aunque no respecto a la mayor proporción de agua combinada. Al tener menor cantidad de uniones con cationes intercambiables, tiene menor capacidad de intercambio y expansividad que la montmorillonita.

Es un material de grano fino presente en arcillas sedimentarias y asociada con la montmorillonita o la caolinita. Contenidos de potasio entre un 3-7 %, sílice entre

38-53 % y alúmina entre 9-32. La illita constituye un estado progresivo de derrumbamiento de las estructuras de feldespato de capas séxtuples (t-o-t t-o-t) a caolinita desordenada.

Caolinita

Formula general: $Al_2Si_2O_5(OH)_4$

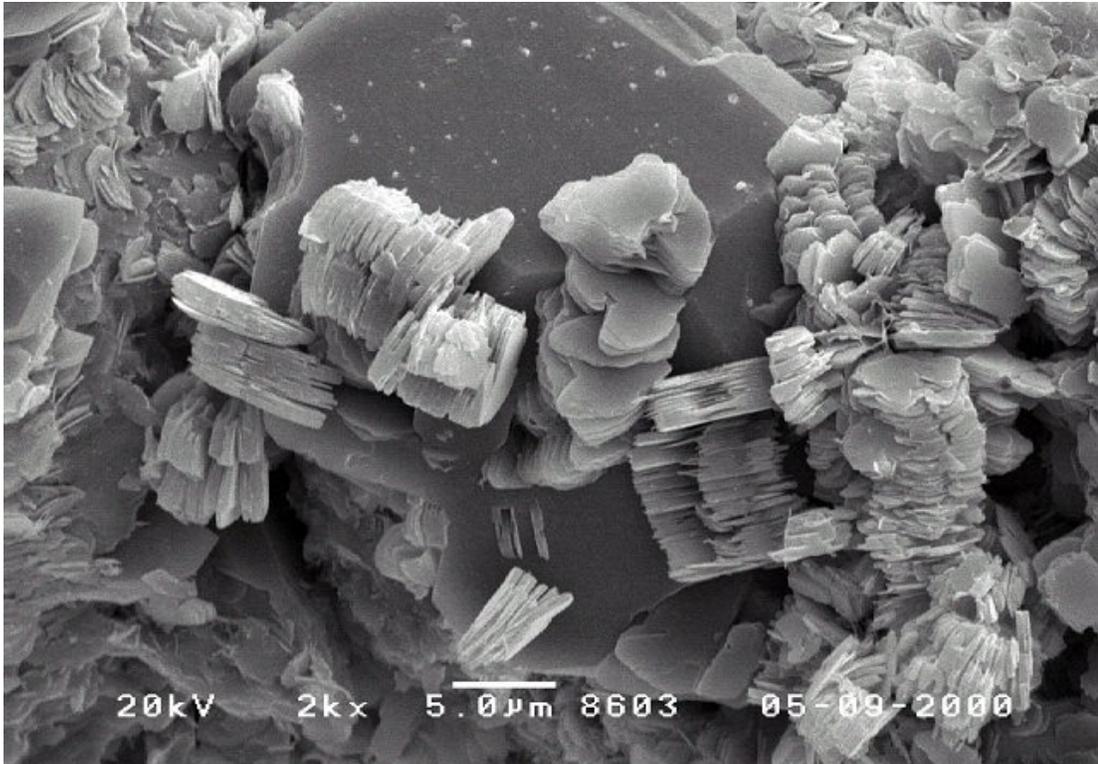


Figura 7. Placas de caolinita autigénica cubriendo una grano de cuarzo sobrecrecido con cuarzo autigénicos. Imagen SEM de una muestra de núcleo. Escala: Tamaño de la foto 50 µ-m. Copyright © OMNI Laboratories, Inc

El caolín es una sustancia mineral producida por alteraciones debidas a oxidaciones directas o indirectas causadas por la meteorización y por la infiltración de aguas atmosféricas superficiales, que ocasionaron principalmente la descomposición de los feldespatos alcalinos contenidos en las rocas ígneas originales como pegmatitas y granitos en las que la moscovita (mica potásica ó mica blanca), aparece asociada con el cuarzo y otros silicatos razón por la cual los residuos de dichos minerales que resistieron a la acción de la meteorización durante la

descomposición de los feldespatos, acompañan al caolín como impurezas. Los sedimentos carbonáticos no suelen contener nada de caolinita y sólo excepcionalmente en muy pequeñas cantidades, ya que el calcio impide la formación de dicho mineral arcilloso.

La caolinita es el principal integrante del grupo de los caolines, formado por varias especies minerales de la misma composición química: silicato de aluminio hidratado, pero que tienen diferente estructura cristalina. Este mineral es miembro del grupo de la caolinita y lo integra junto con los minerales nacrita, dickita, haloisita y odinita, todos ellos con composición muy similar pero patrones de rayos X muy diferentes entre sí que permiten una fácil identificación. Su color es blanco cremoso, tiene una dureza de 2 - 2½. Su nombre proviene de la antigua localidad china de “Kauling”, que significa “risco alto”. Es hallado principalmente en grandes masas en forma de estratos de arcilla con un ligero color marrón claro. Fue descubierto en el año 1867. Esta caolinita china proviene de la alteración hidrotermal de granitos ricos en feldespatos potásicos.

El tamaño de los cristales es de aproximadamente 1µ. No es expansiva, tiene baja plasticidad, baja cohesión y es de difícil dispersión incluso con ataque ácido. Su fórmula química denota alto contenido de alúmina y el hierro es encontrado como impureza. Un cristal de mineral de caolín no consiste en una capa compuesta sino de un gran número de diferentes capas (aproximadamente 100 capas de grosor 0,5µ), las cuales pueden estar unidas a un libro donde cada página representa una capa de 720 hojas.

Las propiedades químicas de los caolines dependen particularmente tanto de la naturaleza como de la proporción de las impurezas presentes. El caolín es insoluble en los ácidos nítrico y clorhídrico, pero es descompuesto en caliente por el ácido sulfúrico; desprende agua al ser calentado en tubo cerrado.

El sistema cristalino es triclínico. En forma esquemática puede decirse que la estructura de la caolinita consiste en una sola lámina tetraédrica y también otra única lámina octaédrica (t-o₂), combinadas ambas en tal forma, que las puntas de los tetraedros están orientadas en una sola dirección y hacia el centro de la nueva unidad común compuesta por las láminas tetraédricas y octaédricas. En las capas comunes a los grupos octaédricos y tetraédricos, dos tercios de los átomos están compartidos por el silicio y el aluminio, y entonces los oxidrilos se convierten en oxígenos.

Sistema Cristalino	Triclínico
Clase (H-M)	1 – Pedial
Parámetros de celda	a = 5.13 b = 8.89 c = 7.25 $\alpha=90^\circ$ $\beta=104.5^\circ$ $\gamma=89.8^\circ$
Relación	a:b:c = 0.577 : 1 : 0.816
Z	1
Morfología:	Cristales visibles son extremadamente raros, típicamente están en el rango de 2-5 nanómetros, pero pueden ser de hasta 1 mm. Pseudo hexagonal. Fibras y esferas han sido observadas usando microscopios electrónicos (SEM).

Tabla 6. Cristalografía de la caolinita

Las estructuras de los minerales del grupo de la caolinita consisten en los dos tipos de unidades laminares anteriormente descritos, apilados los unos encima de los otros siguiendo la dirección del plano en que están orientadas las bases de los tetraedros; las variaciones que diferencian a los miembros del grupo referido, consiste en las distintas posiciones posibles de los átomos de aluminio en las capas o lechos laminares octaédricos. Hay que notar que no hay enlaces iónicos entre unidades vecinas, la totalidad del cristal es mantenido unido por puentes de hidrógeno que se mantienen al contacto con agua, dando como resultado poca expansividad, una capacidad de intercambio catiónico de 2,2-15 m.e.q. y plasticidad. Estas actúan entre grupos OH^- de las capas de gibsita y los átomos de oxígeno de las capas de silicio adyacentes (sistema de capa doble unidas por enlace de valencia, diez veces más

fuerte que el de hidrógeno, t-o₂ capas tetraédricas-octaédricas). Para que este débil enlace secundario sea efectivo, los oxígenos y grupos OH^- apropiados tienen que estar cerrados en conjunto; hay diversos caminos en los cuales una unidad puede ser amontonada sobre otra para conseguir su enlace y este de origen a cuatro minerales distintos del tipo caolín: nacrita, dickita, caolinita, haloisita. Es un constituyente primario de los estratos de arcilla formados por la descomposición de rocas feldespáticas.

	d(Å)	Intensidad
Datos de rayos X para Caolinita	7,17	(100)
	4,37	(60)
	4,19	(45)
	3,58	(80)
	1,62	(70)
	1,59	(60)
	1,59	(90)
Comentarios	Muchos politipos conocidos: -1Md, -2M ¹ ("dickita") -2M ² ("nacrita"). Cada uno tiene un patrón diferente de apilamiento	

Tabla 7. Información de difracción de rayos X para caolinita

Tipo	Biaxial (-)
Valores RI	$n_{\alpha}=1,553 - 1,563$ $n_{\beta}=1,559 - 1,569$ $n_{\gamma}=1,560 - 1,570$
2V	Medido: 24° a 50°, Calculado: 44°
Máxima birrefringencia	$\delta=0,007$
Relieve de la superficie	Bajo

Tabla 8. Datos ópticos de caolinita

Aspectos geotécnicos sobre el estudio de arcillas expansivas

Desde el punto de vista geotécnico, los suelos plásticos o arcillosos, son aquellos capaces de deformarse sin agrietarse, ni producir rebote elástico, cambiando su consistencia al variar el contenido de agua. En función de los cambios de contenido de humedad se dan diferentes estados físicos, siendo los límites para cada estado de consistencia los conocidos como límites de Atterberg: *límite líquido*, *límite plástico* e *índice de plasticidad*, que son el punto de partida para la estimación de la expansividad de un suelo.

En general, el grado de expansividad se puede determinar en función de las propiedades geotécnicas de los suelos según el cuadro adjunto:

	Expansibilidad		
	Baja	Media	Alta
Índice de plasticidad	<15	15-30	>30
Límite líquido	<30	30-45	>45
Contenido en finos	<30	30-60	>60
Hinchamiento en superficie (cm.)	0-1	1-2	2-3
Presión de hinchamiento (Kg./cm ²)	<0,5	0,5-1,2	>1,2

Tabla 9. Grado de expansividad de los suelos

Para la determinación de la expansividad de un suelo, los ensayos a realizar son:

- *Granulometría*: permitirá determinar el porcentaje de finos que contiene y clasificarlo en limos o arcillas según los criterios de Casagrande (límites de Atterberg).
- *Límites de Atterberg*: para determinar los límites líquido y plástico y el índice de plasticidad.
- *Hinchamiento Lambe*: obteniéndose el cambio de volumen potencial, pudiendo ser éste: no crítico, marginal, crítico y muy crítico y el índice de hinchamiento (similar pero no igual a la presión de hinchamiento).

- *Humedad natural*: cantidad de agua contenida en el suelo de forma natural.
- *Edómetro*: presión de hinchamiento, colapsabilidad, asentos, etc.

Limites de Atterberg

Cuando un suelo arcilloso es mezclado con una cantidad excesiva de agua, éste puede fluir como un semilíquido. Si el suelo es secado gradualmente, se comportará como un material plástico, semisólido o sólido, dependiendo de su contenido de agua. Este contenido de agua, en porcentaje, con el que el suelo cambia de un estado líquido a un estado plástico se define como límite líquido (LL). Igualmente, los contenidos de agua, en porcentaje, con el que el suelo cambia de un estado plástico a un semisólido y de un semisólido a un sólido se definen como el límite plástico (PL) y el límite de contracción (SL), respectivamente. Estos límites se denominan límites de Atterberg (figura 8).

De acuerdo a la norma ASTM 4318-95A, los límites de consistencia son valores de humedad para los cuales una muestra de suelo al aumentar o disminuir estos, cambia de estado.

Es decir:

- El *límite líquido* representa la humedad para la cual por encima de esta el suelo se comporta como líquido y por debajo de la misma el suelo está en estado plástico.
- El *límite plástico* representa la humedad para la cual por encima de esta el suelo está en estado plástico y por debajo de la misma el suelo está en estado semisólido.
- El *límite de retracción* representa la humedad para la cual por encima de esta el suelo está en estado semisólido y por debajo de la misma el suelo está en estado sólido.

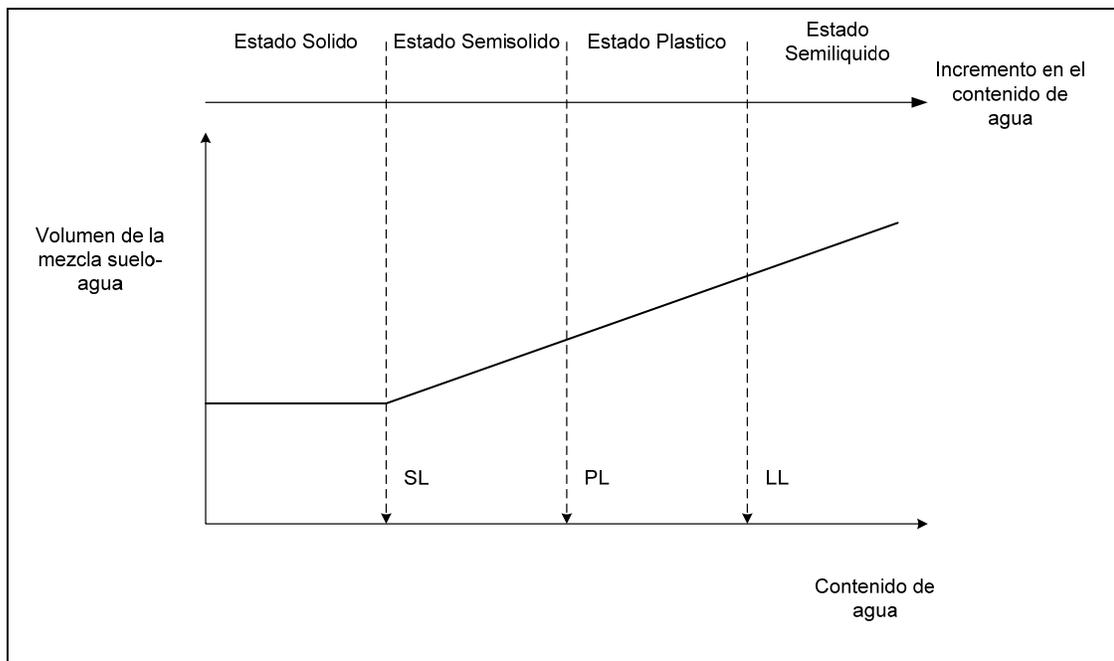


Figura 8. Definición de los límites de Atterberg. Tomado y modificado de DAS (1999)

Según las normas, los límites de Atterberg se determinan de la siguiente manera:

- El límite líquido de un suelo es determinado por medio de la copa de Casagrande (designación de prueba D-4318 de la ASTM) y su definición es el contenido de agua con el cual se cierra una ranura de $\frac{1}{2}$ pulgada (12,7 mm) mediante 25 golpes.
- El límite plástico es definido como el contenido de agua con el cual el suelo se agrieta al formarse un rollito de $\frac{1}{8}$ de pulgada (3,18 mm.) de diámetro (designación de prueba D-4318 de la ASTM).
- La definición del límite de contracción es el contenido de agua con el cual el suelo no sufre ningún cambio adicional de volumen con la pérdida de agua (designación de prueba D-427 de la ASTM).

La diferencia entre el límite líquido y el plástico de un suelo recibe el nombre de índice de plasticidad (IP), y se calcula de la siguiente forma: $IP=LL-LP$, donde LL es el valor del límite líquido y LP el valor de límite plástico.

La tabla 10 muestra algunos valores representativos de los límites líquido y plástico para varios minerales y suelos arcillosos. Sin embargo, los límites de Atterberg para varios suelos variarán considerablemente, dependiendo del origen del suelo y de la naturaleza y cantidad de minerales arcillosos.

Descripción	Límite Líquido (LL)	Límite plástico (LP)
Caolinita	35-100	25-35
Ilita	50-100	30-60
Montmorillonita	100-800	50-100
Arcilla azul Boston	40	20
Arcilla Chicago	60	20
Arcilla Lousiana	75	25
Arcilla Londres	66	27
Arcilla Cambridge	39	21
Arcilla Montana	52	18
Lodo Mississippi	25	32
Suelos loesianos del norte y noroeste de China	25-35	15-20

Tabla 10. Valores típicos de límites líquido y plástico para algunos materiales y suelos arcillosos. Tomado y modificado de DAS (1999)

Sistema unificado de clasificación de suelos (S.U.C.S.)

Norma ASTM D 2487-93

El Sistema Unificado de Clasificación de Suelos fue originalmente propuesto por A. Casagrande en 1942 y después revisado y adoptado por el Bureau of Reclamation de Estados Unidos y por el Cuerpo de Ingenieros. Este sistema se usa en prácticamente todo trabajo de geotecnia.

La tabla 11 muestra los diferentes símbolos usados en el S.U.C.S. para clasificar los suelos desde el punto de vista geotécnico.

Símbolo	G	S	M	C	O	Pt	H	L	W	P
Descripción	Grava	Arena	Limo	Arcilla	Limos orgánicos y arcilla	Turba y suelos altamente orgánicos	Alta Plasticidad	Baja Plasticidad	Bien graduados	Mal Graduados

Tabla 11. Símbolos de suelos del Sistema Unificado de Clasificación de Suelos. Tomado de Das (1999)

La carta de plasticidad (figura 9) y la tabla 11 muestran el uso de los símbolos de grupo para varios tipos de suelos. Al clasificar un suelo se debe proporcionar el nombre del grupo que describe generalmente al suelo, junto con el símbolo respectivo. La norma ASTM D-2487 da los criterios para obtener los nombres de grupos para suelo de grano grueso, suelo inorgánico de grano fino y para suelo orgánico de grano fino.

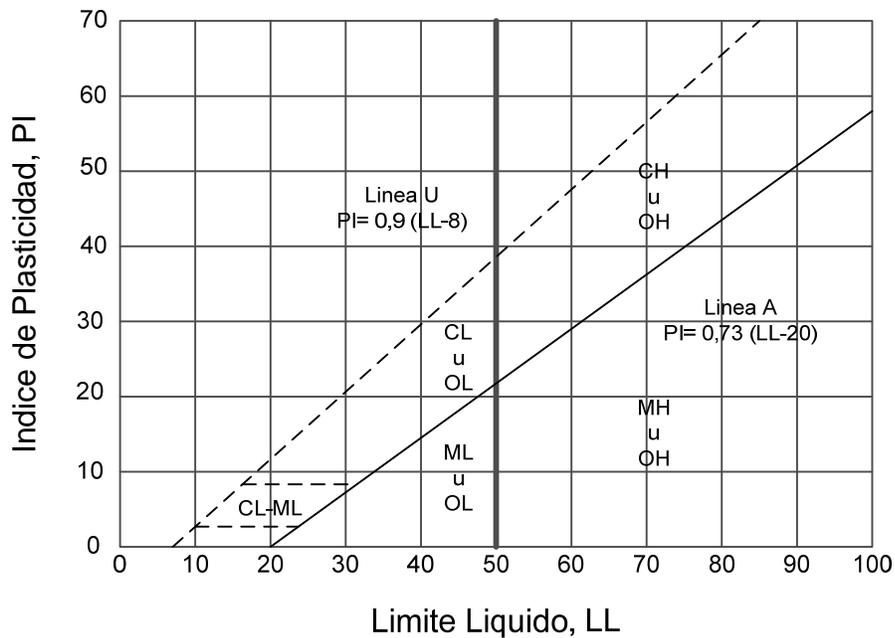


Figura 9. Carta de plasticidad. Tomado y modificado de DAS (1999)

Suelo no saturado. Generalidades

Teniendo en cuenta su origen, los suelos parcialmente saturados pueden ser naturales o artificiales. Respecto a los primeros existe una gran variedad de ejemplos tanto en suelos sedimentarios (eólicos, aluviales, coluviales, etc.), como en suelos residuales lateríticos y saprolíticos.

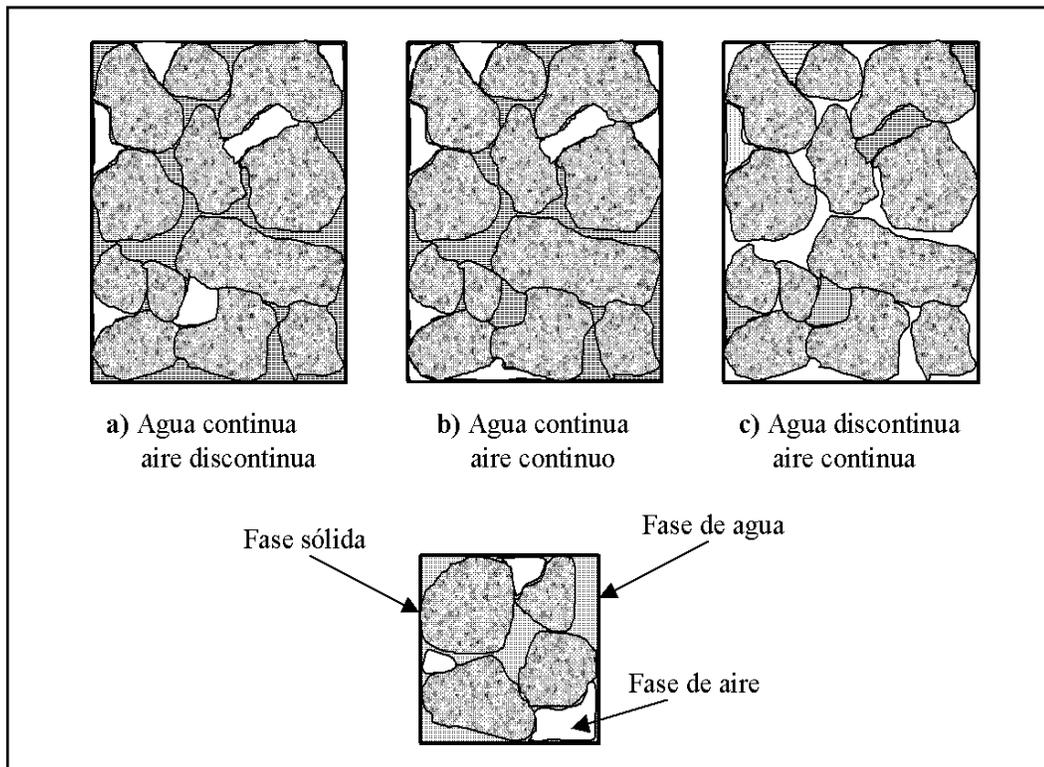


Figura 10. Estructura de suelos no saturados. Tomado de BARRERA (2002)

Gran parte de los suelos sedimentarios se han depositado en ambientes acuosos, quedando inicialmente saturados y posteriormente desecados debido a las circunstancias ambientales. Estos suelos abundan en lugares de clima árido y semi-árido, en que las estaciones son muy marcadas con periodos secos prolongados. Respecto a los suelos residuales, su formación está asociada a los agentes de meteorización y el tipo de roca matriz. Los suelos tropicales lateríticos y saprolíticos,

frecuentemente están en estado no saturado, debido a sus características de alta permeabilidad y las condiciones climáticas en las cuales se encuentran. Estos suelos son originados por la intensa y profunda descomposición de la roca matriz, bajo condiciones climáticas y biológicas que prevalecen en los trópicos.

Los fenómenos más característicos del comportamiento del suelo no saturado están relacionados con sus deformaciones volumétricas al modificar el grado de saturación. Estas deformaciones pueden ser tanto positivas, en cuyo caso se produce un colapso, como negativas, en cuyo caso se produce un hinchamiento. BARRERA (2002) cita a AITCHISON (1960) indicando que tanto el colapso como el hinchamiento pueden ser considerados como procesos de inestabilidad estructural, debido a que inducen discontinuidades en el comportamiento deformacional del suelo al variar las condiciones ambientales (ejemplo cambios de humedad), sin modificación del estado de tensiones exterior.

Respecto a los suelos identificados con estructura potencialmente colapsable, éstos tienen origen bastante variable. Aunque los más extendidos son los de origen eólico (loess y arena eólica) existen colapsos en suelos aluviales, coluviales, residuales o en rellenos compactados (DUDLEY, 1970). La sensibilidad al colapso es graduada según el tipo de depósito, de tal forma que los suelos de origen eólico (loess) son, en general, más propensos al colapso que los aluviales. De forma general, el origen de un suelo es de poca ayuda para conocer su potencialidad en colapsar (BARRERA, 2002). Igualmente este autor indica lo inadecuado en definir un suelo como colapsable, sin que antes se haya definido una estructura que a su vez depende de la porosimetría, del grado de saturación y del estado tensional a que esté sometido.

En cuanto a los suelos potencialmente expansivos, hay que relacionar su origen a la presencia de partículas arcillosas que puedan provocar esta expansión. Habitualmente son considerados tres minerales arcillosos: montmorillonita, illita y caolinita; que por su abundancia respecto a otros son considerados como básicos para

efecto de estudiar este fenómeno. La fuente de estos minerales es una amplia gama de rocas ígneas básicas incluyendo rocas volcánicas y lavas en las que las más frecuentes son los basaltos, si bien, en algún caso ha sido el granito. La montmorillonita necesita un medio alcalino como factor imprescindible y se genera habitualmente en zonas áridas con poco drenaje y en consecuencia con alta concentración de cationes y minerales. La caolinita se produce con pH más bajo y en las zonas más drenadas y con menores concentraciones de cationes. Por esta razón la montmorillonita abunda en valles y zonas deprimidas y la caolinita en lugares con mayores pendientes. La illita, por su parte, precisa para su formación un pH ligeramente alcalino.

Succión en suelos no saturados

El término “succión del suelo” fue usado por SCHOFIELD (1935), para representar la “deficiencia de presión” en el agua de poros de algunos suelos (saturados o no saturados) que tienen la capacidad de absorber agua al adicionarles agua a presión atmosférica.

El término succión o potencial de agua designa a la integrante del estado de tensiones que tiene en cuenta aquellos efectos de superficie capaces de retener agua dentro de la estructura de un suelo. Sin su participación resulta imposible definir el estado tensional y entender la respuesta deformacional de un suelo parcialmente saturado.

La diferencia entre presión de aire de poros y presión de agua de poros es definida como la succión matricial. El valor de esta succión matricial depende de la tensión superficial y el radio de curvatura del menisco. Cuando el grado de saturación disminuye, el menisco se retrae en espacios de poros pequeños donde el radio de curvatura del menisco se reduce y, de esta manera, la succión matricial se incrementa.

Debido a los poros pequeños, se desarrollan succiones matriciales más altas en suelos arcillosos más que en los suelos granulares.

El flujo de agua a través de los suelos no saturados es controlado por el gradiente del potencial de agua total. El potencial de agua total puede expresarse como la suma de tres componentes:

- a) Potencial gravitacional, causado por la elevación del agua del suelo con respecto a un nivel de referencia.
- b) Capilar o potencial matricial, causado por efectos de tensión de superficie.
- c) Potencial osmótico, causado por la concentración de iones disueltos en el agua del suelo.

Para un suelo no saturado con el aire de los poros a presión atmosférica, el potencial matricial está dado por la succión matricial, definida anteriormente, multiplicado por la unidad de peso del agua (con un apropiado cambio de signo). Por analogía, el potencial osmótico dividido por la unidad del peso del agua es llamado “succión osmótica” (nuevamente con un cambio de signo). La suma de la succión matricial y la succión osmótica se define como la succión total.

Evidencias experimentales obtenidas por BARRERA (2002), sugieren que la resistencia al corte y el comportamiento del cambio de volumen de suelos no saturados son dependientes de la succión matricial más que de la succión total. De esta manera, el comportamiento de tensión–deformación depende de la succión matricial mientras que el flujo de agua depende del gradiente de la succión total (más efectos gravitacionales).

Comportamiento deformacional de los suelos no saturados

Fenómeno de colapso

En los suelos parcialmente saturados con una estructura abierta, al aumentar el grado de saturación debido a cambios ambientales o de otro tipo, se puede producir una disminución violenta del volumen inicial producto de la redistribución total de sus partículas sin que varíen las cargas aplicadas externas del suelo. Este fenómeno es conocido con el nombre de colapso. El fenómeno sucede al ser modificadas una o varias de las condiciones iniciales del suelo. Tales condiciones son la humedad, porcentaje de saturación y carga actuante.

HEREDIA (1984) estudia profundamente este fenómeno de colapso en los suelos diatomáceos del lago de Valencia e indica que este sucede en una forma particularmente fuerte en los suelos granulares con alto contenido de “caracolillo” de las riberas del lago. Según sus investigaciones, puede producirse un colapso por el ascenso del nivel freático debido al humedecimiento por vía capilar del suelo. Este colapso puede ser peligroso, particularmente en presas de tierra y para todo tipo de edificaciones que sean construidas sobre suelos residuales.

El colapso es uno de los fenómenos más característicos de los suelos parcialmente saturados y depende del tamaño de los granos, de la gradación y principalmente de la densidad de los suelos. Entre las características que debe tener un suelo para que en él ocurra un colapso:

- Estructura abierta, no saturada, tipo panal de abeja, capaz de reducir significativamente su volumen a expensas de una disminución del volumen de poros.
- Un estado exterior de carga suficientemente grande como para generar una condición metaestable para la succión aplicada.

- La existencia de enlaces entre partículas, con tendencia a debilitarse en presencia del agua.

Algunos materiales arcillosos de baja y mediana plasticidad presentan un comportamiento combinado de hinchamiento y colapso cuando son saturados. El cambio neto de volumen que experimenta un suelo arcilloso cuando es puesto en contacto con el agua es la suma de dos términos, por un lado el hinchamiento producto de relajar las tensiones netas entre partículas y por otro el colapso que ocurre al fallar las uniones entre grandes partículas. La deformación que se atribuye al hinchamiento puede ser elástica no así la que corresponde al colapso. Esta última implica un reordenamiento de la estructura y es irreversible.

Un mismo suelo puede sufrir hinchamientos o colapso, o ningún cambio de volumen de acuerdo con la densidad seca, la humedad, y la presión aplicada en el momento en el que se lo inunda, como señala BARRERA (2002), según este autor, hay un cruce en las curvas obtenidas en los ensayos realizados en un doble edómetro (Fig. 11), que separa la zona de hinchamientos probables, de la zona de colapsos probables.

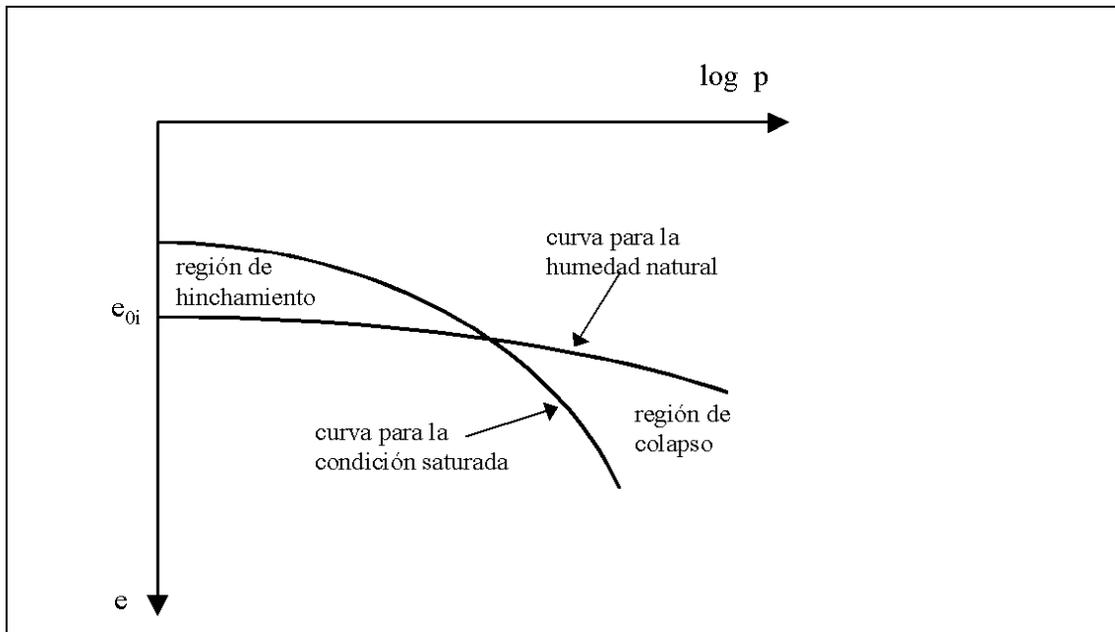


Figura 11. Hinchamiento y colapso para un mismo suelo (Tomado JENNING & KNIGHT, 1975, citado por BARRERA, 2002).

Fenómeno de hinchamiento o expansión

Determinados suelos (expansivos) sufren fenómenos de hinchamiento de magnitud considerable al aumentar su humedad. Aunque en general hinchamiento es cualquier disminución de deformación volumétrica, como por ejemplo la producida al reducir la tensión esférica, en este caso es referida expresamente a este aumento de volumen provocado en el proceso de humedecimiento manteniendo constante el estado de tensiones exterior.

El proceso de hinchamiento se produce cuando un suelo no saturado es humedecido por medio de la absorción de agua entre sus partículas y produce un aumento de volumen. Este aumento de volumen tiene una componente debida a la relajación de las tensiones intergranulares al aumentar el grado de saturación. En general, el hinchamiento está asociado a terrenos arcillosos plásticos con densidades

secas altas y presiones exteriores bajas, contrariamente a lo habitual en procesos de colapso.

Los suelos no saturados que contienen minerales arcillosos como la illita, la caolinita y la montmorillonita tienen tendencia a hinchar cuando se ponen en contacto con el agua. LAMBE & WHITMAN (1959) se han referido exhaustivamente a estos minerales y consideran que el potencial de hinchamiento de los minerales arcillosos expansivos depende de los siguientes factores: estructura de los cristales; estructura del grupo de cristales y la capacidad de intercambio catiónico.

Los mecanismos que producen el hinchamiento están relacionados con las propiedades y características de las partículas arcillosas. Son fundamentales las cargas eléctricas netas existentes en estas partículas provocadas, sobre todo, por sustituciones isomorfas, y la consecuente formación de la capa doble difusa conteniendo cationes y moléculas de agua.

DELGADO (1986) resume en tres los mecanismos microestructurales fundamentales que producen el hinchamiento:

- **Hidratación de las partículas de arcilla.** Las partículas de arcilla, con cargas negativas, son rodeadas por moléculas de agua que a su vez atraen a otras moléculas de agua al quedar desbalanceada su carga eléctrica. El equilibrio eléctrico puede ser satisfecho también por cationes, formándose así cadenas de partículas-agua-cación-agua-partícula lo que genera un aumento de volumen.
- **Hidratación de cationes.** Los cationes adsorbidos en la capa doble difusa son rodeados por moléculas de agua produciendo aumento de volumen.
- **Repulsión osmótica.** La concentración de cationes en la capa doble difusa decrece al alejarse de la partícula arcillosa, lo cual puede provocar una migración de las moléculas de agua hacia el interior por ósmosis si se pone en

contacto con agua pura o con agua con una concentración más baja de cationes.

Factores que afectan al hinchamiento

El proceso de hinchamiento de un terreno viene afectado por una serie de factores que condicionan su evolución y magnitud. BARRERA (2002) resume estos factores en los siguientes:

- **Tipo de minerales y cantidad de los mismos.** Cuanto más expansivos sean los minerales presentes en el suelo, mayor será el hinchamiento que se producirá cuando el suelo se inunde.
- **Densidad.** Para el mismo suelo con la misma humedad inicial, el hinchamiento será mayor cuanto mayor sea la densidad seca del mismo.
- **Estado de tensión.** La magnitud del hinchamiento es tanto menor cuanto mayor es la presión aplicada al suelo pudiendo llegar a anularlo por completo. El efecto de la presión puede observarse también en la Fig. 12, obtenida de COX (1978).

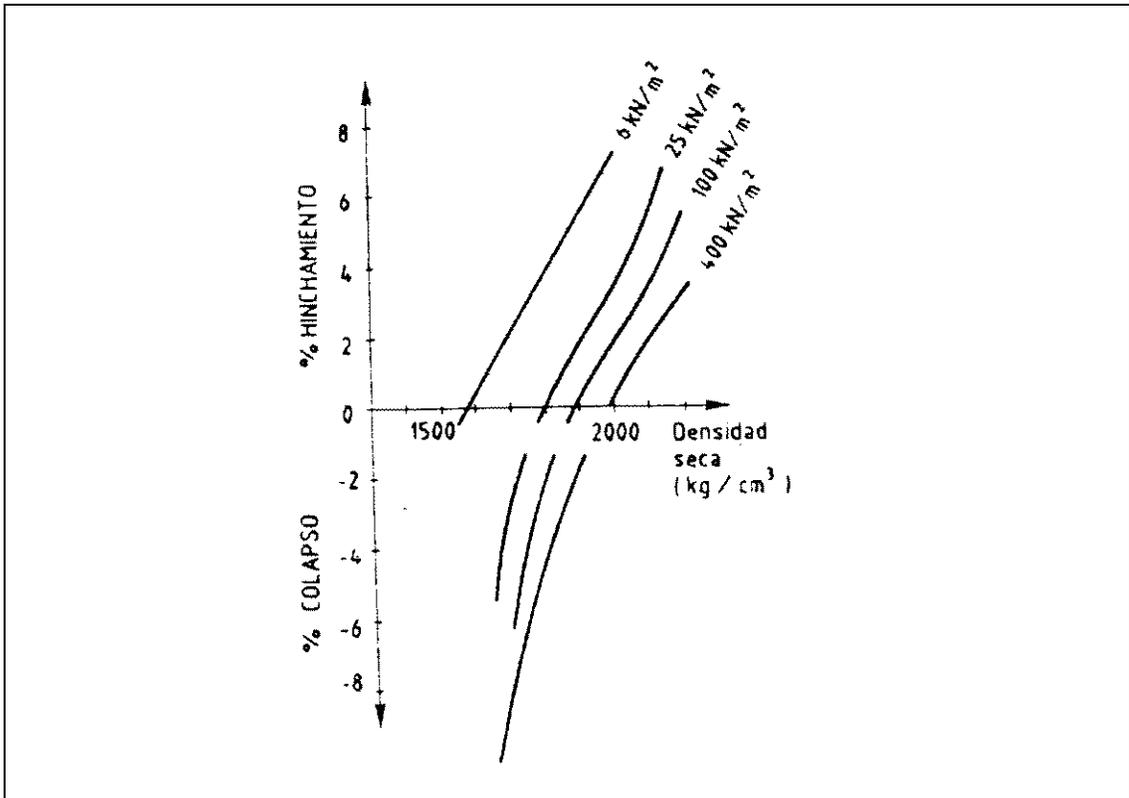


Figura 12 Variación del hinchamiento y del colapso con la densidad seca y presión aplicada después de inundar (Cox, 1978).

- **Estructura del suelo.** Los suelos que han experimentado cementaciones tienen menor tendencia a hinchar. Las estructuras floculadas tienen mayor tendencia a hinchar que las dispersas, en cambio la retracción es mucho menor para las primeras.
- **Tiempo.** Dado que los suelos arcillosos expansivos son muy poco permeables, el proceso de absorción de agua de los mismos puede durar semanas, incluso años dependiendo de las condiciones de infiltración y del espesor del estrato.

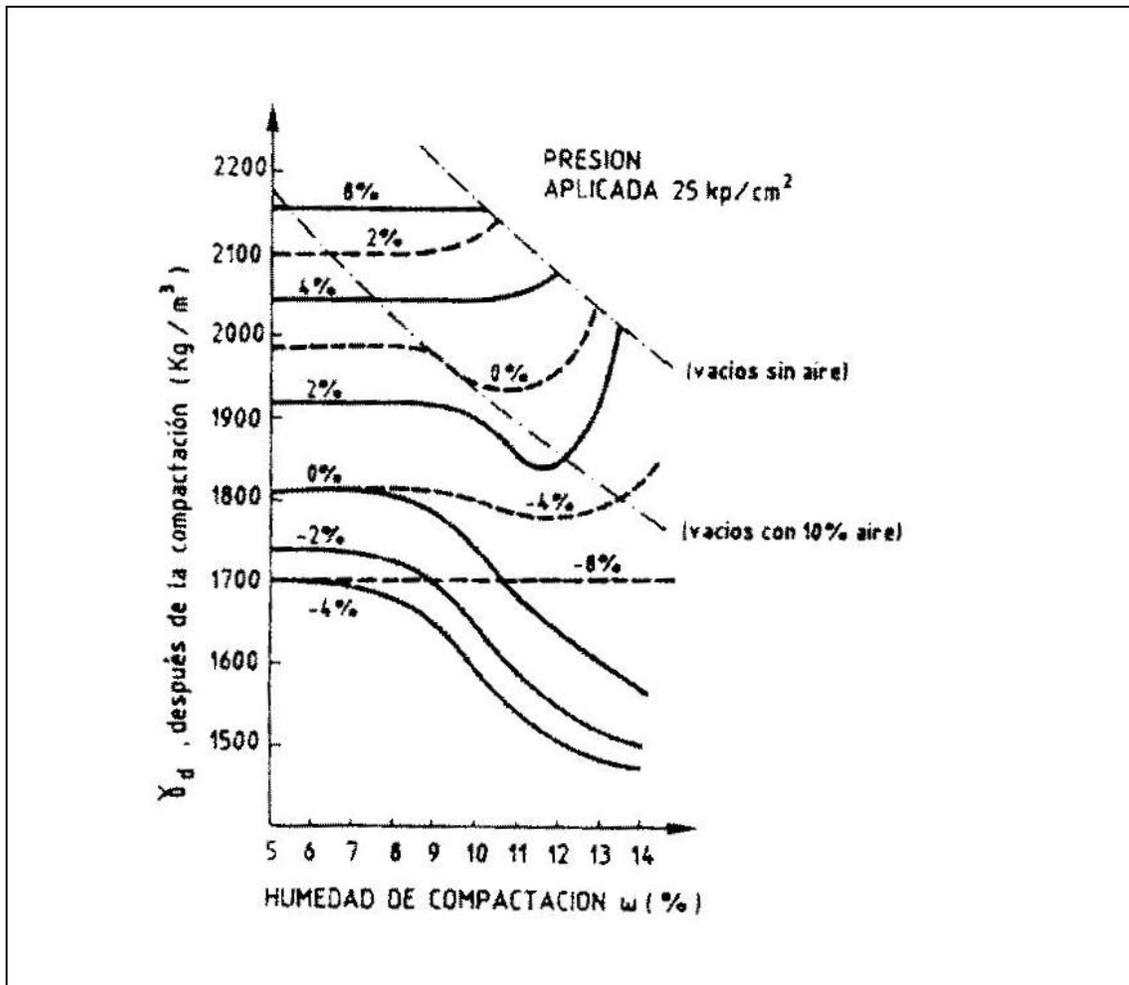


Figura 13. Variación del hinchamiento y del colapso después de inundar con la humedad de compactación y densidad seca (COX, 1978).

- **Fluidos intersticiales.** La presencia de sales disueltas en el agua que ocupan los poros del suelo influye en los fenómenos de formación de la capa doble. Una elevada concentración de sales y un pH alto favorecen la disociación de éstas y por lo tanto aumenta la cantidad de cationes presentes en el agua libre. Esto produce una menor adsorción de cationes y que por lo tanto el hinchamiento sea menor.
- **Humedad.** La humedad del suelo influye también en la magnitud del hinchamiento. Cuanto menor es la humedad, mayor es la expansibilidad potencial por cuanto el suelo es capaz de adsorber mayor cantidad de agua.

El lago de Valencia

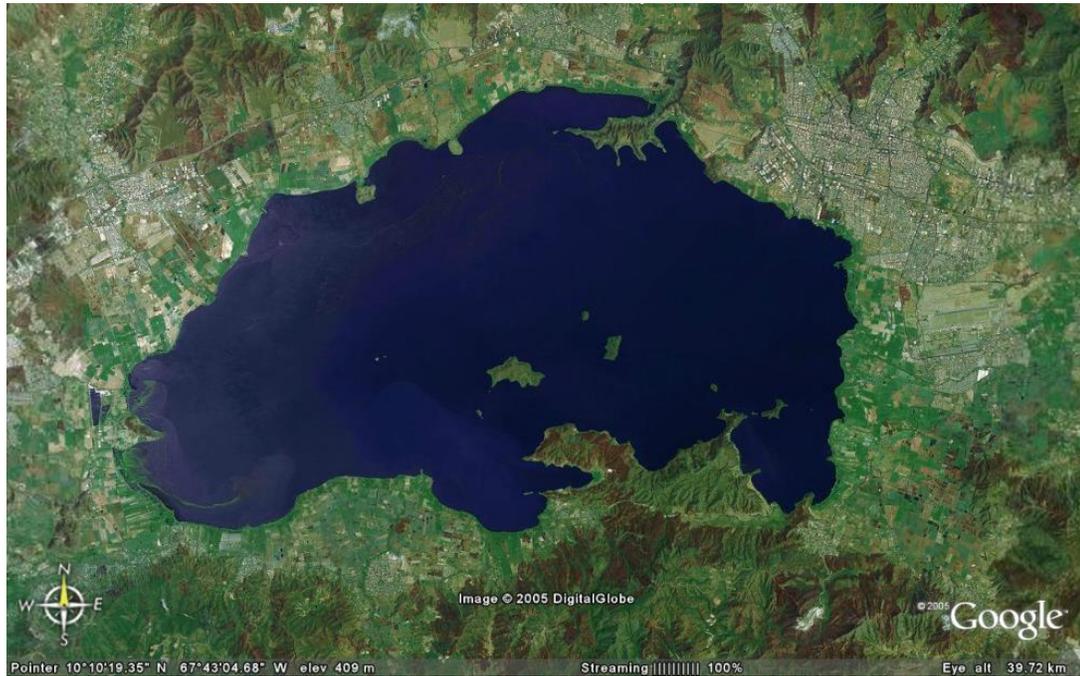


Figura 14. El lago de Valencia. Vista satelital. Imagen por Google Earth® DigitalGlobe© 2005

El lago de Valencia es el cuerpo de agua dulce natural sin desagüe al mar más grande de Venezuela. Está ubicado en una depresión orientada en sentido oeste-este entre la Cordillera de la Costa al norte y la Serranía del Interior al sur. Esta depresión es conocida como graben de Valencia y esta asociada a numerosas fallas con orientación O-E, destacando la falla de La Victoria y la prolongación del corrimiento de Manrique. La extensión total de las aguas del lago es de 374 km² y tiene una profundidad máxima de 39 metros. Tiene 16 ríos tributarios distribuidos a lo largo de la cuenca y la mayoría de ellos tienen menos de 30 kilómetros de longitud. Sólo algunos ríos, como el Guey, Maracay, Los Guayos y Caño Central, tienen flujo permanente todo el año.

La cuenca del lago de Valencia es un importante centro industrial y agrícola y además cuenta con grandes centros urbanos, lo que genera un gran foco de contaminación que afecta directamente las aguas que son vertidas en el lago de

Valencia. La mayoría de los ríos tributarios reciben grandes descargas de sustancias químicas, entre ellas, los detergentes sintéticos de origen industrial y doméstico que han causado un grave desequilibrio ecológico el cual desencadena una serie de problemas ambientales y de salud pública para los habitantes de las zonas más inmediatas al lago.

Los detergentes sintéticos son sustancias en las cuales hay uso de fosfatos y enzimas para su producción. Cuando una gran cantidad de fosfatos penetran en un cuerpo de agua (como un lago, por ejemplo), las algas crecen a una tasa mayor de lo acostumbrado y consumen todo el oxígeno disponible, creando un proceso llamado eutrofización el cual produce a su vez un desequilibrio ambiental que provoca la muerte de otros seres vivos, un cambio del color del agua a verdosa y un característico mal olor. Hay zonas donde el contenido de clorofila es elevado, sobre todo en las desembocaduras de los ríos, en donde la superficie del agua está cubierta con una especie de nata de color verde-azul. Al soplar el viento, estas colonias de algas son concentradas en ciertas zonas del lago, especialmente en la costa, donde forman una densa capa de grumo. Según ARMAS (1997) estudios realizados desde el año 1974 hasta el presente, muestran que hay un aumento aparente de las concentraciones de nitrógeno y fósforo, que tenían un promedio de 1,19 mg/l (nitrógeno) y 0,10 mg/l (fósforo) en los primeros años del estudio, hasta niveles de 2,33 mg/l (nitrógeno) y 0,38 mg/l (fósforo) en la actualidad lo que representa incrementos de más del 100%.

Algunos de los datos más importantes acerca de la contaminación en el lago se refieren a la sobresaturación de oxígeno cerca de la superficie y déficit severo por debajo de los 15 metros de profundidad. La disminución de oxígeno en el lago se debe principalmente a la degradación de la materia orgánica procedente de los ríos y a la suma de la carga interna que se recicla como algas y macrofitas. Además de esto, el proceso de eutricación asociado con el deterioro de la calidad de las aguas, ha estado limitando la factibilidad de uso de la misma, ya sea para consumo humano,

riego, cría de peces o uso recreacional; puesto que una de las consecuencias de la eutricación en el lago es el agotamiento del oxígeno en las aguas profundas, existiendo una situación que hace muy lenta la tasa de descomposición. Esta condición propicia una serie de reacciones químicas por los microorganismos, que conduce a una mineralización o descomposición incompleta de sustancias orgánicas, produciéndose un incremento de la cantidad de contaminantes por la liberación de estos desde el sedimento.

El lago de Valencia es descubierto el 24 de diciembre de 1547 por Don Juan de Villegas y las primeras crónicas hechas por los conquistadores indican que el lago vertía sus aguas en el río Paíto, perteneciente a la cuenca del Orinoco a través de un desagüe al sur de la ciudad de Valencia que en la actualidad se conoce como la laguna de El Paíto. Luego, Humbolt y otros investigadores reseñaron sobre la cambiante extensión del lago de Valencia y como su altura sobre el nivel del mar variaba considerablemente entre estaciones climáticas. Humbolt en 1809 reportó 427 m.s.n.m. y mucho más tarde, Alfredo Jahn, a principios del siglo XX reportó cotas de 408 m.s.n.m. lo que indicaba un retroceso abrumador de las aguas en los anteriores 100 años que trajo como consecuencia que quedaran al descubierto extensas planicies de suelos diatomáceos, muy favorables para la agricultura. Con el paulatino descenso de las aguas del lago, estas planicies cubrieron mayores zonas. En un principio usadas como asentamientos agrícolas, la expansión de los centros urbanos forzó el uso de estas planicies lacustres como zonas urbanísticas residenciales e industriales. La puesta en marcha del Acueducto Regional del Centro a principios de 1990, incrementó el aporte de agua a la cuenca del lago e inició el aumento del nivel de las aguas el cual ha acelerado en los últimos años trayendo como consecuencia la inundación de zonas residenciales e industriales, poniendo en peligro a comunidades enteras. La búsqueda de medidas para la contención del lago de Valencia es un proyecto de gran escala que hace necesario un mayor entendimiento de las características de los suelos sobre las cuales se asentaran y construirán las obras de contención.

Geología estructural regional y geomorfología de la cuenca del lago de Valencia

El área de la cuenca del lago de Valencia ocupa una depresión originada por una fosa tectónica con bloques escalonados con una orientación oeste-este. Este graben está delimitado al norte por la falla de La Victoria, que la pone en contacto con la faja de la Cordillera de la Costa y al sur por las fallas de Agua Fría y Santa Rosa, encontrándose en contacto con las fajas de Villa de Cura y de Paracotos. El rumbo aproximado de estas fallas es N75E. Los bloques están delimitados por fallas longitudinales normales en dirección este-noreste.

El valle del río Aragua

PEETERS (1968) ya menciona el origen tectónico del valle de los ríos Aragua-Tuy superior. Este valle ocupa una posición similar a la de la depresión del lago de Valencia, eso es, en el contacto entre la Cordillera de la Costa y la Serranía del Interior. Además, este valle está situado en la prolongación oriental de la zona de falla Los Aguacates-Punta de Cañafistola. En la región del embalse de Zuata, la divisoria de aguas de los ríos Aragua-Tucutunemo alcanza una altura de 1260 metros, mientras que una serie de colinas del lado norte del río Aragua queda 200 metros más bajo. Por eso, el valle ancho del río Zuata, relleno por sedimentos, puede ser de origen tectónico. Hacia el este, en la región del río Tuy, existe una serie de movimientos recientes complicados en la zona de falla oeste-este de los ríos Aragua y Tuy. El movimiento predominante parece haber sido una inclinación del bloque meridional. Tal movimiento es semejante a los ya descritos en la región de Zuata y a lo largo de la zona de falla principal en la orilla sur del lago. Entre la zona de falla de Zuata y en la cuenca del Tuy superior no existe evidencia de movimientos recientes a lo largo de fallas. En esta parte de la cuenca del Aragua varían las alturas en la ladera sur del valle entre los 1200 y 1600 metros, elevaciones que se encuentran otra vez en

el lado norte del valle y a la misma distancia del lecho del río, antes de empezar la subida hacia la fila divisoria con el Mar Caribe. Esta sección del valle del río Aragua debe ser considerada por eso, como una zona de falla exhumada o una zona de fracturas. Además, fracturas orientadas mayormente en dirección este-oeste o norte-sur, son fenómenos comunes en la cordillera al norte del valle del Aragua. Estas fracturas determinan varias partes del sistema de drenajes.

El graben de Valencia

El lago de Valencia de hoy día, circundado por importantes llanuras de agradación, ocupa un graben complejo que PEETERS (1968) llama "gaben de Valencia", y que está delimitado por una serie de zonas de falla. En los lados norte y sur, estas zonas de falla se extienden principalmente en dirección este-oeste a ENE-OSO. En el lado oeste se presentan zonas de falla en dirección norte-sur. La estribación de la Cabrera y partes del valle del río Aragua arriba de la Victoria, son zonas más bien estables. El comportamiento de estas es como una charnela y a ambos lados de esta se movieron partes inestables. Tal estilo tectónico es muy frecuente en áreas afectadas por fallamiento en bloques.

Fuera de los límites del graben complejo se nota un cambio gradual del estilo tectónico y las fallas radiales son sustituidas por fracturas. Esto sucede en el lado sur del lago y en el lado norte del valle del río Aragua. La influencia de las fracturas sobre la morfología sólo afecta a la orientación del sistema de drenaje que resulta rectangular. La asociación de una morfología de fallas y un sistema de drenaje rectangular debido a fracturas no queda limitada a la cuenca del lago de Valencia; se encuentra en varios lugares en las cordilleras entre la Victoria y Caracas.

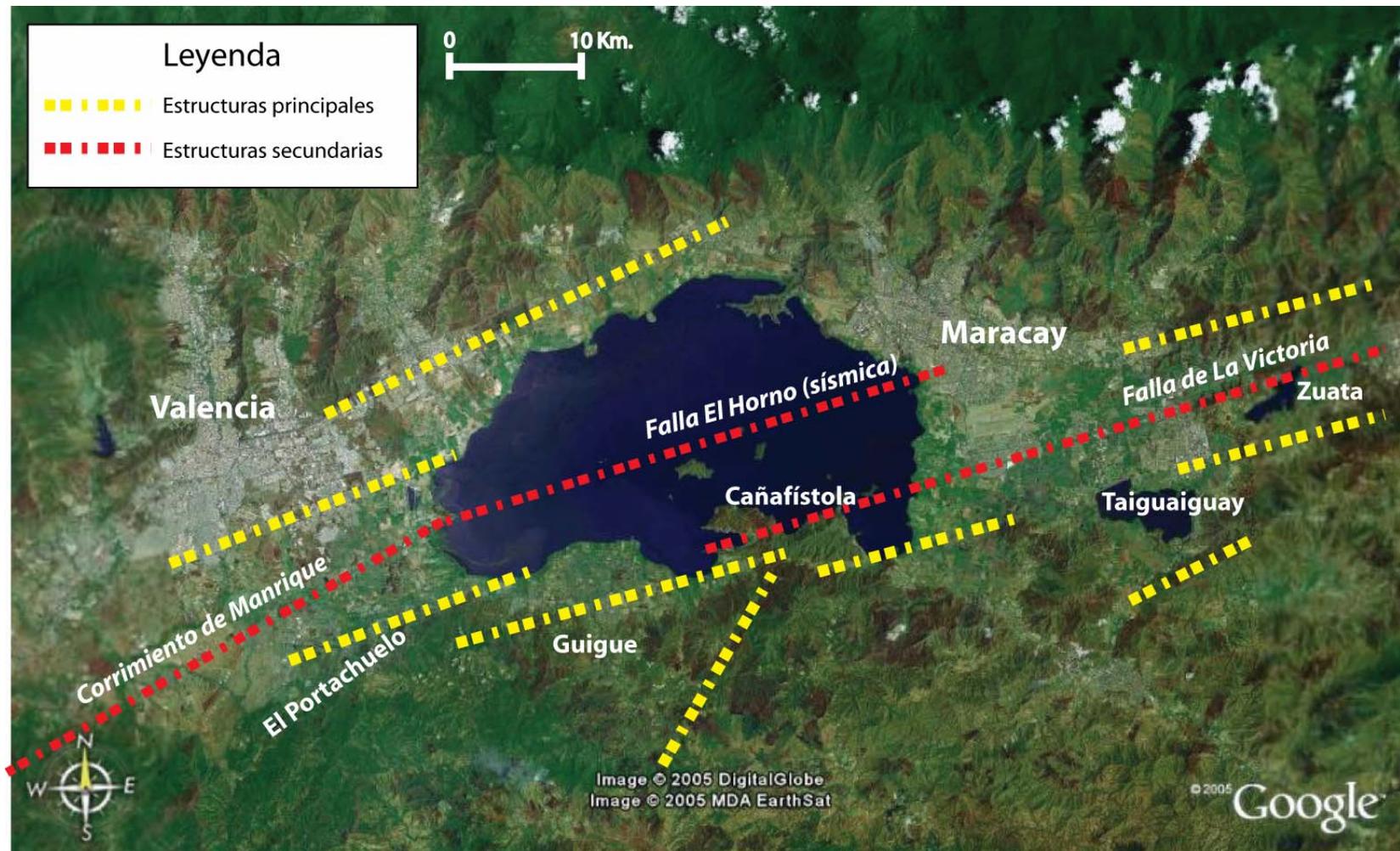


Figura 15. Principales estructuras en la cuenca del lago de Valencia. Tomado y modificado de PEETERS (1968).
Imagen base por Digital Globe ©2005 en Google© Earth® 2005

Edad de las zonas de falla

Los sedimentos de las llanuras de agradación que rellenaron el graben de Valencia, contienen restos de *Megatherion*, lo que indica que este graben complejo empezó a hacerse notar en la morfología antes del fin del Terciario. PEETERS (1968) cita a W. H. Bucher, quien sostiene que la depresión de la cuenca del lago se originó durante la cuarta discordancia de las cordilleras occidentales del Caribe, que debería ser de edad pre-pleistocena o del Pleistoceno medio.

En el área de Los Toques, al este de la cuenca del lago, todos los sedimentos desde el Oligoceno son terrestres. El graben de Valencia se formó por eso en una región continental. La edad relativa de los diferentes escarpados de falla es posible deducirla según la intensidad de la erosión a lo largo de ellos.

En el lado norte había primero un hundimiento del bloque meridional a lo largo de la zona de falla oeste-este. El escarpado de falla original ha sido destruido a lo largo de casi toda su extensión y data, por lo tanto, del fin del Terciario o del principio del Pleistoceno. El bloque deprimido fue cortado posteriormente por la zona de falla ENE-OSO hundiéndose otra vez el bloque meridional. Durante el mismo periodo apareció probablemente un escarpado ONO al este de Maracay, y otro cerca de La Quesera. En todos estos casos la parte deprimida es la parte sur. A lo largo de estos escarpados de falla más jóvenes quedan todavía declives estructurales.

En los escarpados descritos, la erosión lineal cortó los valles importantes de la orilla septentrional del lago, que fueron rellenados posteriormente. De acuerdo con el ritmo del desarrollo de estos valles, que fue proporcional a la altura relativa del escarpado, los movimientos en las fallas disminuyeron cerca de Turmero. Al oeste de Valencia se puede observar una disminución semejante, y cerca del valle del río Torito parece que ya no hubo ningún movimiento.

El hundimiento más importante fue entre Valencia y Turmero. El escarpado más antiguo en la orilla sur del lago es el escarpado ENE entre El Portachuelo y Zuata, que es cortado por valles importantes en varios lugares. Esta zona de falla y la de Cañafistola-Taiguaiguay son probablemente de la misma edad que el escarpado ENE en la orilla norte. Mucho mejor conservadas en la morfología y por consiguiente mucho más jóvenes son partes del escarpado ENE al oeste de El Portachuelo y los escarpados pequeños al sur de El Trompillo y al sur de Villa de Cura.

Así es que las partes más profundas del graben de Valencia se encuentran entre una línea Valencia-El Portachuelo, en el oeste, y una línea Turmero-Zuata, en el este. Es muy probable que movimientos de fallamiento se efectuaran en diferentes periodos del Pleistoceno y hasta durante el Holoceno.

Los movimientos a lo largo de las zonas de falla norte-sur tampoco pertenecían todos al mismo período. Estos movimientos son antiguos entre Tocuyito y el Campo de Carabobo, donde casi todo el escarpado de falla ha sido erosionado. Pero los movimientos a lo largo de las fallas norte-sur del río Torito, y probablemente también del río Guataparó, son mucho más recientes, lo mismo que las fallas existentes dentro de los materiales de deslizamientos cerca de Tocuyito.

Resumen de los períodos principales en el desarrollo de la cuenca del lago de Valencia (PEETERS, 1969)

1. El graben de Valencia y la cuenca del río Valencia.

- a. Zona de falla este-oeste en el lado norte del lago (fin del terciario, principio del Pleistoceno)
- b. Zonas de falla ENE en el lado norte del lago y zona de falla OSO al este de El Portachuelo, graben de Güigüe y de San Francisco; zona de falla este-oeste de Cañafistola-Taiguaiguay; zona de falla de Zuata; fracturas en el valle de Aragua. Edad: Pleistoceno

- c. Consecuencias: desarrollo de la cuenca del río Valencia en el graben de Valencia y con un drenaje OSO; el clima húmedo con erosión lineal; captura del río Noguera-Güigüe superior-Caicara por el Güigüe inferior; captura del Maruria superior por el Maruria inferior, deslizamientos a lo largo de los escarpados de falla.

2. *Origen del lago de Valencia I*

- a. Zona de falla norte-sur de Tocuyito y más hundimiento a lo largo de zonas de falla ENE y ONO, al este de la línea Valencia-El Portachuelo.
- b. Consecuencias: represa el drenaje OSO del río Valencia y formación de la cuenca interior; principio de la formación de conos de deyección por los tributarios importantes del río Valencia y relleno de los valles río arriba de los conos de deyección; deslizamientos a lo largo de escarpados de falla; formación del lago de Valencia I, con una parte central en al área mas profunda del graben y probablemente con brazos poco profundos hacia el oeste y el este entre los conos de deyección.
- c. Edad Pleistoceno. Clima húmedo.

3. *Origen del lago de Valencia II*

- a. Nuevos movimientos a lo largo de las zonas de falla ENE y OSO al este de la línea Valencia-El Portachuelo y también al oeste de esta línea (origen del escarpado de falla El Portachuelo-Los Aguacatales) escarpados de falla menores al sur de El Trompillo y al sur de Villa de Cura. Escarpado de falla de La Quesera.
- b. Transición del clima húmedo interglacial a un clima predominantemente sub-árido (glaciación Wisconsin)
- c. Consecuencias: retroceso del lago de Valencia I principalmente en dirección este-oeste y formación del lago de Valencia II, disminución de la erosión lineal; formación de las llanuras de agradación alrededor

del lago actual y relleno de los valles principales por aluvión grueso y coluvión, predominantemente; aplanamiento subsecuente del paisaje montuoso de los deslizamientos del terreno y los conos de deyección por erosión laminar y por riachuelos.

d. Edad: Pleistoceno.

4. *Origen del lago de Valencia III*

a. Transición del clima sub-árido al clima tropical húmedo de hoy día; interrupciones menores por periodos menos húmedos temporalmente.

b. Zona de falla norte-sur del río Torito y río Guataparó; de nuevo movimientos a lo largo de la zona de falla de Tocuyito; levantamiento local reciente en la orilla sur del lago en La Cañada.

c. Establecimiento de indígenas: artefactos del periodo I de la época Meso-India y de la época Neo-India (estilo La Cabrera y estilo valencioide)

d. Consecuencias: origen del lago de Valencia III por la subida del nivel del lago de Valencia II hasta los 427 m; terraza de erosión del lago a los 427 m. dentro de la cuenca del lago; la erosión lineal obstaculizada por la topografía plana de las llanuras de agradación y por la subida del nivel del lago, excepto en las montañas (origen del cono de deyección del río Torito); conos de deyección más jóvenes de los tributarios del lago consisten en arcilla y tienen poco declive; fuera de la cuenca del lago: reanudación de la erosión lineal; captura del río Paíto que finalmente alcanza la laguna del Paíto (formación de un cañón en el Paíto superior); captura de partes del curso superior del río Aragua por el Tuy; captura del río Tucutunemo por la cuenca del Guarico.

e. Edad: finales del Pleistoceno, comienzos del Holoceno.

5. *Fenómenos geomorfológicos principales durante el descenso del nivel del lago durante tiempo histórico.*
- a. Divisoria de aguas entre la cuenca del lago y la cuenca del río Paíto superior es retardado.
 - b. Erosión lineal de los tributarios del lago con formación de los cañones en las secciones media e inferior.
 - c. Conos coluviales jóvenes con declives pendientes
 - d. Terrazas del lago.
 - e. Edad: del periodo colonial al presente

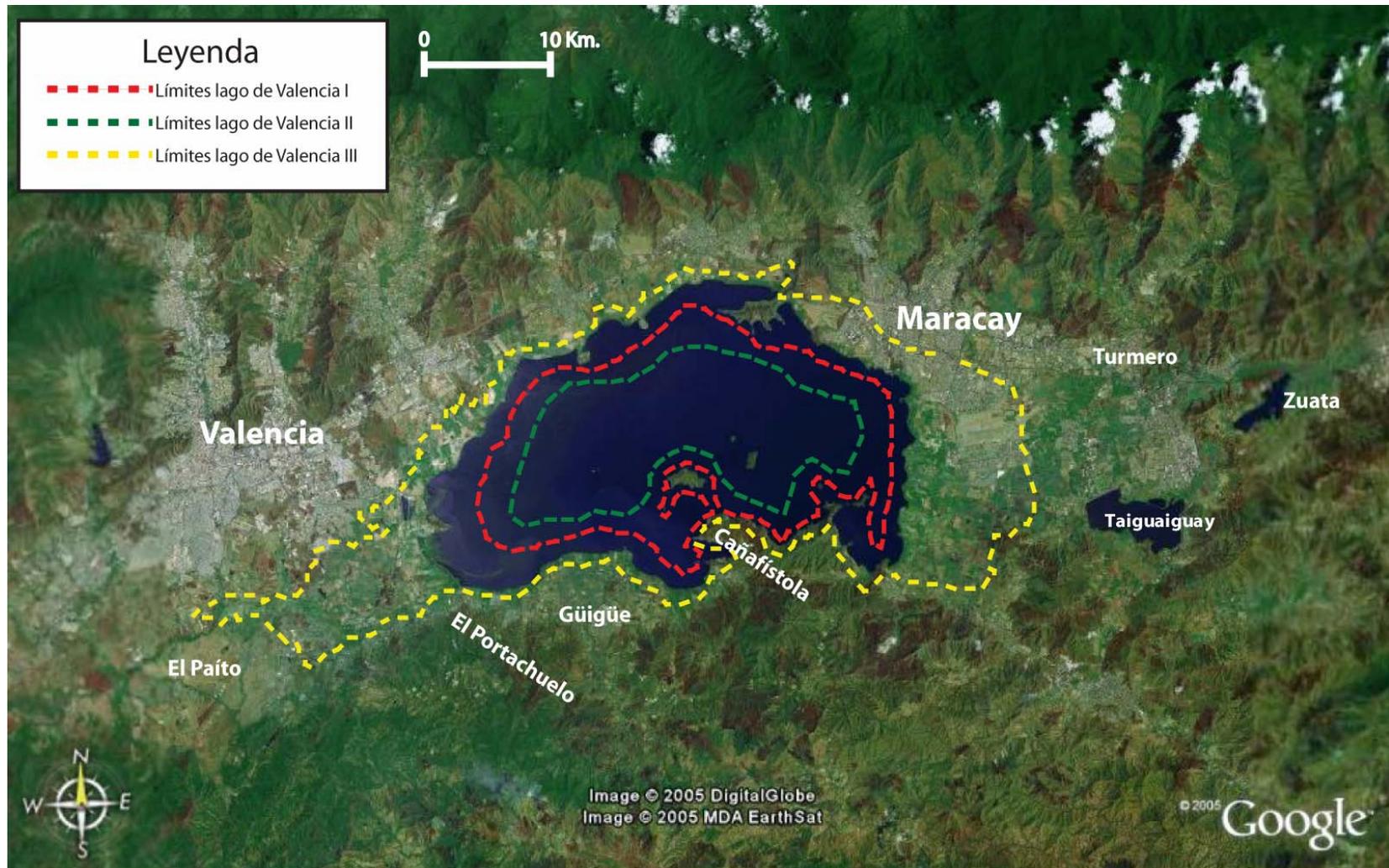


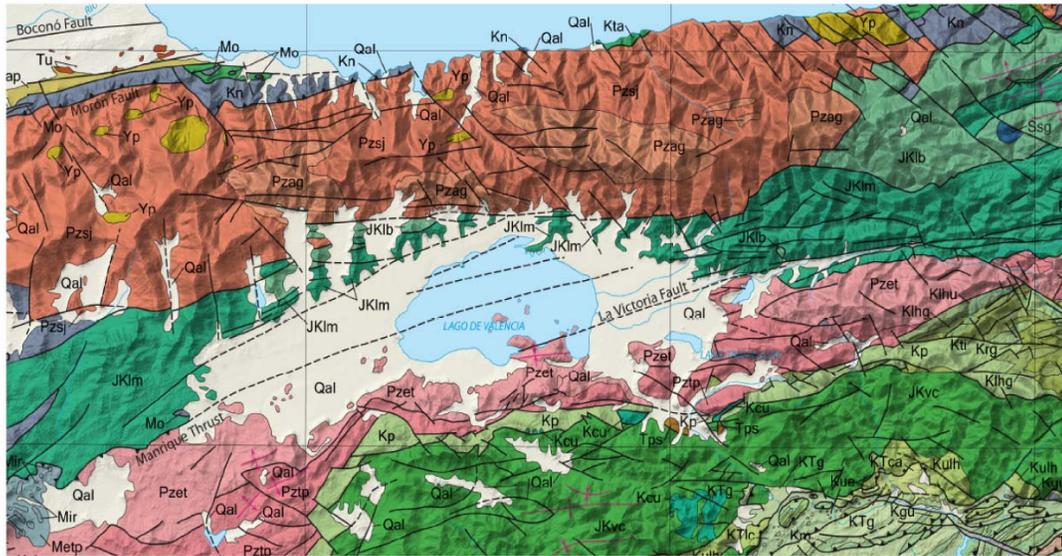
Figura 16. Extensión de los diferentes paleo-lagos de Valencia. Tomado y modificado de PEETERS (1968).
Imagen base por Digital Globe ©2005 en Google© Earth® 2005

Geología regional

La cuenca del lago de Valencia es una depresión ubicada entre dos importantes unidades tectónicas: la Cordillera de la Costa al norte y la Serranía del Interior al sur. La casi totalidad de la Cordillera de la Costa y una gran parte de la Serranía del Interior central están formadas por un conjunto de rocas ígneas y metamórficas que se consideran de edad Jurásico-Cretácico, al norte aflora básicamente la Asociación Metasedimentaria Caracas, considerado de origen sedimentario en general y al sur el Grupo Villa de Cura, de origen principalmente volcánico.

Principales formaciones

- Asociación Metamórfica Ávila
 - Mármol de Antímano
 - Gneis Granítico de Choroní
 - Augengneis de Peña de Mora
 - Complejo San Julián
- Asociación Metasedimentaria Caracas
 - Esquistos de Las Brisas
 - Esquistos de Las Mercedes
- Grupo Villa de Cura
 - Formación El Caño
 - Formación El Carmen
 - Formación El Chino
 - Formación Santa Isabel
- Formación Paracotos
- Formación Tucutunemo



Legenda

Formaciones	Estructuras
Yp Augengneis de Peña de Mora, Suite Metamórfica Ávila (Proterozoico Medio)	— Fallas, contactos
Pzet Complejo El Tinaco (Paleozoico)	- - - Fallas inferidas
Pzsj Complejo San Julián, Suite Metamórfica Ávila (Paleozoico)	▲▲ Corrimientos
Pzag Rocas Metagraníticas, Suite Metamórfica Ávila (Paleozoico)	
Mo Rocas Ultramáficas (Mesozoico)	
Kn Complejo Nirgua, Suite Metamórfica La Costa (Cretácico)	
Kcu Ultramáficas de Chacao (Cretácico)	
JKlm Esquisto de Las Mercedes, Suite Metasedimentaria Caracas (Jurásico-Cretácico)	
JKlb Esquisto de Las Brisas, Suite Metasedimentaria Caracas (Jurásico-Cretácico)	
Kp Filita de Paracotos (Cretácico Inferior)	
KTg Fm. Guarico (Cretácico a Eoceno)	
Qal Aluvión cuaternario (Pleistoceno-Holoceno)	
Tps Rocas sedimentarias sin nombre (Paleoceno)	

Figura 17. Mapa geológico de la cuenca del lago de Valencia. Tomado y modificado de HACKLEY & URBANI, (2005)

La tabla 12 utiliza como referencia los mapas geológicos a escala 1:25000 que forman parte del Atlas Geológico de la Cordillera de la Costa (Urbani & Rodriguez, 2004) y cubren la porción norte de la ciudad de Maracay la cual es la principal fuente de sedimentos para la zona de estudio.

Tipo	Descripción
Sedimentarias Pleistoceno-Reciente	Aluvión Lacustre
	Aluvión Fluvial
	Rampas y abanicos de explanación
Metamórficas (Asociación Metasedimentaria Caracas) Mesozoico	Esquisto de las Mercedes (Esquisto calcáreo, cuarzo muscovítico grafitoso y mármol)
	Esquisto de las Mercedes (Mármol)
	Anfibolita
	Esquistos de Las Brisas (Esquisto cuarzo albítico-muscovítico y cuarcita)
Complejo El Tinaco	Composición metaígneá
Metamórficas (Asociación Metamórfica Ávila) Paleozoico- Precámbrico	Gneis Granítico de Choróní (Gneis feldespático cuarzo micáceo)
	Complejo San Julián (Esquisto cuarzo micáceo plagioclástico ± granatífero)
	Gneis Feldespático Cuarzo Micáceo
	Complejo San Julián (Augenesquisto)
	Complejo San Julián (Cuarcita Esquistosa)

Tabla 12. Principales formaciones geológicas aflorantes en la porción de la Cordillera de la Costa que aporta sedimentos a la zona de estudio.

Asociación Metasedimentaria Caracas

Integra la Napa Caracas que forma parte de la Cordillera de la Costa. MENÉNDEZ (1966) Y BELLIZZIA ET AL. (1976) interpretan las unidades mencionadas como “Formación Las Brisas” y “Formación las Mercedes” al sur de la falla de la Victoria como pertenecientes al Complejo El Tinaco. URBANI (2000) propone el cambio de nombre de Formación las Brisas a Esquisto de Las Brisas e igualmente propone el nombre original de Esquisto de Las Mercedes para la “Formación las Mercedes”.

Esquisto de Las Brisas

MESOZOICO (Jurásico Tardío)

Distrito Federal

Descripción litológica: AGUERREVERE & ZULOAGA (1937) mencionan un metaconglomerado arcósico. DENGO (1951) observa que la mayor parte de la formación, está constituida por esquisto cuarzo-micáceo, en el que se incluye gneis microclínico, esquistos granatíferos, cuarcitas y calizas. SMITH (1952), divide la formación en dos miembros: miembro inferior, constituido por gneises y esquistos microclínicos conglomeráticos y miembro superior, formado casi enteramente por esquistos sericíticos.

WEHRMANN (1972) afirma que la Formación Las Brisas, está constituida en un 90% de esquistos cuarzo-feldespático-moscovíticos; el 10% restante lo constituyen, en orden de abundancia, esquistos cuarzo-feldespáticos, epidóticos o cloríticos, calizas, cuarcitas y metaconglomerados. Menciona igualmente, mineralizaciones pobres de cobre en algunas calizas, en forma de sulfuros y sulfatos.

Esquisto de Las Mercedes

MESOZOICO (Jurásico - Cretácico)

Distrito Federal

Descripción litológica: AGUERREVERE Y ZULOAGA (1938), la definen como esquistos principalmente calcáreos, con zonas grafitosas y localmente zonas micáceas, de un tinte rosado a gris, con zonas blancas cuando frescas. Según WEHRMANN (1972) y la revisión de González de Juana et al. (1980, p. 317) la litología predominante consiste en esquisto cuarzo - muscovítico - calcítico - grafitoso con intercalaciones de mármol grafitoso en forma de lentes, que cuando alcanza gruesos espesores se ha denominado "Caliza de Los Colorados". Las rocas presentan buena foliación y grano de fino a medio, el color característico es el gris pardusco. La mineralogía promedio consiste en cuarzo (40%) en cristales dispuestos en bandas con la mica, muscovita (20%) en bandas lepidoblásticas a veces con clivaje crenulado, calcita (23%) en cristales con maclas polisintéticas, grafito (5%), y cantidades menores de clorita, óxidos de hierro, epidoto y ocasionalmente plagioclasa sódica. El mármol intercalado con esquisto se presenta en capas delgadas usualmente centimétricas a decimétricas, son de color gris azulado, cuya mineralogía es casi en su totalidad calcita, escasa dolomita y cantidades accesorias de cuarzo, muscovita, grafito, pirita y óxidos de hierro.

WEHRMANN (1972), menciona metaconglomerados en su base, esquistos cloríticos y una sección en el tope, de filitas negras, poco metamorfizadas, con nódulos de mármol negro, de grano muy fino, similares a los de las formaciones La Luna y Querecual, sin hallar fósiles en ellos. Este mismo autor, indica que el tope de la formación se hace más cuarzosa y menos calcárea en su transición hacia la Formación Chuspita. SEIDERS (1961), menciona además, meta-areniscas puras, feldespáticas y cuarzosas, de estratificación de grano variable, a veces gradada.

Asociación Metamórfica Ávila

PRE – MESOZOICO

Distrito Federal y estados Miranda, Aragua y Carabobo

Las rocas de ésta unidad son estudiadas desde que A. de Humboldt y A. Bompland ascienden la Silla de Caracas en 1800. Posteriormente autores como AGUERREVERE & ZULOAGA (1937), DENGO (1951) y WEHRMANN (1972) la describen. AGUERREVERE & ZULOAGA (1937), cartografían al macizo de El Ávila en dos unidades: por una parte el Augengneis de Peña de Mora con una simbología propia, y otra diferente para las rocas circundantes (hoy Complejo de San Julián). URBANI et al. (1988, 1989-a, 1989-b, 1989-f) extienden la cartografía de esta unidad hasta el estado Carabobo al Oeste y hasta Cabo Codera al este. En la región de Caracas había sido cartografiada por Dengo (1951, 1953) y WEHRMANN (1972) como Formación Peña de Mora y parcialmente como Formación Las Brisas. URBANI (2000) propone cambiar su anterior Complejo Ávila en Asociación Metamórfica Ávila, para adaptarse a las normas de nomenclatura de unidades litodémicas.

Mármol de Antímano

CRETÁCICO?

Distrito Federal y estados Miranda, Aragua y Carabobo

Descripción litológica: DENGO (1951) describe esta Formación como un mármol masivo de grano medio, color gris claro, con cristales de pirita, alternando con capas de esquistos cuarzo micáceos, y asociadas con cuerpos concordantes de rocas anfibólicas, algunas con estructuras de "boudinage". El mármol está formado de un 85-95% de calcita, con cantidades menores de cuarzo detrítico, muscovita (2,5%), grafito (2,5%) y pirita (2%).

OSTOS (1990) describe algunas de las rocas máficas de esta Fase aflorantes en la sección Chichiriviche-Colonia Tovar, siendo anfibolita granatífera y esquistos albítico-clorítico. La anfibolita tiene porfiroblastos de granate, mientras que el

esquisto los tiene de albita con sombras de presión simétricas y bien desarrolladas. Las asociaciones mineralógicas metamórficas indican un primer evento de alta relación P/T en la facies de la eclogita, siendo impreso por un segundo evento metamórfico de P/T intermedia en la facies de los esquistos verdes.

Gneis Granítico de Choróní

PRE - MESOZOICO?

Estado Aragua

El cuerpo se extiende por unos 35 km de largo en una orientación aproximadamente este - oeste, por unos 5 km de ancho (Rodríguez, 1972). Forma las cumbres de la Fila Maestra de la Cordillera de la Costa entre las carreteras que conducen desde Maracay, hasta Ocumare de la Costa y hasta Choróní, por lo tanto esta unidad soporta el núcleo de la Cordillera, con una topografía extremadamente abrupta, especialmente en el flanco norte.

Descripción litológica: BECK (1985, p. 310, 1986) lo describe como homogéneo, de grano grueso y deformado con una foliación visible, petrográficamente indica una composición de cuarzo (cerca del 40%), feldespato K (35 - 40%), plagioclasa determinada como albita, biotita marrón fuertemente cloritizada, así como biotita verde y marrón verde, mica blanca, epidoto, pequeños granates, esfena y trazas de posible anfíbol marrón. Los feldespatos potásicos se presentan en granos de hasta 5 mm y son muy pertíticos. Novoa y Rodríguez (1990, p. 23) encuentran dentro de esta unidad una serie de gneises que se diferencian por las proporciones relativas entre los feldespatos, cuarzo y micas. El tamaño de granos varía de 1 a 3 mm, considerándose como un gneis de grano medio, granoblástico, foliación poco desarrollada, se presentan numerosas vetas de cuarzo en ocasiones plegadas. El tipo de gneis principal (feldespático cuarcífero micáceo) presenta feldespato potásico con marcada textura pertítica, maclado tipo carlsbad y el enrejado típico del microclino; la plagioclasa (andesina) está usualmente alterada a sericita y

epidoto, algunos granos presentan esta alteración en el centro, con bordes limpios, representando una textura zonada; la biotita es moderadamente pleocroica, de color pardo oscuro a marrón, ocasionalmente transformada a clorita; además hay cantidades menores de granate, epidoto, esfena, apatito, hematita, leucoxeno y magnetita. Santamaría y Schubert (1974) presentan algunos análisis químicos de roca total y algunos elementos trazas, encontrando que corresponden a una asociación calcoalcalina, al igual que el Granito de Guaremal.

Augengneis de Peña de Mora

PRE – MESOZOICO

Distrito Federal y estados Miranda, Aragua y Carabobo

Descripción litológica: AGUERREVERE y ZULOAGA (1937) describieron augengneis que interpretan como formados por inyección "lit - par - lit" de un magma granítico en una roca laminar, posteriormente DENGÓ (1951, 1953) añadió a esta descripción niveles sin estructura augen, capas de cuarcita y diques de aplita, que generalmente no sobrepasan 30 cm de espesor, igualmente incluye en su unidad a lentes de mármoles en la parte superior del augengneis. WEHRMANN (1972) a su vez amplió la acepción de la Formación Peña de Mora definiéndola como un complejo ígneo - metamórfico equivalente lateral, por lo menos en parte, de la Formación Las Brisas que prácticamente forma el núcleo de la Cordillera de la Costa, incluyendo augengneises gruesos y bandeados, gneises de grano fino a medio, algunas cuarcitas delgadas, esquistos cuarzo - muscovíticos y ocasionalmente anfibolitas, mármoles delgados, así mismo dentro de esa secuencia identifica cuerpos dispersos de roca ultramáficas, máficas y félsicas. Encuentra que los augengneises son de colores claros ligeramente verdosos y meteorización marrón claro; los "augen" son mayoritariamente de feldespato potásico, llegando a alcanzar hasta 3 cm de largo y están rodeados por minerales micáceos y cuarzo.

Complejo San Julián

PRE – MESOZOICO

Distrito Federal y estados Miranda, Aragua y Carabobo

Descripción litológica: Las rocas preponderantes son el esquisto y gneis cuarzo - plagioclásico - micáceo, frecuentemente se nota una rápida gradación desde una textura esquistosa haciéndose la granulometría más gruesa hasta que pasa a rocas de carácter gnéisico (URBANI & OSTOS, 1989). Las litologías minoritarias (menos del 5%) son mármol, cuarcita y diversos tipos de rocas metaígneas mayoritariamente máficas (como anfibolita, gabro, diorita, tonalita y granodiorita. El esquisto es de color gris a gris oscuro con tonalidades verde, meteoriza a tonos pardos, usualmente se presenta muy bien foliado. A escala centimétrica o plurimétrica pueden encontrarse niveles alternos de esquisto y/o gneis con proporciones variables de los minerales esenciales y accesorios, adquiriendo características diferentes en cuanto a color y desarrollo de foliación. El gneis siempre tiene colores más claros que los esquistos, ya que su textura se debe fundamentalmente a la mayor proporción de feldespatos y menor de filosilicatos. Una característica resaltante de ciertos sectores donde aflora el esquisto cuarzo - plagioclásico - micáceo, es que la plagioclasa (albita - oligoclasa) se desarrolla marcadamente porfidoblástica, y cuando su concentración es alta puede enmascarar a la foliación, impartándole a la roca un aspecto moteado.

Según OSTOS (1981) en el macizo de los picos Ávila y Silla de Caracas, los tipos litológicos predominantes son el esquisto y gneis cuarzo - feldespático - micáceo, usualmente de color grisáceo a blanquecinos y más o menos verde según la cantidad de actinolita, epidoto y clorita. También encuentra litologías minoritarias como cuarcita, epidocita, cloritocita, esquisto anfibólico y otras. Este autor encuentra que el gneis es más abundante al este del poblado de San José de Galipán reduciéndose al oeste.

Grupo Villa de Cura

JURASICO – CRETACICO

Estado Aragua

Descripción litológica: está compuesto de rocas metavolcánicas y metasedimentarias de granulometría variable y se ha dividido en cinco formaciones, que de norte a sur son El Chino, El Caño, El Carmen, Santa Isabel y Las Hermanas.

El Caño consiste en metatobas afaníticas finamente laminadas, con cantidades menores de metalavas basálticas y andesíticas. La Formación El Chino contiene metatobas estratificadas de grano fino, con cantidades menores de metabasalto, metaftanita, filita grafitosa, esquisto cuarzo - albítico y granofel cuarzo - albítico.

La Formación El Carmen presenta una espesa serie de metalavas basálticas con fenocristales de augita, intercalados con metatoba, granofel, metaftanitas y filitas grafitosas. La Formación Santa Isabel consiste en granofel cuarzo - feldespático - epidótico con intercalaciones de esquisto clorítico y cantidades menores de metalavas piroxénica y metaftanitas. La Formación Las Hermanas consiste de metatoba, metalava y aglomerados volcánicos. El metamorfismo varía de sur a norte como sigue en las siguientes zonas (NAVARRO, 1983, p. 215-216): prehnita - pumpellita, barroisita - zoisita/clinozoisita - albita, glaucofano - hornblenda barroisítica, epidota (zoisita/clinozoisita) - glaucofano, lawsonita - glaucofano, lawsonita - albita, pumpellita - actinilota y prehnita - pumpellita.

Formación El Caño

MESOZOICO

Estado Aragua

Descripción litológica: SHAGAM (1960) indica que la litología predominante es la metatoba afanítica máfica, laminada, de color azul, que constituyen el 70% de la Formación; metatoba máfica de color azul verdoso intenso, de grano medio, maciza y generalmente foliada, que constituye el 20%; metachert y metaarenisca cada uno en proporción menor del 5%. KONIGSMARK (1965) mencionó además esquistos macizos epidótico - clorítico - albítico - cuaríferos. SEIDERS (1965) en la zona de Caucagua también encuentra esta Formación pero más foliada.

Según PIBURN (1968), la Formación El Caño está compuesta en un 75%, por metatobas máficas, finamente laminadas, con intercalaciones de filitas negras. Las metatobas son agregados muy finos de albita no maclada, pumpellita y clorita con cantidades menores de actinolita, sericita, estilpnomelano, cuarzo, calcita, clinopiroxeno y hornablenda. Otros integrantes de la formación son filitas marrones (10%) laminadas, compuestas por láminas máficas de albita-clorita-pumpellita-epídoto o sálicas de albita-sericita-calcita; hay abundancia de hematita fina. En la base de la formación se encuentran conglomerados volcánicos (10%), con fragmentos volcánicos de ftanita negra. El 5%, remanente de la composición de la formación, lo constituyen metalavas y sills hipoabisales, en los cuales entran metabasalto, metaandesita porfirítica y diabasa cuarzo-piroxénica.

Formación El Carmen

MESOZOICO

Estado Aragua

Descripción litológica: SHAGAM (1960) en su descripción original señala metalava basáltica espilitica de color verde - azulado, sub-maciza a esquistosa con grandes fenocristales de augita de color verde aceituna, así como albita, actinolita y

plagioclasa sausuritizada. NAVARRO (1983) al describir su Unidad de Metalavas señala que la metalava piroxénica se caracteriza por la presencia de fenocristales de piroxeno (augita diopsídica) en una matriz constituida principalmente por microlitos de plagioclasa o de sus productos de la transformación metamórfica (lawsonita, pumpellita, epidoto). Dicha matriz presenta en muchos casos, textura de flujo y afieltrada. Intercalándose con la metalava hay granofel, metaftanita, filita grafitosa y metatoba, que mayormente es de cenizas, aunque localmente pueden presentarse fragmentos líticos que en algunos casos pueden alcanzar el 50% del total de la roca. Las asociaciones mineralógicas indican que esta unidad estuvo sometida a condiciones metamórficas de las zonas de la lawsonita - glaucofano y epidoto - (zoicita/clinozoicita) - glaucofano. Según NAVARRO *et al.* (1987, 1988) las rocas volcánicas almohadilladas e intercaladas con metasedimentos pelágicos deben asignarse a una secuencia ofiolítica equivalente a la Formación El Carmen. Según NAVARRO (1983) y NAVARRO *et al.* (1987, 1988) las lavas corresponden a basaltos de cadenas centro oceánicas (MORB). OSTOS (1990) indica que los metabasaltos tienen afinidad tholeítica, habiéndose formado probablemente en un borde divergente de placas.

Formación El Chino

MESOZOICO

Estado Aragua

Descripción litológica: Según PIBURN (1968), la Formación El Chino se caracteriza por contener un 50% de metatobas gradadas, ricas en clinopiroxeno, en una matriz de albita, estilopmetano y algo de sericita y clorita. En las porciones media y superior, se hallan filitas clorítico-glaucofánico-lawsoníticas y filitas y ftanitas negras. BEETS *et al.* (1984) describen a la unidad como formada por metatobas, filitas negras y esquistos de glaucofano y lawsonita. En el tope de la sección, predominan lavas porfíricas compuestas por anfíbol verde, glaucofano, albita y clorita. NAVARRO (1984) describe metatobas de cenizas y lapilli, aglomerados volcánicos con intercalaciones de lavas piroxénicas granofel, esquistos cuarzo-feldepáticos, meta-

diabasas, filitas grafitosas y meta-ftanitas. De sus estudios petrográficos se desprende que esta Formación fue afectada por un metamorfismo de bajo grado en la zona de la lawsonita - albita y en menor proporción de la zona de la pumpellita - actinolita. NAVARRO *et al.* (1987, 1988) redefinen esta formación como constituida por metatobas espesas y metasedimentos de arco, intercalados con una minoritaria cantidad de metalavas, almohadilladas o no, con tendencia de arco de islas.

Formación Santa Isabel

MESOZOICO

Estado Aragua

Descripción litológica: SHAGAM (1961) en la descripción original de la unidad, menciona rocas cuarzo albíticas, esquistos cloríticos, metaftanitas, metalavas y tobas, metadioritas y guijarros. En las cuarzo albíticas, incluye la granulita cuarzo albítica de color verde claro a amarillento, formada por albita, en porfiroblastos moderadamente maclados y cristaloblastos no maclados, clorita (pernnina), epidoto, anfíboles (actinolita y alaucofano) y cuarzo en porfiroblastos con moscovitas y estilpnametano, como accesorios. Además, están los esquistos epidótico-clorítico-cuarzo-albíticos y los esquistos epidóticos-cuarzo-albítico-glaucofánicos o gneises glaucofánicos, de composición general, similar a las granulitas.

Los esquistos cloríticos están sumamente plegados, son de color verde a verde oscuro, se presentan en capas de 10 a 50 cm, formando secuencias de hasta 50 m de espesor. Están formados por clorita permítica, con epidoto, anfíbol, cuarzo y albita en menor proporción.

Las metaftanitas son rocas laminadas y afaníticas, de color verde claro, variando a azul o negro. Están formadas por cristales diminutos de cuarzo con albita, actinolita, clorita y algo de glaucofano. Piburn (1968), menciona filitas hematíticas en

la mitad inferior de la formación, conteniendo hasta un 40% de hemalita especular en agujas.

Formación Paracotos

CRETACICO (Maastrichtiense)

Estado Miranda

Descripción litológica: SHAGAM (1961) describe una asociación de filita, mármol, metaconglomerado, con metalimolita y metarenisca en menor proporción. La filita constituye el 60% de la Formación, siendo limosa y carbonosa, de color azul grisáceo oscuro, con ocasionales peñones de rocas metavolcánicas y metasedimentarias de hasta 20 cm de diámetro, que GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980, p. 346) interpretan como una lodolita guijarrosa. Dentro de la secuencia anterior se encuentran capas delgadas de una roca metalimolítica, maciza y color negro con cubos visibles de pirita. Igualmente se observan capas delgadas de varios tipos de metarenisca de color gris oscuro, que clasifica como arenisca calcárea micácea y waca lítica cuarcífera.

Los cuerpos de mármol son microcristalinos de color verde muy claro a gris azulado, en capas lenticulares usualmente con menos de 500 m de largo, los espesores son usualmente de 5 a 10 m, pero el cuerpo mayor conocido alcanza unos 130 m de espesor. En secciones finas, se observan pequeños foraminíferos esféricos reemplazados por calcita, en una matriz de cristalitas de calcita con algo de cuarzo y pirita, así como material carbonáceo y óxidos de hierro en cantidades subordinadas.

Formación Tucutunemo

Paleozoico Tardío
Estados Aragua y Miranda

Descripción litológica: De acuerdo a la descripción original dada por SHAGAM (1960), esta unidad consiste principalmente en filitas carbonáceas arenosas que varían a meta areniscas y limolitas cuarzo feldespáticas, encontrándose también cantidades menores de areniscas de grano grueso (asperones) y conglomerados cuarzo-calcáreos. Una zona discontinua pero prominente de caliza cristalina negra, de grano fino, asociada a un conglomerado calcáreo, se ubica cerca de la parte superior de la secuencia y cerca de la base de la misma, aparecen algunas capas delgadas de toba básica afanítica de color verde. GONZÁLEZ (1972), considera que la litología de la formación no es constante a lo largo del rumbo, y observa una variación en las calizas que disminuyen hacia el oeste, simultáneamente con un aumento del material cuarzoso.

De acuerdo a la descripción dada por GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) las filitas son azules, carbonáceas y comúnmente varían a facies arenosas; presentan mica blanca de origen metamórfico y gran desarrollo de texturas y estructuras metamórficas. Los mármoles son de color gris oscuro a negro, microcristalinos, con aspecto moteado, impuros, con cristales de cuarzo y albita de bordes reentrantes, que constituyen hasta el 30% de la roca y escasos fragmentos de fósiles y desarrollan fuerte foliación metamórfica; los metaconglomerados son de color blanco a gris oscuro, con mal escogimiento, con guijarros de cuarzo de veta, plagioclasa y menor cantidad de ftanita, presentando desarrollo de texturas y estructuras metamórficas.

Sedimentos cuaternarios

La cuenca del lago de Valencia está rellena por sedimentos aluviales y fluviales cuya fuente principal es la Cordillera de la Costa y la Serranía del Interior. Igualmente, existen depósitos lacustres de origen orgánico formados por conchas de diatomeas y otros microorganismos. Estos depósitos están constituidos por una alternancia irregular de capas de arcillas, limos, arenas y gravas de granulometría variable. Autores como PEETERS (1968) y BOCKH (1956) y exploraciones del Ministerio del Ambiente, consideran que estos sedimentos fluvio-lacustres alcanzan un espesor máximo de unos 400 metros en la parte central de la cuenca, aunque es variable hacia el norte y mucho menor espesor hacia el sur.

Las extensas planicies formadas por los sedimentos lacustres están constituidas en buena parte por conchas de diatomeas que en periodos mas fríos de la historia geológica de la cuenta se reprodujeron en masivas cantidades en las aguas del lago. Estos sedimentos, conocidos como “tierra de diatomeas”, son de importante valor económico aunque sus yacimientos se encuentran intercalados por depósitos aluviales y contaminados con materia orgánica.

Geología Local

La zona de estudio limita al oeste con el lago de Valencia, al sur se encuentra el río Turmero el cual fluye en una dirección Oeste-Este y se encuentra fuertemente contaminado con desechos químicos y aguas servidas de los barrios a sus márgenes. Al este la urbanización La Esmeralda y al norte una serie de terrenos pertenecientes unos al parque del Sur y otros a la Urbanización Araguama Country. Los ríos en la zona de estudio se caracterizan por cauces encajados hacia el oeste revelando material fácilmente erosionable y deltas con pocos brazos apreciables pero con gran cantidad de vegetación en su desembocadura.

La litología de la zona de estudio esta conformada principalmente por dos tipos de depósitos: lacustrinos y aluviales. Los depósitos lacustrinos están formados principalmente por un suelo de material muy fino, de color gris claro, que se identifica como tierra de diatomeas. Este suelo diatomáceo es de baja densidad en estado seco (0,7 a 0,9 Ton/m³), alto porcentaje de porosidad, baja conductividad térmica. En campo no se observa la base de esta capa, pero si se observa su continuidad lateral y la presencia de cárcavas en algunos sectores. Este suelo es muy homogéneo en su composición y no presenta estructuras sedimentarias visibles.

Los depósitos aluviales se encuentran sobre los depósitos de tierra de diatomeas, y están principalmente formados por arenas finas y limos, altamente porosos y ricos en materia orgánica y conchas de Planorbis, siendo en general referidos como “Caracolillo” en los estudios previos de la zona. Estos suelos no presentan continuidad lateral, y son bastante heterogéneos. En algunos puntos se encuentran intercalados con lentes de arena y las únicas estructuras sedimentarias observadas son varvas y en algunas calicatas se observa cierta gradación de fina a gruesa. La alta concentración de materia orgánica les da un color negruzco. Cortes

realizados en la zona de estudio revelan que los contactos entre las capas de tierra de diatomeas y el suelo limoso negruzco son de forma irregular (figura 18).

No hay elevaciones importantes en la zona salvo una pequeña colina en la zona noreste que no se eleva más de 10 metros sobre el nivel promedio de las urbanizaciones circundantes. En esta colina se encuentra en construcción la segunda etapa de la Urbanización Araguama Country y muchos cortes realizados para la nivelación de terreno han sido tomados como referencia para dibujar el perfil de suelos preliminar al estudio debido a la posición favorable para ello.



1



2

Figura 18. Imagen que muestra un corte realizado en la zona de Araguama Country. Se aprecia los contactos entre capas de suelo. Foto 1: Contacto capas A y B. Foto 2: Contacto capas B y C.
Altura del modelo: 1.60 metros.

Aspectos Paleontológicos

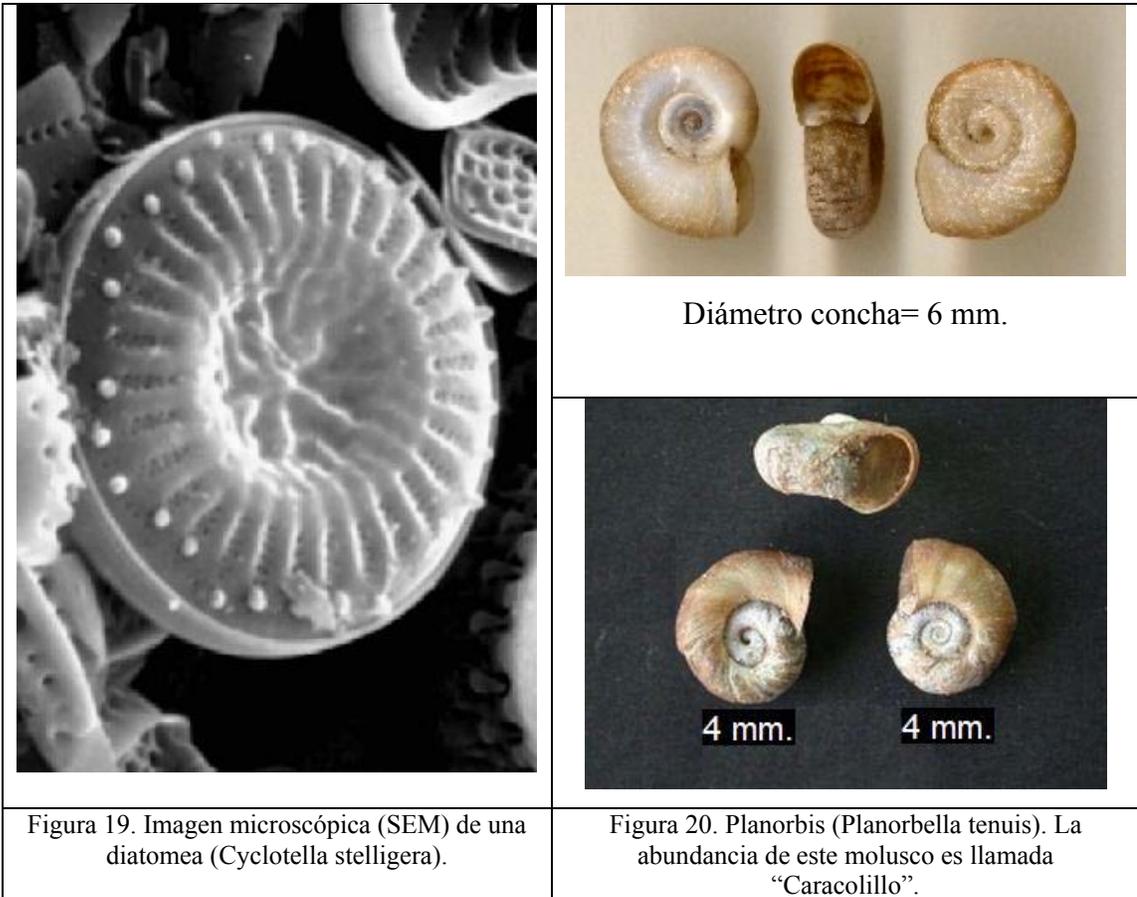
En las riberas del lago de Valencia existen amplias extensiones de suelos muy característicos por su color blanco-grisáceo y su persistente escozor al ser manipulados. El origen de estos depósitos es orgánico y su extensión revela los antiguos niveles que cubría el lago de Valencia. Dichos depósitos están formados por grandes cantidades de caparzones y esqueletos de diatomeas y por ello son denominados suelos diatomáceos.

Las diatomeas son algas unicelulares que tienen la particularidad de extraer sílice del medio acuoso donde viven para precipitarla luego como una variedad de ópalos para formar sus conchas y caparzones. Cuando mueren los restos de su esqueleto se depositan en los lechos acuíferos en capas masivas. La acumulación de grandes cantidades de estos caparzones constituye el sedimento conocido como “tierra de diatomeas”. Estos depósitos son característicos de sedimentación lacustre de aguas tranquilas y del tipo rítmico. Los suelos diatomáceos se presentan con intercalaciones limo-arcillosas que originan los típicos sedimentos varvados. En el caso del lago de Valencia estos sedimentos son producto de las rítmicas transgresiones y regresiones del lago, causadas por la alternación de periodos de alta pluviosidad y sequía en la cuenca.

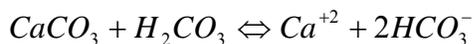
Junto con las diatomeas, encontramos otra característica importante en los suelos que es la alta presencia de “caracolillo” o restos de diferentes moluscos de agua dulce pertenecientes a varias familias y especies, siendo la más abundante el *Planorbis Sp.*

El *Planorbis* es un caracol de color blanco grisáceo, con una estructura frágil en forma de conchas de carbonato de calcio con diámetro de 1 a 3 mm. *Planorbis* y *Lymnaea* son dos gasterópodos típicos de las facies continentales del Terciario.

Planorbis se caracteriza por su concha discoidal con espiras enrolladas en un plano. Lymnaea tiene una concha alta, con pocas espiras. La espira terminal es grande y abombada. En los sedimentos del lago de Valencia encontramos dentro de los estratos de limos y arcillas, grandes cantidades de Planorbis, mientras que el Lymnaea es mucho mas escaso.



Contribución del pH en la presencia de conchas. Dado que el pH influye en la precipitación de carbonato, va a condicionar que aparezca en mayor proporción las formas con caparazón calcáreo, o aglutinadas no calcáreas. En el medio ambiente se aplica la siguiente ecuación:



Esto quiere decir que en pH ácido, no hay formas calcíticas, predominando las formas aglutinadas no calcíticas e indica ambiente restringido. En cambio, un pH básico favorece la existencia de las otras formas de conchas. El pH en el lago de Valencia se ha medido regularmente en los últimos años en investigaciones realizadas por el Ministerio del Ambiente y se ha descubierto que generalmente fluctúa entre 7,6 y 8,64 dependiendo en parte de la estación climática y la frecuencia de descargas de fosfatos y otros contaminantes en las aguas.

Difracción de rayos X

Los rayos X son radiación electromagnética con una longitud de onda de aproximadamente 1 \AA (10^{-10} m), la cual es aproximadamente el mismo tamaño que un átomo. Esta radiación ocurre en la porción del espectro electromagnético entre los rayos gamma y los ultravioleta.

El descubrimiento de los rayos X en 1895 permitió a los científicos probar la estructura cristalina a nivel atómico. La difracción de rayos X ha sido usada en dos áreas principales, para la caracterización de la huella digital de materiales cristalinos y la determinación de su estructura. Cada sólido cristalino tiene un único patrón característico de rayos X el cual puede usarse como una huella digital única para su identificación. Una vez que el material ha sido identificado, la cristalografía de rayos X puede ser usada para determinar su estructura por ejemplo como los paquetes de átomos en el estado cristalino y que distancia interatómica o que ángulo tienen, etc. La difracción de rayos X es una de las más importantes herramientas de caracterización usadas en química de estado sólido y la ciencia de materiales podemos determinar el tamaño y la forma de la unidad de celdas para cualquier componente usando fácilmente la difracción de rayos X.

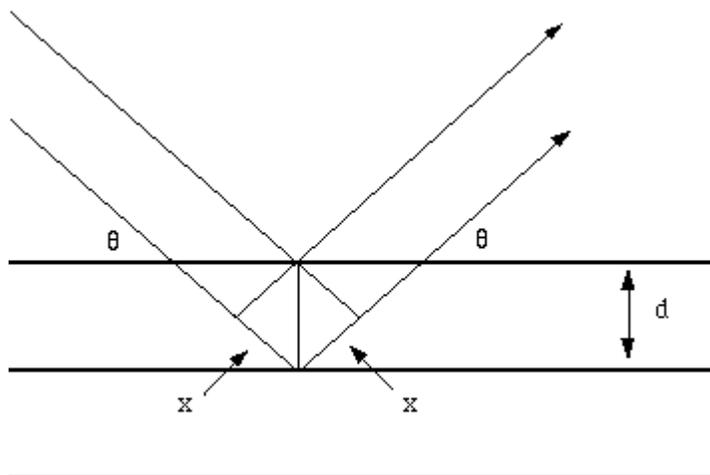


Figura 21. Reflexión de rayos X entre dos planos de átomos en un sólido. Ley de Bragg.

λ = Longitud de Onda

θ = Angulo de reflexión

La diferencia de caminos entre dos ondas: $2\lambda = 2d\text{sen}(\theta)$

Para interferencia constructiva entre estas ondas, la diferencia de caminos debe ser un número integral de longitudes de onda: $n\lambda = 2X$

Esto conduce a la ecuación de Bragg: $n\lambda = 2d\text{sen}(\theta)$

La figura 22 muestra el patrón de la difracción de rayos X para un cristal simple de una arcilla laminada. Intensidades fuertes pueden verse para un número de valores de n , para cada una de estas líneas podemos calcular el valor de d , el espacio interplanar entre los átomos del cristal.

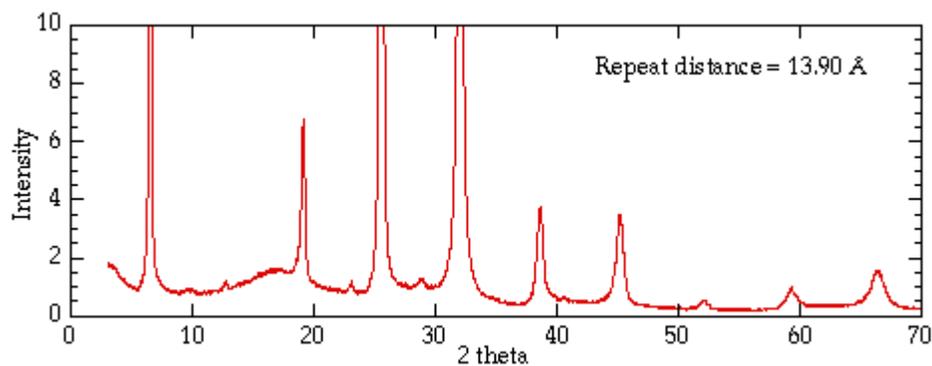


Figura 22. Patrón de difracción de rayos X para una arcilla laminada con estructura de vermiculita.
Tomado de: <http://www.webmineral.com>

Instrumentación

El experimento de difracción de rayos X requiere una fuente de rayos X, la muestra bajo investigación y un detector para recoger los rayos X difractados. La figura 23 es un diagrama esquemático de un difractómetro de rayos X.

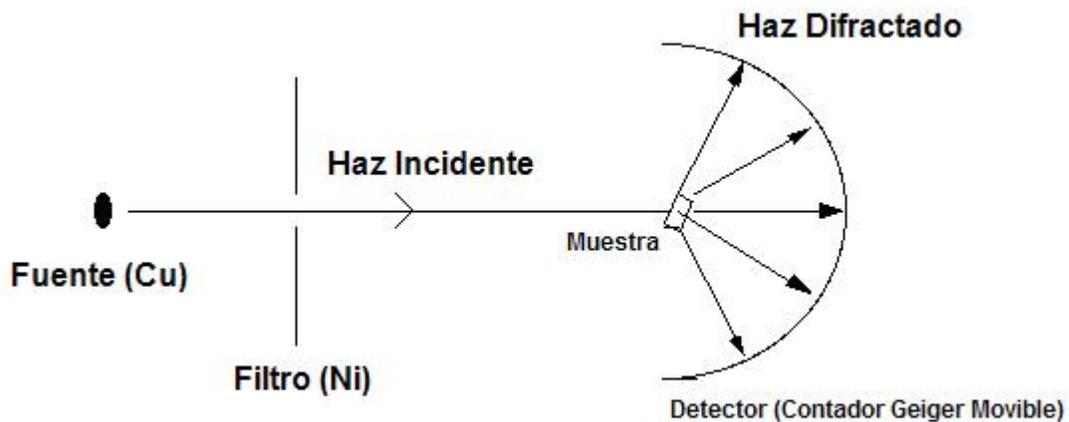


Figura 23. Esquema de un difractómetro de rayos X. Tomado y modificado de: <http://www.webmineral.com>

La radiación de rayos X que es comúnmente usada es la que emite el cobre, el cual tiene una longitud de onda característica para la radiación K de $\lambda = 1,5418 \text{ \AA}$. Cuando un haz incidente golpea una muestra en polvo, la difracción ocurre en toda posible orientación de 2θ . El haz difractado puede ser detectado usando un detector movable como un contador Geiger, el cual es conectado a un grabador gráfico. En uso normal, el contador es configurado para escanear hasta un rango de valores de 2θ a una velocidad angular constante. Rutinariamente, un rango de 2θ de 5° a 70° es suficiente para cubrir la parte más útil de un patrón en polvo. La velocidad de escaneo del contador es usualmente 2θ de 2° min^{-1} y por lo tanto, aproximadamente 30 minutos son necesarios para obtener la traza.

Capítulo III

Metodología

Esta sección describe los métodos y técnicas empleados para la obtención de resultados para este trabajo especial de grado. La parte metodológica está dividida en las siguientes fases:

- Recopilación de información y bibliografía
- Preparación de la etapa de campo y reconocimiento general de la zona.
- Etapa de campo
- Etapa de laboratorio
- Etapa de análisis de resultados y elaboración de las conclusiones.

Recopilación de información y bibliografía

Antes de realizar cualquier investigación científica es imprescindible realizar una recopilación bibliográfica en la cual el primer paso es recopilar los trabajos realizados por otros investigadores en la zona de estudio y resumir las técnicas empleadas y conclusiones a las que han llegado estos investigadores. De igual forma es necesario conocer la topografía de la zona de estudio, su geología regional y local.

Los mapas topográficos de la zona fueron obtenidos del Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar (IGVSB) y corresponden a los mapas topográficos 6646 en escala 1:100000 y 6646-I-SE en escala 1:25000. También es utilizado el mapa del Instituto Nacional de Obras Sanitarias (INOS) en escala 1:5000, el cual forma parte de los archivos del Ministerio de Obras Públicas.

Los mapas geológicos fueron obtenidos del Atlas Geológico de la Cordillera de la Costa (Urbani & Rodríguez, 2004), en escala 1:25000 y son los mapas 6646-I-SE, 6646-I-SO, 6646-I-NO, 6646-I-NE.

Las investigaciones previas realizadas en la zona datan desde la década de 1980. La información de estudios de suelos y prospecciones geológicas realizadas en la zona fue recopilada de los archivos de la Dirección General Estatal Ambiental Aragua, dependencia del Ministerio del Ambiente y Recursos Naturales Renovables (MARNR). La información contenida en estos archivos comprende informes técnicos diversos, desde estudios geoquímicos de las aguas del lago de Valencia, estudios de suelos y las publicaciones relacionadas al registro de las cotas del nivel del lago de Valencia desde 1952.

La información de perfiles de suelos, fue facilitada por la empresa Oficina Técnica Ingeniero José V. Heredia quien ha realizado numerosos estudios de suelos en toda la zona ribereña del lago de Valencia y cuenta con una amplia biblioteca de estudios de suelos relacionados con proyectos de obras civiles realizados en Maracay y otras ciudades de la cuenca.

Preparación de la etapa de campo y reconocimiento general de la zona.

El primer paso consistió en realizar un reconocimiento previo de la zona para localizar puntos favorables para la realización de calicatas, revisión previa de la topografía, búsqueda de cortes, etc.

Fue realizado un perfil preliminar del subsuelo de la zona de estudio con la finalidad de estimar la máxima profundidad de las perforaciones a realizar con el fin de escoger el método más viable para la recuperación de muestras. Este perfil preliminar tiene como base la información recolectada previamente de informes

geotécnicos y muestra que las capas mas importantes para este estudio son encontradas a una profundidad no mayor de los 3 metros y por ello el mejor método para la recuperación de muestras es realizar calicatas con una profundidad no mayor a 2 metros. Para obtener muestras de las capas de diatomeas (aproximadamente entre 3 a 5 metros de profundidad) es necesario aprovechar una serie de cortes de terrenos hechos por una empresa contratista en los terrenos privados de la urbanización Araguama Country (noreste de la zona de estudio) en donde la maquinaria dejo al descubierto una sección de aproximadamente 5 metros de altura en la que se aprecia claramente la capa de diatomea.

Antes de realizar la etapa de campo fue necesario preparar con antelación un cronograma para la realización de calicatas y un mapa previo de lugares favorables para la recolección de muestras el cual se sometió a una aprobación por parte de las autoridades competentes debido a la naturaleza publica de algunas zonas susceptibles a toma de muestras y en otros casos es necesario solicitar las autorizaciones pertinentes para entrar en terrenos privados.

Sector	Calicatas	Abreviatura
Urb. Brisas del Lago-Sector El Indio	1	BRILAG01
Urb. Campo Alegre- Sector Las Vegas II SUR	2	CAMPOA01
		VEGAS01
Urb. La Punta- Sector Oeste (Muro contención)	2	PUNTA01A PUNTA01B
Urb.Mata Redonda- Sector Sureste	1	MATARED01
Urb. Araguama Country (Cortes en la colina)	1	ARAGUA01
Urb. La Punta-Sector Norte	1	PUNTA02
Urb. Palma Real	1	PALMA01
Barrio La Vaquera-Sur río Turmero	1	HORNOS01
Sector Camburito-Sur río Las Delicias	1	CAMBUR01

Tabla 13. Lista de calicatas a excavar y su codificación.

Etapa de Campo

En la etapa de pre-campo surge la necesidad de monitorear constantemente los cambios de altura en la cota del lago de Valencia puesto que entre los meses de mayo y julio de 2005, el nivel de las aguas creció considerablemente y zonas consideradas para la recolección de muestras presentaban anegamiento o estaban muy cerca de la orilla del lago para el momento de la etapa de campo. Es por este motivo que fue realizado un reconocimiento de la zona de estudio y un ajuste en la posición inicial establecida para varias calicatas.

Recolección de muestras

Fueron excavadas un total de 11 calicatas aprovechando para ello terrenos baldíos pertenecientes a las comunidades de las urbanizaciones Brisas del Lago, La Punta, Mata Redonda, Palma Real y sector Las Vegas II de la urbanización Campo Alegre. Las calicatas fueron excavadas hasta una profundidad máxima de 1,80 metros.

Para la recolección de muestras fue utilizado un proceso de muestreo en cada calicata que consistió en tomar una muestra del tope y otra de la base en cada horizonte identificado. El tamaño de cada muestra es de 4 kilogramos de suelo. Una vez tomadas, se usó el método de “cuarteo”, para homogeneizar la muestra y reducir su peso a 1 kilogramo.

Para la localización de las calicatas, se empleó un equipo receptor GPS, marca COBRA, modelo GPS500, el cual fue configurado según el geoido PSAD56. Según las condiciones del terreno y del clima, la precisión en algunas mediciones fue hasta los 3 metros aunque en promedio fue 6 a 8 metros. Esta información recolectada luego fue referenciada en el mapa base 1:5000 de la zona de estudio con ayuda del software MAPINFO 7.5.

Etapas de Laboratorio

Preparación de muestras

Las muestras una vez recolectadas fueron trasladadas al laboratorio de sedimentología de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la U.C.V. en el cual se procedió a la preparación para su tratamiento.

Para su procesamiento se hace necesario realizar los siguientes pasos:

- Análisis granulométrico de las muestras
- Separación de la fracción fina (pasante 200) para la posterior procesamiento con miras a la difracción de rayos X
- Análisis de humedad
- Ensayos de límite de consistencia

Disgregación – pulverización.

Fue removido manualmente cualquier elemento ajeno al suelo como raíces, restos vegetales y conchas de moluscos las cuales son muy abundantes.

La muestra de suelo fue extendida sobre una lámina de papel de 70 x 100 cm. y se disgregaron los terrones de suelo utilizando solo la fricción de los dedos para así evitar influenciar los resultados del análisis granulométrico. La muestra queda en reposo durante 24 horas para permitir la evaporación natural de la humedad contenida en la muestra.

La muestra seca es tamizada utilizando un vibrador y los tamices #8, 10, 20, 40, 60, 100 y 200. En la bandeja de la base queda el pasante 200 el cual representa la proporción de finos en el suelo. Este pasante 200 es almacenado para los análisis de rayos X.

Difracción de Rayos X

Método de montura desorientada.

El polvo resultante del tamizado de la muestra (pasante tamiz #200) es colocado en el porta muestras de acuerdo con el procedimiento recomendado por MOORE & REYNOLDS (1989: 197)

- Se coloca un vidrio esmerilado a una plaquita de aluminio especial de difracción por el lado de incidencia de los rayos X, el vidrio se ajusta con cinta plástica transparente y se voltea el conjunto vidrio esmerilado- plaquita.
- Se agrega el polvo fino con una espátula cuidando que esta se mantenga perpendicular a la superficie del aluminio para lograr la máxima desorientación.
- Se llena el espacio de la plaquita con el polvo
- Se coloca un vidrio normal ajustándolo también con cinta plástica transparente teniendo cuidado de no hacer mucha presión.
- Se voltea el conjunto y se retira el vidrio esmerilado cortando las cintas con una hojilla. De esta manera la cara de incidencia de los rayos x queda desorientada por la superficie esmerilada.

Condiciones del Difractómetro de Rayos X

El análisis de difracción de rayos X se llevó a cabo en un difractómetro marca PHILIPS modelo PW1830, con ánodo de cobre, equipado con monocromador curvo de grafito. Los ángulos de barrido fueron desde 2 hasta 75°, con un incremento de 0,050 °/paso y un conteo de 1°/seg. Se utilizó un voltaje de generador de 40 KV y una corriente de generador de 20 mA. Las fases fueron identificadas por medio de un software “Crystallographica Search-Match Versión 2.0.3.1”, de la compañía Oxford

Cryosystems. Este difractómetro se encuentra en las instalaciones de Intevep, filial de PDVSA, en Los Teques, estado Miranda.

En todos los casos el generador de rayos X se ajusta a 4kV y 30mA utilizando un tubo de Cu. Las condiciones de las corridas y ajustes del goniómetro son los siguientes:

- **Identificación mineralógica en roca total:** Sirve para determinar todos los minerales presentes así como los politipos de los filosilicatos.
 - Intervalo de barrido 2θ : 3-60 grados
 - Tamaño del paso $0,02^\circ 2\theta$
 - Tiempo de conteo en cada paso: 1,25 segundos
 - Velocidad: $0,016^\circ 2\theta/\text{segundos}$
 - Ranura divergente: 1°
 - Ranura receptora: $0,1^\circ$
 - Tipo de montura: desorientada

Tratamiento de etilén glicol (EG)

Después de analizar las muestras orientadas en condiciones atmosféricas normales que en la literatura se denomina Aire Seco (AS), las mismas muestras fueron sometidas a una atmósfera de etilén glicol (EG) para verificar la existencia de arcillas expansivas. El tratamiento es el siguiente:

- Se coloca 200 ml de EG en la cacerola de cierre hermético de vidrio Pyrex.
- Se colocan las muestras dentro de la cacerola y en la plataforma tratando en lo posible de no juntarlas demasiados.

- En un papel se dibujan las posiciones de las muestras con sus respectivos nombres, esto es debido a que los vapores de EG pueden borrar las identificaciones hechas con tinta en el portamuestra
- Se coloca la cacerola cerrada dentro de un horno a 60°C por 12 horas.
- Se retiran las muestras de la cacerola una por una, volviéndola a identificar si es necesario
- Si existe un exceso de ethilen glicol este debe ser removido cuidadosamente con papel absorbente.

Identificación y cuantificación de minerales.

Para la identificación de minerales es usado el software “Crystallographica Search-Match Versión 2.0.3.1”, de la compañía Oxford Cryosystems que se basa en el uso de la corrida de muestra total para compararla con las tablas del JCPDS (Joint Comitee on Powder Diffraction Standards) lo que permite un rápido reconocimiento de los minerales presentes en la roca. Adicionalmente, utilizando la corrida de cuantificación de la reflexión 060 se interpretan los resultados comparando con los valores de Moore & Reynolds (1989: 224) que se muestran a continuación en la tabla 14.

Mineral	d 060 (Å)	Grados 2θ (Cu K_{alpha})
Illita (moscovita)	1,499	61,90
Glauconita	1,511	61,35
Caolinita	1,49	62,31
Esmectitas	1,492-1,504	62,22-61,67
Cloritas	1,538-1,549	60,16-59,69
Sepiolita	1,540-1,550	60,07-59,65

Tabla 14. Valores del plano 060 en Å de diferentes filosilicatos.

Una vez interpretada la reflexión 060 la corrida de roca total es reinterpretada por el software con el objeto de identificar los politipos de filosilicatos, principalmente en los minerales de illita, caolinita y clorita y finalmente la

información es retornada al usuario como datos de porcentaje en peso presente del mineral.

Ensayos de Límites de Consistencia y Humedad **Ensayo de Humedad (ASTM D-2216)**

El contenido de humedad de un suelo es definido como la relación entre el peso húmedo de la muestra (W_w) y el peso de la misma en su fase sólida secada al horno (W_s), se expresa como un porcentaje:

$$w = \frac{W_w}{W_s} \times 100$$

Pasos para la determinación del contenido de humedad de una muestra:

- Se toma una muestra de suelo la cual es observada, palpada y se anota su consistencia y una litología aproximada.
- Se pesa la muestra, se anota la tara y su peso.
- Se calienta a $110^\circ \text{C} \pm 5^\circ \text{C}$ en una estufa durante 24 horas.
- Se hace la diferencia entre el peso original y el peso seco.

Granulometría por tamizado (ASTM C-136-96A)

El análisis granulométrico consiste en separar y cuantificar por tamaño las partículas que componen una muestra de suelo a fin de determinar a manera de porcentajes los distintos tamaños de partículas que lo conforman. El tamaño de la partícula de suelo en mm. se define como la abertura del tamiz mas cerrado por el cual pasa esa partícula. Según el tamaño de las partículas entre 76,1 y 0,074 mm. El análisis será por tamizado según el siguiente procedimiento:

- Secar la muestra al horno a temperatura constante de $110 \pm 5^\circ \text{C}$

- Se seleccionan los tamices, para obtener las fracciones correspondientes a los tamaños mayores del suelo; generalmente se llega así hasta el tamaño correspondiente a la malla #200 (0,074 mm.)
- Se ordenan los tamices en orden decreciente de tamaño de la malla (de tope a base)
- Se hace pasar la muestra de suelo a través del juego de tamices
- Los retenidos en cada malla se pesan y el porcentaje que representan respecto al peso de la muestra total se suma a los porcentajes retenidos en todas las mallas de mayor tamaño; el complemento a 100% de esa cantidad da el porcentaje de suelo que es menor que el tamaño representado por la malla 200.

Determinación del límite líquido. (ASTM D-4318)

El *límite líquido* está definido, como el contenido de humedad con el cual una masa de suelo colocada en un recipiente en forma de cuchara (aparato de Casagrande), se separa con una herramienta patrón (ranurador), se deja caer desde una altura de 1 cm. y sufre el cierre de esa ranura en 1 cm. después de 25 golpes de la cuchara contra una base de caucho dura o similar.

Casagrande (1932), determinó que el límite líquido es una medida de resistencia al corte del suelo a un determinado contenido de humedad y que cada golpe necesario para cerrar el surco, corresponde a un esfuerzo cortante cercano a 1 gr/cm².

La muestra de ensayo debe ser igual o mayor que 100 grs. y pasar completamente por el tamiz de 0,5 mm. (Malla N°40 ASTM).

Equipo necesario.

1. Aparato de límite líquido (máquina de Casagrande), el que consiste en una taza (cuchara) de bronce con una masa de 200 ± 20 grs., montada en un dispositivo de apoyo fijado a una base de caucho, madera o plástico duro.
2. Acanalador (Casagrande o ASTM), mango de calibre de 1 cm. para verificar altura de caída de la cuchara.
3. Plato de evaporación de porcelana de 120 mm. de diámetro.
4. Espátula hoja flexible de 20 mm. de ancho y 70 mm. de largo.
5. Horno de secado con circulación de aire y temperatura regulable capaz de mantenerse en $110^\circ \pm 5^\circ$ C.
6. Balanza de precisión de 0,01 gr.
7. Herramientas y accesorios. Placas de vidrio, agua destilada, recipientes herméticos, malla N° 40 ASTM y probeta de 25 ml de capacidad.

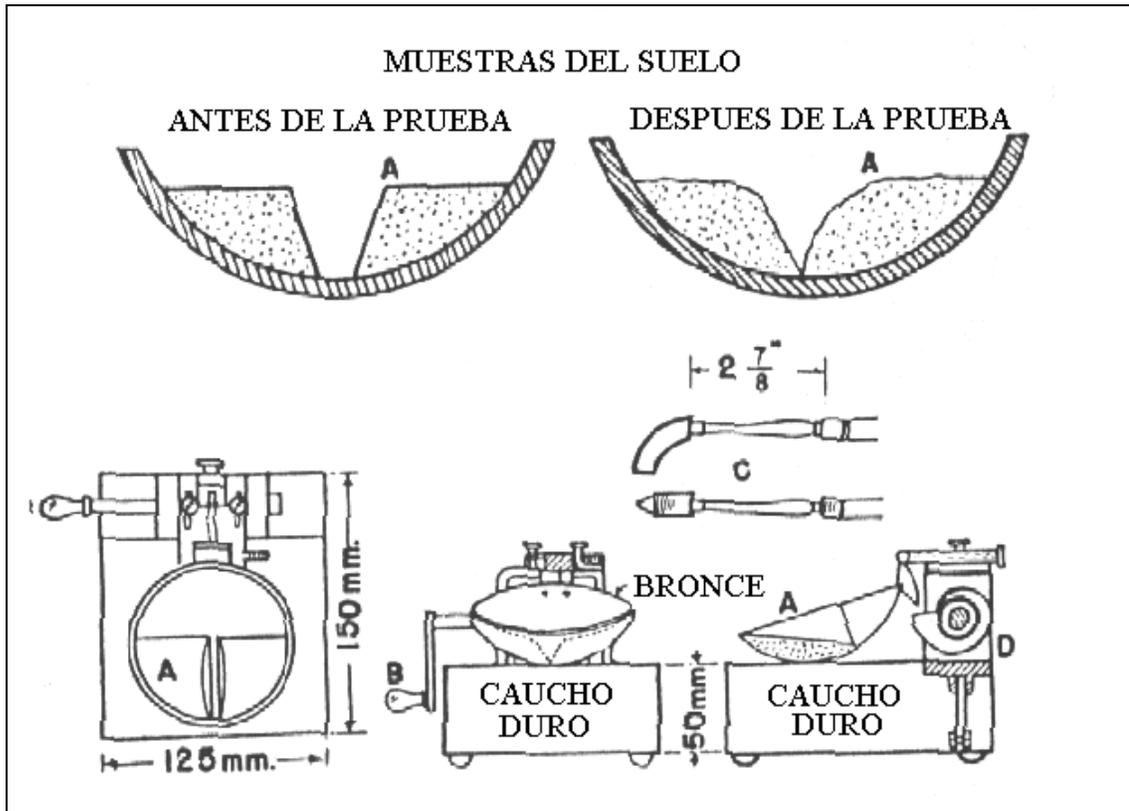


Figura 24. Secciones del aparato de límite líquido. Fuente: LAMBE, T. (1951)

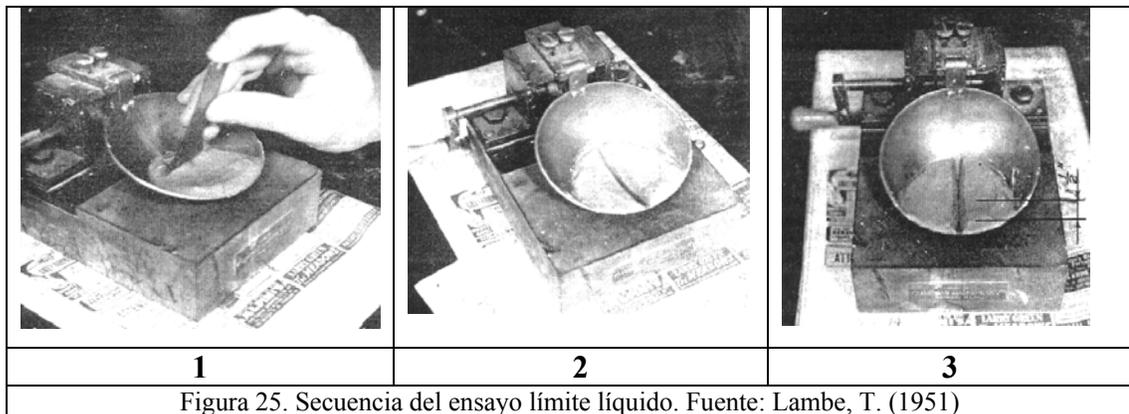
Procedimiento

Se pone la muestra en el plato de evaporación agregándole suficiente cantidad de agua destilada, mezclando con la espátula hasta lograr una pasta homogénea. Esta muestra debe curarse durante el tiempo que sea necesario para lograr una adecuada distribución de la humedad.

Se coloca el aparato de límite líquido sobre una base firme (verificando que esté limpia y seca) y se deposita en la taza unos 50 a 70 grs. del material preparado previamente, para luego alisar la superficie con la espátula, de modo que la altura obtenida en el centro sea de 10 mm. y la masa ocupe un volumen de 16 cm³ aproximadamente. Una vez enrasado, se pasa el acanalador para dividir la pasta en dos partes, a través de un surco de 63 mm. de longitud. Si se presentan desprendimientos de la pasta en el fondo de la taza, se debe retirar todo el material y reiniciar el procedimiento.

Cuando se tiene el surco, se gira la manivela del aparato con una frecuencia de 2 golpes por segundo, contando el número de golpes necesarios para que la ranura cierre en 10 mm. de longitud en el fondo de ella (secuencia en la figura 25). Finalmente, se toman aproximadamente 10 grs. del material que se junta en fondo del surco para determinar la humedad.

El material sobrante se traslada al plato de evaporación para mezclarlo nuevamente con agua destilada y repetir el procedimiento por lo menos 2 veces más, de modo de obtener tres puntos que varíen en un rango de 15 a 35 golpes (ideal es tomar 5 puntos). Es importante señalar que el ensayo se debe realizar desde la condición más húmeda a la más seca.



Cálculos y gráficos

Para el cálculo del límite líquido se debe proceder de la siguiente manera:

1. Calcular la humedad de cada prueba de acuerdo al procedimiento del ensayo de humedad.
2. Construir un gráfico semi-logarítmico, donde la humedad será la ordenada (en escala natural) y el número de golpes (N), la abscisa. En el gráfico, dibujar los puntos correspondientes a cada una de las tres o más pruebas y construir una recta llamada curva de flujo, pasando tan aproximadamente como sea posible por dichos puntos.
3. Expresar el límite líquido (LL) del suelo, como la humedad correspondiente a la intersección de la curva de flujo con la abscisa en 25 golpes, aproximando al entero más próximo. Este dato también puede interpolarse matemáticamente con $N=25$ golpes, obteniendo así el límite líquido.

Observaciones

VARIABLES que pueden afectar el resultado de la prueba del límite líquido, son por ejemplo:

- Utilizar una porción mayor de suelo a ensayar en la cuchara, no cumplir con la frecuencia de golpes especificada (2 golpes por segundo), el tiempo en realizar la prueba y la humedad del laboratorio.
- También podrá afectar el tipo de herramienta empleada para hacer la ranura. La desarrollada por Casagrande, tiene la ventaja de permitir un mejor control de la profundidad de la pasta de suelos en la cuchara, en cambio la de ASTM es mejor para suelos con bajo límite líquido, en los cuales es generalmente difícil hacer la ranura, como sucede con materiales arenosos y limosos. Para estos suelos, sería incluso necesario formar parcialmente la ranura con la ayuda de la espátula, después de lo cual la ranura puede ser retocada con cualquiera de los ranuradores patrón.
- La altura de caída de la cuchara debe ser verificada antes de comenzar un ensayo, utilizando el mango de calibre de 10 mm. adosado al ranurador. En caso de no tener la altura especificada (1 cm.), se aflojan los tornillos de fijación y se mueve el de ajuste hasta obtener la altura requerida.
- El tiempo de curado varía según el tipo de suelo. En suelos de alta plasticidad se requerirá de por lo menos 24 horas, en cambio en suelos de baja plasticidad, este plazo puede ser mucho menor e incluso en ciertos casos puede eliminarse.
- En suelos arcillosos el acanalador será pasado una vez, en cambio para limos se requerirán 2 a 3 pasadas, limpiando cada vez el acanalador.

Determinación del límite plástico. (ASTM D-4318)

El *límite plástico* se ha definido arbitrariamente como el contenido de humedad del suelo al cual un cilindro de éste, se rompe o resquebraja al amasado presentando un diámetro de aproximadamente 3 mm.

Esta prueba es bastante subjetiva, es decir, depende del operador, el cual debe ayudarse con un alambre u otro material de 3 mm. de diámetro para hacer la

comparación y establecer el momento en que el suelo se resquebraja y presenta el diámetro especificado.

La muestra necesaria para realizar este ensayo deberá tener un peso aproximado de 20 grs. y pasar completamente por el tamiz de 0,5 mm. (Malla #40 ASTM).

Equipo necesario

1. Plato de evaporación de porcelana de 120 mm. de diámetro.
2. Espátula hoja flexible 20 mm. de ancho y 70 mm. de largo.
3. Placa de vidrio esmerilado o mármol como superficie de amasado.
4. Horno de secado con circulación de aire y temperatura regulable capaz de mantenerse en $110^{\circ} \pm 5^{\circ} \text{C}$.
5. Patrón de comparación, puede usarse un alambre ó plástico de 3 mm. de diámetro.
6. Balanza de precisión de 0,01 gr.
7. Probeta de 25 ml de capacidad.
8. Herramientas y accesorios: malla #40 ASTM, agua destilada y recipientes herméticos.

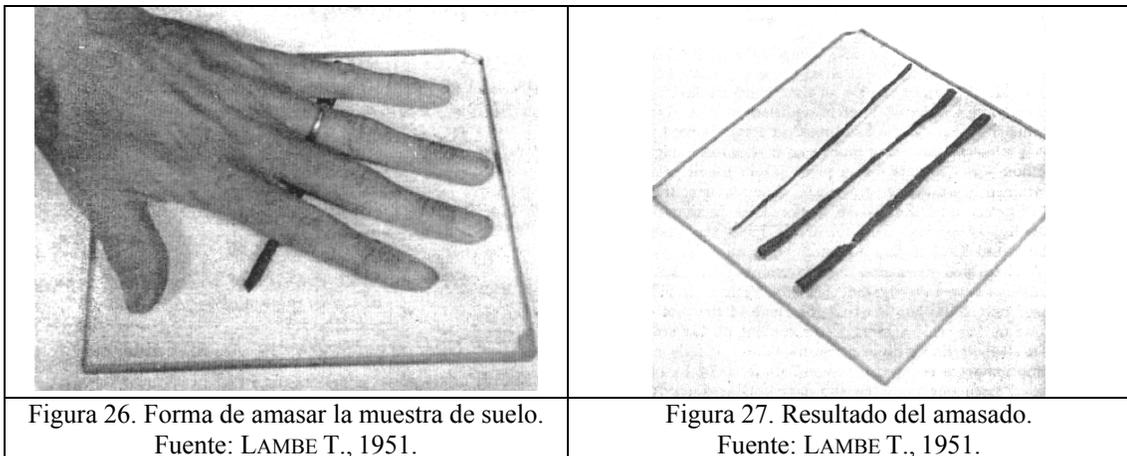
Procedimiento

La muestra de ensayo se prepara de manera idéntica a la descrita en el límite líquido, o bien puede usarse la misma muestra que se usó en ese ensayo, en la etapa en que la pasta de suelo se vuelva lo suficientemente plástica para moldearla como una esfera.

Se toma una porción de suelo de aproximadamente 1 cm^3 , se amasa entre las manos (figura 26) y se hace rodar con la palma de la mano o la base del pulgar, por sobre la superficie de amasado, formando un cilindro. Cuando se alcance un diámetro aproximado a 3 mm. se dobla y amasa nuevamente, para volver a formar el cilindro, lo que se repite hasta que el cilindro se disgregue al llegar al diámetro de 3 mm. en trozos de tamaño de 0,5 a 1 cm. de largo y no pueda ser reamasado ni reconstituido (figura 27).

El contenido de humedad que tiene el suelo en ese momento representa el límite plástico, el cual se determina colocando las fracciones de suelo en un recipiente, secándolas al horno.

Se deben hacer tres determinaciones que no difieran entre sí en más de 2%, en caso contrario deberá repetirse el ensayo.



Cálculos

Calcular el límite plástico (LP) del suelo, como el promedio de las tres determinaciones realizadas.

Calcular el índice de plasticidad (IP), mediante la siguiente expresión:

$$IP = LL - LP (\%)$$

Donde:

LL = límite líquido del suelo (%)

LP = límite plástico del suelo (%)

Con los datos de LL, LP y la humedad natural (w) del suelo, calcular el índice líquido (IL) y el índice de consistencia (IC) del suelo, mediante las siguientes expresiones:

$$IL = (w - LP) / IP$$

$$IC = (LL - w) / IP$$

Observaciones

Esta determinación es subjetiva por la cual el operador debiera ser el mismo para todas las determinaciones y de este modo evitar dispersión en los resultados obtenidos.

La falla o resquebrajamiento del cilindro se puede definir de las siguientes maneras:

- Simplemente por separación en pequeños pedazos,
- Por desprendimiento de escamas en forma tubular desde dentro hacia afuera del cilindro de suelo o
- Por pedacitos en forma de barril de 6 a 8 mm. de largo.

Para producir la falla no es necesario reducir la velocidad de amasado y/o la presión de la mano cuando se llega a 3 mm. de diámetro. Los suelos de muy baja plasticidad son una excepción en este sentido, en estos casos, la bolita inicial debe ser del orden de 3 mm. antes de empezar a enrollar con la mano.

Mapas Temáticos

Corresponde a toda la cartografía realizada mediante sistemas de información geográfica (SIG) para representar los siguientes temas específicos:

- Topografía de la zona de estudio
- Avance y extensión del lago
- Ubicación de calicatas y perforaciones realizadas
- Ubicación de los perfiles de suelos.

Para la elaboración de los mapas presentados en este trabajo, se procedió a usar el programa MAPINFO 7.5 PROFESSIONAL, el cual es una poderosa herramienta de SIG que permite la integración de los datos en diferentes capas y así presentar la información de la forma más legible posible.

Mapa A

El mapa A muestra la información relacionada a la topografía de la zona de estudio e indica con líneas de color azul las diferentes posiciones de la orilla del lago de Valencia en función del tiempo. Se observa la línea de costa para 1980, para julio de 2005 y finalmente para diciembre de 2005. El mapa muestra la ubicación de las calicatas y perforaciones realizadas junto con los perfiles de suelos. Las principales comunidades afectadas por la crecida del lago de Valencia y las vías principales de acceso son mostradas en este mapa. El mapa base proviene del Instituto Nacional de Obras Sanitarias (INOS), Hoja HI-14-15, en escala 1:5000. La información de la línea de costa del lago de Valencia para julio y diciembre de 2005 proviene de las observaciones directas realizadas por personal del Ministerio del Ambiente y Recursos Naturales Renovables.

Perfiles de suelo

Un perfil de suelo es una sección vertical a través del terreno que muestra los espesores y orden de sucesión de los estratos, además de las propiedades físicas del suelo.

Para este Trabajo Especial de Grado se elaboraron 5 perfiles de suelos en los cuales se muestra la información del subsuelo en la zona de estudio. Los perfiles de suelo se elaboraron a partir de información geotécnica recopilada por diferentes perforaciones realizadas en el transcurso de varios años por las empresas Oficina Técnica Ingeniero José V. Heredia T. y Asociados C.A. y E.M.S INGENIERIA C.A.

Perfil	Referencia	Perforaciones	Max. Prof. (m)
Perfil 1	Estudio de suelos ESTSU-528390. Urbanismo en el sector El Indio de Brisas del Lago. Oficina Técnica Ingeniero José V. Heredia y Asociados C.A.	6	8
Perfil 2	Estudio de suelos ESTSU-528990. Iglesia en Av. Principal de Mata Redonda y La Punta. Oficina Técnica Ingeniero José V. Heredia y Asociados C.A.	3	20
Perfil 3	Estudio de suelos ESTSU-744492. Desarrollo habitacional en Urbanización La Punta. Oficina Técnica Ingeniero José V. Heredia y Asociados C.A.	8	8
Perfil 4	Estudio para el diagnostico, evaluación y reparación de daños en las obras civiles de la Urbanización Mata Redonda. EMS Ingeniería C.A.	3	20
Perfil 5	Proyecto de Construcción de un Dique en la Primera Transversal de la Urbanización La Punta. Oficina Técnica Ingeniero José V. Heredia y Asociados C.A.	14	25

Tabla 15. Perfiles de suelos realizados en la zona.

La importancia de estos perfiles está en el hecho que toda la información geotécnica sobre los suelos para las zonas ribereñas del lago de Valencia se encuentra dispersa y fragmentada en los archivos de numerosas empresas privadas y en esta información no es de dominio público. La integración de diferentes estudios de suelos realizados en la zona bajo la figura de perfiles de suelos, permite una mayor comprensión de los depósitos y a escala global en un futuro facilitaría los estudios de factibilidad económica de los depósitos diatomáceos.

Capítulo IV

Resultados

La excavación de calicatas en zonas tan cercanas al lago presenta un inconveniente grave, ya que en su mayoría, presentaron una rápida inundación al llegar a una profundidad de 0,50 a 0,75 metros. A continuación, la tabla 16 muestra los datos recolectados de las calicatas excavadas.

#	Nombre	Ubicación		Prof. (m)	Observaciones
		Longitud W	Latitud N		
1	BRILAG01	67° 36' 44"	10° 13' 12"	1,40	Muestra
2	CAMPOA01	67° 35' 58"	10° 12' 49"	1,00	Agua a 80 cm.
3	VEGAS01	67° 35' 48"	10° 12' 46"	1,00	Agua a 70 cm.
4	PUNTA01A	67° 35' 40"	10° 12' 53"	1,40	Relleno
5	PUNTA01B	67° 35' 44"	10° 12' 30"	1,80	Muestra
6	MATARED01	67° 35' 21"	10° 12' 35"	0,70	Losa de concreto hallada a 70 cm. Cubre 500 mts ²
7	ARAGUA01	67° 35' 24"	10° 12' 54"	***	Muestra
8	PUNTA02	67° 35' 36"	10° 12' 59"	1,20	Relleno
9	PALMA01	67° 35' 08"	10° 12' 42"	1,80	Muestra
10	HORNOS01	67° 35' 41"	10° 12' 19"	1,30	Agua a 80 cm.
11	CAMBUR01	67° 35' 47"	10° 12' 02"	1,00	Agua a 80 cm.
***: Corte de 3,80 metros de altura. Se tomaron muestras 3B, 1C y 2C					
Tabla 16. Calicatas.					

La información recopilada por las calicatas realizadas en la zona de estudio permitió la elaboración de un perfil estratigráfico provisional del suelo comprendido entre la superficie (0 metros) hasta los 4 metros de profundidad, en el cual son identificadas 3 capas con rasgos claros que las caracterizan.

- **Capa A (superior)**, posee aproximadamente 1 metro de espesor. Es una capa de limo-arenoso de color negruzco a grisáceo con abundante materia orgánica y restos de *Planorbis* y otros moluscos de agua dulce (caracolillo). Fácilmente friable.

- **Capa B (intermedia)**, posee aproximadamente de 1 a 1,5 metros de espesor en promedio. Es una capa de limo con arena fina de color grisáceo oscuro con abundante materia orgánica. En el tope, se observa una pequeña laminación de no más de 5 cm. de espesor que la separa de la base de la capa A. Esta capa guía esta conformada por vegetación (grama y pasto) antigua que se ha preservado en buen estado. Es de fácil disgregación. La presencia abundancia de restos de moluscos o “caracolillo” la distingue claramente.
- **Capa C (base)**, la cual no tiene base distinguible en campo. Conformada por material muy fino, de color blanco a grisáceo, densidad muy baja en estado seco (0,7 a 0,9 Ton/m³), porosidad alta y produce escozor al ser manipulada. Se identifica en campo como una arcilla o tierra de diatomeas. Utilizando los datos de la bibliografía y perfiles exploratorios hechos por diferentes empresas a lo largo de los años, esta capa tiene un espesor de entre 4 a 6 metros.

Este perfil preliminar permite ubicar estratigráficamente las muestras recolectadas y posteriormente asociarlas con las capas identificadas en los perfiles de suelos realizados en base a las perforaciones para estudios de suelos privados.

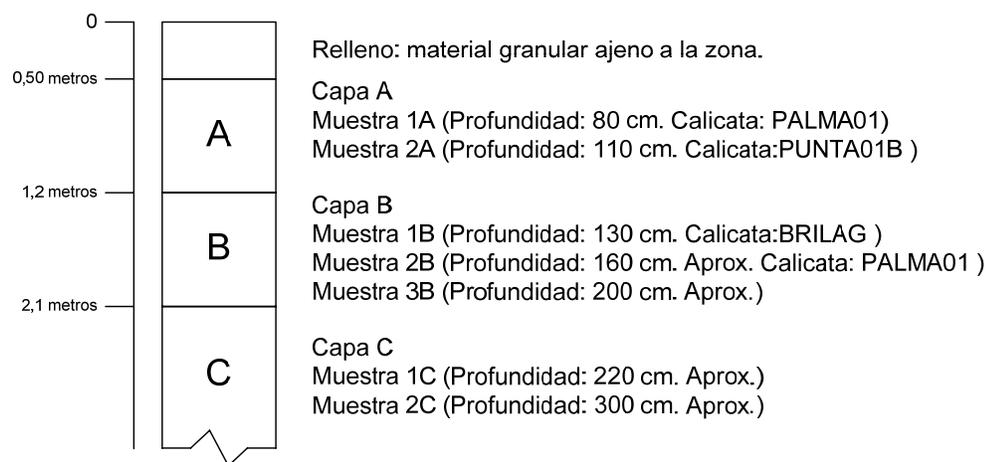


Figura 28. Perfil preliminar del subsuelo junto con posición relativa de las muestras recolectadas.

El análisis de los perfiles de suelos permite aumentar la información sobre el subsuelo de la zona de estudio e integrar los datos de campo. En base a las excavaciones realizadas y la información de perfiles de suelos, la litología de la zona de estudio es agrupada en 4 grupos litológicos generales:

Grupo	Descripción	Color en el perfil de suelos
A	Limo / Arenas finas con caracolillo y materia orgánica. Consistencia blanda.	Verde lima
B	Arenas finas / Arenas limosas / Limos Consistencia media a dura.	Amarillo Claro
C	Arcilla. Compacidad media a dura.	Canela
D	Limo arenoso / Limo. Consistencia media a blanda.	Verde Claro

Tabla 17. Grupos litológicos diferenciados a partir de los perfiles de suelos.

El **grupo A**, está compuesto por arenas finas y limos que fueron depositados junto con gran cantidad de materia orgánica, que le proporciona el aspecto negruzco. Estos depósitos se forman en ambientes cercanos a las riberas del lago o las orillas mismas donde existe abundancia de flora y materia orgánica leñosa que al descomponerse y mezclarse con los sedimentos acarreados forma los depósitos. En los perfiles tienen color verde lima.

El **grupo B**, compuesto por arenas finas y limosas y limo. Son depósitos que no presentan el color negruzco signo de concentraciones materia orgánica, sino que son mas claros y con una compacidad mas alta que las del grupo A. Por su deficiencia en contenido de materia orgánica, son depósitos formados más alejados de las orillas donde abunda la vegetación y cercanos a desembocaduras de ríos. En los perfiles tienen un color amarillo claro.

El **grupo C**, según la información de los perfiles, está compuesto por las arcillas de baja a mediana plasticidad que indican un ambiente de condiciones

tranquilas, alejadas de la orilla del lago donde abunda materia orgánica leñosa. El color de esta arcilla es blancuzco a grisáceo y presenta una baja densidad. Según estas características el grupo es identificado como la “tierra de diatomeas”, que en la bibliografía (PEETERS,1968; HEREDIA,1984; EMS INGENIERÍA,1985) es un material muy fino, de color gris claro a blanco, está formado por depósitos masivos de conchas de diatomeas, tiene baja densidad y produce escozor al ser manipulado.

El **grupo D**, está conformado por limos y limos arenosos de color verde claro, representan depósitos muy antiguos del lago que han sufrido una compactación importante. La profundidad de estos depósitos es mayor a los 12 metros en promedio y por eso no aparece muestreado en la mayoría de las perforaciones realizadas por las empresas que han realizado estudios de suelos.

Grafico de niveles del lago

Para realizar este grafico se recurrió a información obtenida del Ministerio del Ambiente y los Recursos Naturales Renovables (MARNR) y en recopilación bibliográfica. La mayoría de los datos para el período 1894 – 1920 fueron recopilados por Alfredo Jahn y citados en la obra de Bockh acerca del desecamiento del lago de Valencia. Algunos otros datos son del Ministerio de Obras Publicas y para el intervalo desde 1955 a la actualidad se contó con los registros del MARNR.

BOCKH (1956), consideró que los datos tomados por Jahn en sus primeras observaciones necesitaban una corrección debido a las herramientas usadas en su momento eran mas imprecisas y los puntos de referencia usados habían sido medidos incorrectamente. Para la década de 1950, Bockh se hace eco de datos tomados por la Oficina de Investigaciones Geológicas, (adscrito al Ministerio de Obras Públicas) pero datos tomados por el mismo ministerio y que reposan en los archivos del actual MARNR, indican una diferencia de valores de 7 metros. Debido a la imposibilidad de cotejar los datos de la OIG, se toman como referencia los datos del MARNR.

La recopilación de un intervalo tan grande de datos acerca de los niveles del lago de Valencia, permite demostrar la ciclicidad existente en la cantidad de agua que llega a almacenar el lago a través del tiempo y cómo los períodos de sequía extrema dejan al descubierto extensas llanuras en las riberas del lago y como los períodos de intensas lluvias aumentan el nivel del lago cubriendo a su vez extensas zonas en sus orillas.

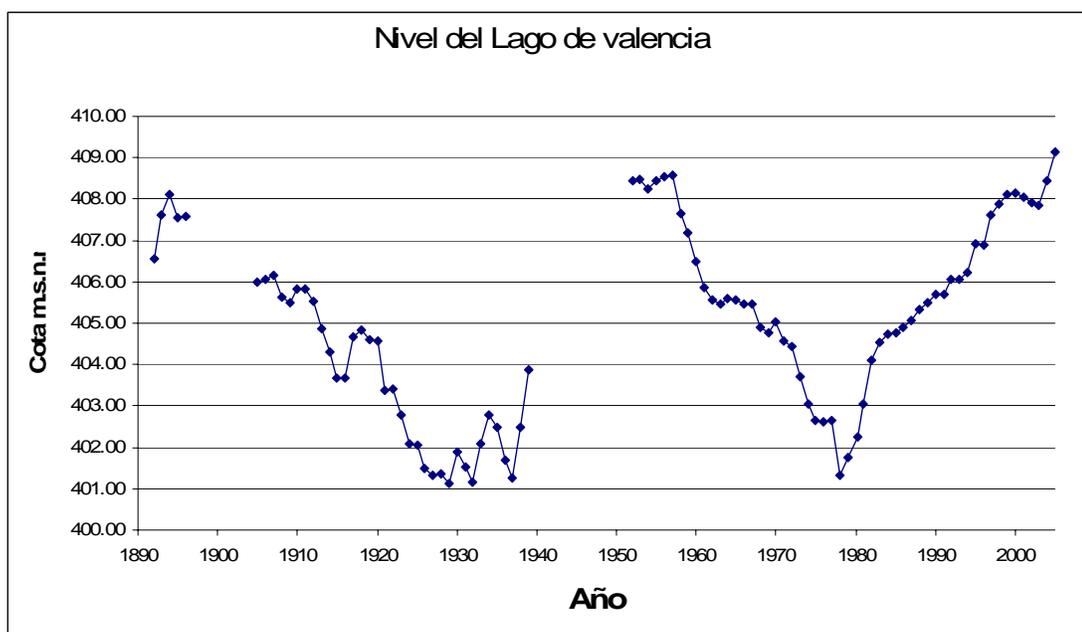


Figura 29. Nivel promedio anual del lago de Valencia para el periodo 1894-2005

Para los períodos de 1897-1904 y 1940-1951 no existen datos registrados. Sin embargo, se puede observar que la tendencia general es una serie de fluctuaciones que va desde una regresión pausada que finaliza hacia los años 1928-1929, que se transforma en una trasgresión muy pronunciada que culmina hacia finales de 1950. Luego cambia a otra regresión mucho más pronunciada que la de 1890-1915 que lleva al lago a los mínimos históricos de 401 m.s.n.m (1978). Este mínimo marca el comienzo de otra trasgresión que dura hasta la actualidad y ha llevado al lago de

Valencia a un nivel record de 409,80 m.s.n.m para octubre de 2005. Este nivel es el más alto para los últimos 110 años de registros históricos.

Variaciones tan grandes en los niveles del lago de Valencia implica que los niveles de agua freática para las zonas aledañas se ven afectados y esto a su vez repercute en la saturación de los suelos, los cuales como se ha comentado anteriormente, son propensos a colapsos en condiciones de saturación.

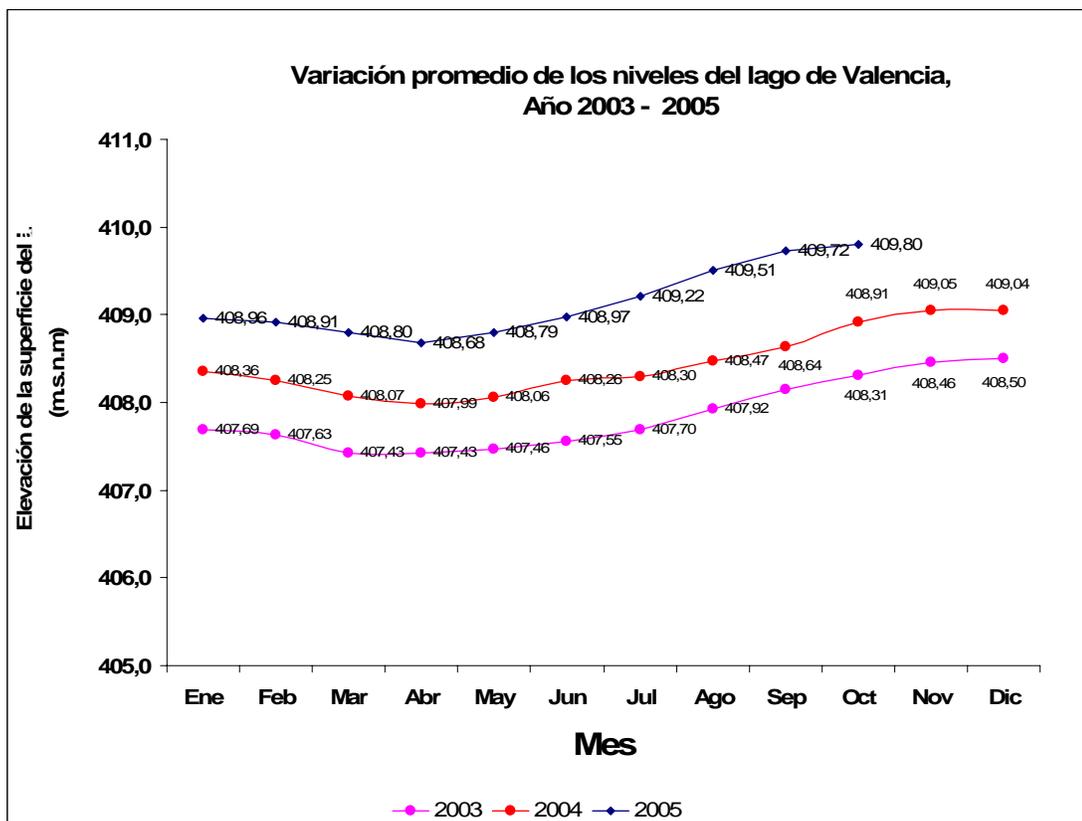


Figura 30. Variación mensual en la cota máxima del lago de Valencia.

En este gráfico se observa las variaciones mensuales promedio de los años 2003, 2004 y 2005 para el nivel del lago. Se observa como los valores mínimos para el año se dan en los meses de marzo a mayo y los valores máximos se dan entre octubre y diciembre.

Análisis de Resultados

A continuación se presenta la tabla 18 en la que se muestran los resultados obtenidos de la difracción de rayos X para las fracciones mineralógicas en roca total para las muestras recolectadas en campo.

Muestra	CUARZO	ARCILLA	FELD-Na	PIRITA	CALCITA	YESO	TOTAL
1A	7	45	8	11	29		100
2A	X	X			X	X	0
1B	10	47	5	9	29		100
2B	X	X			X	X	0
3B						X	0
1C					X	X	0
2C					X	X	0

Tabla 18. Fracciones mineralógicas para roca total. DRX.

Inicialmente es confirmada la existencia de una proporción importante de arcillas en los sedimentos del lago de Valencia. Para las capas A y B, el análisis de roca total indica que casi 50% de la muestra está compuesta de arcillas, seguido de una fracción importante de calcita (CaCO_3) y otras fracciones de cuarzo, feldespato de sodio (albita) junto a una concentración importante de pirita (FeS). Sin embargo, para la capa C, la concentración de arcillas es nula, al igual que la de cuarzo y demás elementos que se observaron en las capas superiores, no obstante, existen trazas de calcita y aparece otro compuesto de azufre que es el yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). En la verificación preliminar realizada, esta capa estaba identificada como tierra de diatomeas y está formada por sílice proveniente de la abundante cantidad de conchas de diatomeas depositadas en el antiguo fondo del lago de Valencia.

El análisis de la fracción de arcillas (menor a 2 micras) se realizó sobre las mismas muestras y los resultados están a continuación:

MUESTRA	CAOLINITA	ILLITA	I/S	Esmectita	%I EN I/S	TIPO DE I/S	TOTAL
1A	26	41		33		ORDENADO	100
2A	19	57		24		ORDENADO	100
1B	26	45		29		ORDENADO	100
2B	23	49		28		ORDENADO	100
3B	X	X		X			0
1C							0
2C							0

Tabla 19. Análisis de la fracción arcillas. DRX

Para la capa A, el análisis muestra que la mayor proporción de arcilla es illita, seguida luego por esmectita y luego caolinita. La proporción de illita es de casi el 50% lo que es significativo debido a la naturaleza expansiva de esta arcilla. Esta illita está mezclada con una proporción importante de esmectita (probablemente montmorillonita), lo que es un claro indicativo que dentro del suelo hay condiciones mineralógicas para producir hinchamiento de la estructura del mismo.

Al analizar la información para la capa A y B es clara una relación proporcional. La capa A representa el tope del grupo A descrito en base a los perfiles de suelos realizados mientras que la capa B representa la base del mismo grupo. Las proporciones de minerales de arcilla son similares entre ambas capas, lo que apunta a una pedogénesis semejante.

Para la capa C no existen trazas de arcillas de ningún tipo y solo son identificados en los análisis de DRX unas pequeñas fracciones de calcita y yeso. Esta capa ya ha sido asociada a los estratos de “tierra de diatomeas” lo que indica que el origen de estos es en el interior del lago de Valencia. Las diatomeas tienen la capacidad de absorber el sílice del medio acuoso y precipitarlo como ópalos en sus conchas y esqueletos. Estos depósitos contienen trazas de calcita y yeso que indican un aporte mínimo de Ca^{2+} , proveniente en este caso de las capas superiores que son

ricas en conchas de moluscos. La capa C corresponde en los perfiles de suelos al Grupo C que se indican como arcillas de baja a mediana plasticidad.

Las altas concentraciones de calcita es evidencia de la presencia de carbonatos, proveniente en su mayor parte de la presencia de conchas de *Planorbis Sp.* y demás moluscos mezclados en las capas con los sedimentos. López (1998) indica que las concentraciones de carbono orgánico es mayor hacia las desembocaduras de los ríos y mucho menor hacia el centro del lago. En cambio el carbono carbonático (que pasa a formar calcita y aragonito) es más abundante hacia la zona norte del lago debido a la precipitación de carbonatos. La descomposición de estas conchas, la precipitación de carbonatos y la materia orgánica, aportan calcio y carbono, el cual luego es fuente de los cationes de Ca^{2+} que ayudaran a formar calcita y yeso. Es importante señalar que las concentraciones encontradas de piritita y yeso, indican un aporte importante de azufre y hierro en la zona.

La presencia de compuestos de azufre esta directamente relacionada con el proceso de eutricación. La eutricación es un proceso natural de envejecimiento de los lagos en el cual el lago sobrealimentado acumula grandes cantidades de material vegetal en descomposición en su fondo. Esto tiende a llenar el lago y hacerlo menos profundo, más tibio y con gran acumulación de nutrientes. Las plantas se apoderan del lecho del lago conforme se va llenando. Si hay un excesivo crecimiento de las plantas acuáticas, éstas tienden a cubrir la superficie del cuerpo de agua, impidiendo el libre intercambio de oxígeno y dióxido de carbono; al morir estas plantas, se descomponen en el lago consumiendo el oxígeno presente en el agua. Al cabo de un tiempo ya no hay oxígeno disponible y la descomposición tiene que hacerse de forma anaeróbica, dando por consecuencia productos secundarios como metano, amoniaco, sulfuro de hidrógeno y otros compuestos que le confieren al cuerpo de agua un olor desagradable. El proceso de eutricación es acelerado cuando ingresan grandes cantidades de detergentes, de los que aproximadamente el 50% en peso son fosfatos, los cuales son excelentes nutrientes para las plantas.



Figura 31. Vegetación en las riberas del lago. Esta vegetación representa la principal fuente de materia orgánica que queda atrapada en los sedimentos

Las riberas del lago de Valencia presentan una abundancia de plantas acuáticas, peces y juncos. La densa capa vegetal de las orillas y la mortandad de peces consecuencia de la ausencia de oxígeno, es la principal fuente de materia orgánica que queda atrapada en los sedimentos que conforman capas negruzcas de espesores de hasta 2 metros.

Para el azufre total, LÓPEZ (1998) indica que hacia el sur del lago es mayor la concentración de este elemento por motivo del uso de fertilizantes agrícolas. Sin embargo, para el centro del lago y zonas del norte, la concentración de azufre total puede ser consecuencia de la reducción microbial de sulfatos en la interfase agua-sedimentos de acuerdo a la ecuación de Singer y Munns:



La ecuación de Singer y Munns explica que en la interfase sedimento-agua existe una gran cantidad de aniones sulfuro libre que al aumentar en concentración, se asocia con hierro y calcio el cual también es abundante en la interfaz producto del acarreo de sedimentos y la precipitación de carbonato de calcio. El hierro (Fe^{2+} , Fe^{3+}) tiene como fuente más importante son los esquistos, anfíbolitas, serpentinitas de la cercana Cordillera de la Costa. NOVOA, E. & C. RODRÍGUEZ (1990) reportan que el granito de Choróní, contiene cantidades menores de granate, epidoto, hematita. Estos minerales contentivos de hierro representan una fuente importante de Fe^{2+} y Fe^{3+} para la formación de pirita en los sedimentos del lago de Valencia. Un pH alto y elevada concentración de sales disueltas favorece un aumento de la cantidad de cationes libres que afectan directamente al hinchamiento.

En las esmectitas cuando el catión interlamina es sodio, se produce un máximo hinchamiento pudiendo llegar a disociarse las láminas. Sin embargo si el catión es Ca^{2+} o Mg^{2+} , la capacidad de hinchamiento es mucho menor en comparación pero sigue siendo importante. En la montmorillonita pueden ocurrir sustituciones de Al^{3+} por Fe^{2+} , Mg^{2+} y los espacios intercapas se rellenan entonces con cationes como Na^+ , K^+ y Ca^{2+} . Si la montmorillonita es sódica tendrá mucha mayor expansibilidad que una cálcica.

La illita al tener menor cantidad de uniones con cationes intercambiables, tiene menor capacidad de intercambio y expansibilidad. La illita es una arcilla mas potásica y requiere para su formación condiciones alcalinas con fluidos de poros ricos en K^+ , Si^{4+} y Al^{3+} .

La caolinita no tiene enlaces iónicos entre unidades vecinas, así que el cristal es mantenido unido por puentes de hidrógeno que se desasocian por contacto con agua, dando como resultado poca expansibilidad. El calcio impide la formación de caolinita por lo tanto ésta no se encuentra en los sedimentos calcáreos. Sin embargo, para en los análisis de DRX para este estudio, esto no es cierto ya que estratos con

importantes concentraciones de carbonato de calcio en forma de calcita tienen porcentajes elevados de caolinita (ver capas A y B).

Los procesos de hinchamiento y colapso son fenómenos totalmente diferentes y podrían considerarse opuestos pero no siempre suceden alternativamente ni en la misma magnitud sino simultáneamente por lo tanto no se contrarrestan efectivamente. En el informe realizado por la empresa EMS INGENIERÍA (1985) se llega a la conclusión que el hinchamiento es de menor intensidad e importancia que el colapso y concluyen que es debido a lo delgado de los estratos expansivos. Sin embargo, esta conclusión no es correcta una vez que se han estudiado la composición mineralógica del suelo y la información estratigráfica de los perfiles de suelos que indican claramente que los estratos en la zona activa del suelo tienen una mezcla de componentes mineralógicos que permiten que sucedan ambos comportamientos volumétricos simultáneamente.

Ya BARRERA (2002) comenta sobre arcillas de baja y mediana plasticidad que se comportan de manera combinada (se hinchan y colapsan) al ser saturadas. En este punto es importante recordar que cuando un estrato se satura con agua, es necesaria una carga externa que cambie los esfuerzos efectivos sobre las partículas de suelo para que así se presenten los fenómenos de hinchamiento o colapso. El colapso en los suelos de la zona de estudio es mucho más evidente que el hinchamiento y esto tiene que ver mucho con la estructura porosa de los estratos, en especial los estratos diatomáceos. Los análisis de DRX demuestran la presencia de arcillas expansivas en cantidades importantes (casi la mitad de las partículas en el suelo), pero estas partículas se encuentran esparcidas en un medio muy poroso, con una estructura tipo panal de abejas, en donde es fácil inferir que las partículas arcillosas forman parte de las uniones entre los componentes del suelo.

Este estudio busca caracterizar el componente argiláceo de los suelos de la zona de estudio, pero es importante señalar que la combinación de estas arcillas

expansivas con otros minerales como calcita y la materia orgánica le confiere características peculiares al suelo.

Periodos tan cortos entre transgresiones y regresiones del lago de Valencia permiten que se depositen desordenadamente materia orgánica, conchas de Planorbis, arenas, limos y arcillas transportados por los ríos sobre estratos principalmente diatomáceos. Las capas formadas tan desordenadamente tendrán un alto porcentaje de porosidad y permeabilidad y además estarán saturadas de agua del lago en el momento en que se depositan. Intensos períodos de sequía eliminarían rápidamente la cantidad de agua en los poros del suelo y dejarían como residuos minerales sulfurosos (yeso, pirita) en cantidades dependiendo de los cationes disponibles que en este caso son Ca^{2+} , Fe^{2+} y Fe^{3+} , provenientes de la cercana Cordillera de la Costa. En este caso, la materia orgánica en descomposición actúa como catalizador de los procesos que permiten la absorción de los iones por parte de las arcillas.

El proceso de desecamiento progresivo del lago hace que grandes extensiones de antiguo fondo del lago queden descubiertas y los suelos pierden rápidamente el agua matricial contenida y su volumen es reemplazado con aire. De esta forma la estructura interna del suelo remanente queda similar a un panal de abejas, donde los enlaces son puentes de partículas arcillosas que unen entre sí partículas mayores de limo, arena o arcilla. Las partículas de arcilla que forman los puentes pueden ser transportadas por el agua o formarse por acción del agua intersticial sobre los feldespatos existentes. Estos puentes de arcillas son los que desaparecen o cambian su estructura con la llegada de agua producto de una nueva trasgresión el lago de Valencia.

Son los puentes arcillosos la clave del comportamiento de estos suelos. Si se considera que estos enlaces estén formados por esmectita (montmorillonita-Na) e illita se puede explicar que cuando el suelo se satura rápidamente como consecuencia de un aumento del nivel freático, las partículas arcillosas en los enlaces se hidratan y

se expanden con diferentes intensidades dependiendo del tipo de arcilla. Así partículas de esmectita se expandirán mayor volumen que las partículas de illita. Sin embargo, esta expansión podría no romper los enlaces iónicos entre las partículas arcillosas y el limo sino que puede ayudar a la succión matricial a incrementarse y mantener la rigidez de la estructura obteniéndose hinchamientos menores del suelo que no serían peligrosos. Sin embargo, cuando el suelo es sometido a una carga, se presentaría un nuevo estado de tensiones que forzaría a un reacomodo de la estructura (reacomodo irrecuperable, por eso es un colapso) que generaría asentamientos importantes en el suelo y el deterioro de las estructuras que producen la carga.

De esta forma puede explicarse como sólo en temporadas de invierno, o bajo condiciones especiales en el nivel freático (ej. rotura de tuberías de agua), se reportan asentamientos en los suelos de las urbanizaciones La Punta y Mata Redonda. Estos asentamientos ocurren en zonas con relleno deficiente y en especial en casas donde las ampliaciones no han sido construidas sobre losas de concreto (EMS INGENIERÍA, 1985).

Capítulo V

Sumario y conclusiones

La zona de estudio esta formada por sedimentos aluviales y lacustrinos formados durante el Pleistoceno hasta la actualidad y cuya fuente es la cercana Cordillera de la Costa.

Las perforaciones realizadas a lo largo de los años muestran que los primeros metros de suelo están conformados por limos y arenas finas con altos contenidos de materia orgánica y moluscos, descritos en forma general como “caracolillo”. Estos estratos suprayacen a estratos porosos, blanquecinos en su mayoría, que han sido identificados como tierra de diatomeas.

Los estudios de DRX muestran abundancia de arcillas del grupo de las esmectitas en los estratos superiores principalmente junto con abundancia de illita y caolinita. Las esmectitas representan casi la mitad de las arcillas presentes (48%), la illita representa un tercio (30%) y el resto (22%) es caolinita. La naturaleza feldespática de la Cordillera de la Costa y la presencia de feldespatos sódicos (albita) en los sedimentos estudiados, soporta la suposición que esta esmectita es montmorillonita sódica, la cual es la arcilla con mayor capacidad expansiva que existe.

La información recopilada de los análisis de roca total por DRX indica concentraciones de calcita (29%), pirita (9-11%) y yeso (trazas). Sin embargo, el método de estudio tiene un margen de error de $\pm 15\%$ lo cual no permite una clara representación de las concentraciones reales de estos elementos y abre la ventana para diversas interpretaciones. Sin embargo, es más probable que las condiciones reductoras producto del ambiente anóxico del fondo del lago de Valencia sean suficientes para la precipitación de pirita.

La subida del nivel de las aguas del lago de Valencia repercute en el ascenso del nivel freático de la zona de estudio el cual afecta la presión de poros de los estratos superficiales.

El incremento del nivel freático satura con agua la estructura porosa de los suelos en la zona de estudio. Las partículas arcillosas en las capas A y B resultan afectadas e incorporan a su estructura molecular moléculas de agua que generan hinchamiento. Los enlaces entre partículas arcillosas y partículas limosas se rompen y la estructura de los suelos se derrumba al ser sometida a cargas importantes.

El fenómeno de la expansión o hinchamiento en los suelos de la zona de estudio es de menor intensidad y no muy evidente, a pesar de que el aproximadamente el 40% de las arcillas en el suelo son montmorillonitas sódicas y otro tercio de las arcillas expansivas son illitas.

El fenómeno de colapso depende directamente del grado de saturación del estrato y la carga a la que se somete. Las arcillas expansivas afectan los enlaces entre partículas limosas y arcillosas pero por sí mismas no son la causa del colapso. Sin embargo, la suma de los tres factores (saturamiento del estrato, arcillas expansivas y carga aplicada) hace que el colapso sea muy importante y lo convierten en el mayor problema en los suelos de la zona de estudio.

Recomendaciones

Estudios detallados acerca de las propiedades mecánicas y químicas de los suelos diatomáceos serán necesarios en el futuro si se quiere emprender obras de gran magnitud para la contención del lago de Valencia.

Las condiciones de los suelos y rellenos granulares de las zonas urbanas actualmente bajo riesgo de inundación deberán ser estudiados para preparar a las comunidades en caso de presentarse aumentos del nivel freático que cambien las condiciones de los suelos colapsables debajo de ellos.

Es necesario iniciar un monitoreo constante de los pozos alrededor del lago de Valencia y mejorar la vigilancia sobre los niveles freáticos. Esta vigilancia, sumada a un estudio sobre la relación entre fluctuaciones del lago de Valencia y del nivel freático, ayudará a conocer las zonas más propensas a colapsos.

Estudio de viabilidad económica para el aprovechamiento de los depósitos diatomáceos en la zona del lago de Valencia en un futuro como alternativa para el desarrollo sustentable de las industrias conexas.

Estudios orientados a perfeccionar técnicas de estabilización química del suelo con miras a mejorar las fundaciones de las posibles obras de contención del lago que pudiesen proyectarse en el futuro.

Bibliografía

- Acero, M. y Domínguez, J. (2005) *Estudio Geológico-Geotécnico y Evaluación de las condiciones del terreno que constituye el campus de la Ciudad Universitaria de Caracas (CUC)*. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Inédito.
- Aguerrevere, S. E. y G. Zuloaga (1937) *Observaciones geológicas en la parte central de la Cordillera de la Costa, Venezuela*. Bol. Geol. y Min., Caracas, 1(2-4): 3-22.
- Aguerrevere, S. E. y G. Zuloaga (1938) *Nomenclatura de las formaciones de la parte central de la Cordillera de la Costa, Venezuela*. Bol. Geol. y Min., Caracas, 2(2-4): 281-284.
- Aguerrevere, S. E. (1955) *Aspectos geológicos de la autopista Caracas - La Guaira*. Revista del Colegio de Ingenieros, Caracas, (229): 4-8.
- Aitchison, G.D. y Bishop, A.W (1960). *Discussion on Pore pressure and suction in soil*. London. Butterworths. 150 pp.
- Aquino, R. (1983). *Geología de una zona ubicada al sur de Tiara y este de San Sebastián, edo. Aragua*. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Inédito. 229 p.
- Armas, L. (1997, marzo 24) *El papel del Estado ante los desechos domésticos e industriales*. El Universal, Opinión p. A-2.
- Asuaje, L. (1972) *Geología de la región de Guatire - cabo Codera (Resumen)* Bol. Geol., Caracas, Public. esp. 5, 3: 1289.
- Ave Lallemand, H. G., V. B. Sisson y J. E. Wright (1993) *Structure of the Cordillera de la Costa Belt, north-central Venezuela; implications for plate tectonic models* (Resumen) AAPG Bulletin, 77(2): 304.
- Barbiero, J. (1999) *Análisis de cargas y deformaciones en la construcción del túnel Pitahaya del ferrocarril Caracas-Cúa en arcillas expansivas*. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Inédito. 192 p.

- Barden, L. (1965) *Consolidation of compacted and unsaturated clays*. Geotechnique, 15 (3): 267-286
- Barrera, M. (2002) *Estudio experimental del comportamiento hidro-mecánico de suelos colapsables*. Tesis Doctoral. Departamento de Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Geofísica. Universitat Politècnica de Catalunya. Barcelona. Disponible: <http://www.tdx.cesca.es/TDX-0604102-095524/>. Consulta: 2005, Agosto-October.
- Beets, D. J., W. Maresch, G. T. Klaver, A. Mottana, R. Bocchio, F. Beunk y H. Monen, (1984) *Magmatic rock series and high-pressure metamorphism and constraints on the tectonic history of the Southern Caribbean*. En: W. E. Bonini, R. B. Hargraves y R. Shagam (Eds.) *The Caribbean South America plate boundary and regional tectonics*. Geol. Soc. America, Memoir 162, p. 95-130.
- Beck, C. (1980) *La nappe ophiolitique de Loma de Hierro, chaîne Caraïbe centrale, Vénézuéla* (Resumen) Soc. géol. France, 8è. Réunion. Ann. Sc. de la Terre, Marseille, p. 31.
- Beck, C. (1985). *La chaine Caraïbe au merideien de Caracas: geologie, tectogenese, place dans l'evolution geodynamique Mesozoique-Cenozoique des Caraïbes Meridionales*. L'Universite des Sciences et Techniques de Lille, Tesis de doctorado de estado, 462 p.
- Beck, C. (1986) *Geologie de la chaine Caraïbe su meridien de Caracas (Venezuela)* Soc. Geol. de Nord, Villeneuve s'Ascq, Francia, Public. no. 14, 462 p.
- Beck, C., D. Girard y P. De Wever (1984) *Le "Volcano-sédimentaire du Río Guare", un élément de la nape ophiolitique de Loma de Hierro, Chaîne Caraïbe Vénézuélienne*. Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences, Serie 2: Mécanique-Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre, 299(7): 337-342.
- Beccaluva, L., M. Contorti, G. Giunta, M. Iturralde-Vinent, E. Navarro, F. Siena y F. Urbani. (1995) *Cross sections through the ophiolitic units of the southern and northern margins of the Caribbean Plate in Venezuela (Northern Cordilleras and Central Cuba*. 1st. Italian-Latin American Geological Meeting, Venezuela - Cuba, January 9-16, 1995. *Ophiolite of the Caribbean Plate Margins, Programme and Field Trip Guide*. 23 p.
- Bell, J. S. (1968-a) *The Garrapata Formation of the Venezuelan Coast Ranges*. Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., Bol. Inform., 11(7): 187-206.

- Bell, J. S. (1968-b) *Geología del área de Camatagua, Estado Aragua, Venezuela*. Bol. Geol., Caracas, 9(18): 291-440.
- Bellizzia, A. (1967) *Rocas ultramáficas en el sistema montañoso del Caribe y yacimientos minerales asociados*. Bol. Geol., Caracas, 8(16): 159-198.
- Bellizzia, A. y D. Rodríguez (1968) *Consideraciones sobre la estratigrafía de los estados Lara, Yaracuy, Cojedes y Carabobo*. Bol. Geol., Caracas, 9(18): 515-563.
- Bellizzia, A., N. Pimentel y R. Bajo. (1976). *Mapa geológico estructural de Venezuela*. Ediciones Foninves, Caracas, Escala 1:500.000.
- Bellizzia, A. (1986). *Sistema Montañoso del Caribe - una cordillera alóctona en la parte norte de América del Sur*. Mem. VI Congr. Geol. Venezolano, Caracas, 10: 6657-6835.
- Benjamini, C.; R. Shagam y A. Menéndez, (1986-a) *(Late?) Paleozoic age for the "Cretaceous" Tucutunemo Formation, Northern Venezuela: Stratigraphic and tectonic implications*. Geology, (15): 922-926.
- Benjamini, C., R. Shagam y A. Menéndez V. de V (1986-b) *Formación Tucutunemo*. Mem. VI Congr. Geol. Venezolano, Caracas, 10: 6551-6574.
- Bermúdez, P. J. y D. Rodríguez G. (1962) *Notas sobre la presencia de tintinidos o calpionelas en Venezuela*. Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., Bol. Geol., 5(2): 51-57.
- Bockh, A. (1956) *El Desecamiento del lago de Valencia*. Caracas: Ediciones de la Fundación Eugenio Mendoza. 246 p.
- Bruzual, J. (1976) *Estudio geológico-geotécnico sobre arcillas dispersivas en la zona del canal B4-D del sistema de riego del Río Guárico*. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Inédito.
- Bucher, W. H. (1952). *Geologic structure and orogenic history of Venezuela*. Geol. Soc. Amer., Mem. 49, 113 p.
- Cantisano, M. (1989). *Estudio geológico y geotécnico de la cuenca de la quebrada Mamera, Distrito Federal*. Mem. VII Congr. Geol. Venezolano, Barquisimeto, 4: 1047-1069.
- Castillo, A. (1986) *Exploración, caracterización y zonificación geotécnica de los suelos de la costa del lago de Maracaibo*. Trabajo Especial de Grado,

Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Inédito.

- Celso, U. (1985) *Ensayos de Laboratorio de Mecánica de Suelos*. Universidad Central de Venezuela. Inédito.
- Cornelius, K. y Cornelius, H. (2002) *Manual de Mineralogía*. Basado en la obra de J.D. Dana. Cuarta Edición. Tomo I y II. Barcelona. Editorial Reverté. 720 p.
- Cox, D.W. (1978) *Volume changes of compacted clay fill*. Clay fill. London, ICE: 79-86
- Das, B. (1999) *Principios de Ingeniería de Cimentaciones*. 4ta ed. México: Internacional Thomson Editores. 862 p.
- Delgado, A. (1986) *Influencia de las trayectorias de las tensiones de las arcillas expansivas y de los suelos colapsables en el laboratorio y en el terreno*. Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla.
- Dengo, G. (1947). *Informe geológico sobre el proyecto de Autopista Caracas-La Guaira*. Rev. Fomento, Caracas, 9-10(69): 133-154.
- Dengo, G. (1950). *Eclogitic and glaucophane amphibolites in Venezuela*. Am. Geophys. Union, Trans., 31(6): 873-878.
- Dengo, G. (1951). *Geología de la región de Caracas*. Bol. Geol., Caracas, 1(1): 39-115.
- Dengo, G. (1953). *Geology of the Caracas region*. Venezuela. Geol. Soc. Amer. Bull., 64(1): 7-40.
- Dudley, A. (1970) *Review of Colapsing Soils*. Journal of the Soils Mechanics and Foundations Division. Proc. Of the American Society of Civil Engineer.
- Dusenbury, A. N. y P. P. Wolcott (1949) *Rocas metamórficas cretácicas en la Cordillera de la Costa, Venezuela*. Asoc. Venez. Geol., Min. y Petrol., Bol. (Venezuela), 1: 17-26.
- Dusenbury, Jr., A. N. (1960) *The stratigraphy of the Cretaceous Temblador Group of the eastern Venezuela basin*. Asoc. Venez. geol., Min. y Petról., Bol. Inform., 3(9): 246-257.
- E.M.S Ingeniería C.A. (1985) *Estudio para el diagnostico, evaluación y reparación de los daños en las obras civiles de la urbanización Mata Redonda ubicada en Maracay Estado Aragua*. Caracas. 100 p.

- Fournier, H. (1999) *Estudio de los minerales de arcilla en la sección de Agua Blanca-Altigracia de Orituco. Estados Guárico y Miranda*. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Inédito.
- Feo-Codecido, G. (1962). *Contribución a la geología de Venezuela nor-central*. Asoc. Venez. Geol., Min. y Petrol., Bol. Inform., 5(5): 119-142.
- Gaines. (1997). *Dana's New Mineralogy*, 8th Edition. 1472 p.
- García de los Salmones L., F. Urbani y O. Contreras (1995) *Geología de la cuenca del río Tócome, Parque nacional El Avila, Caracas, Venezuela*. Bol. Geol. (M.E.M., Caracas), Public. Esp. 10, p. 279-286.
- Giesecking, J.E. (1939). *Mechanism of cation exchange in the montmorillonite-beidellite-nontronite type of clay minerals*. Soil Sci, 47, 1-14
- Girard, D. (1981) *Pétrologie de quelques séries spilitiques mésozoïques du domaine Caraïbe et des ensembles magmatiques de l'île de Tobago*. Univ. de Bretagne Occidentale, Brest, Tesis de doctorado de 3er. ciclo, 229 p.
- Girard, D., C. Beck, J. F. Stephan, R. Blanchet y R. C. Maury (1982) *Pétrologie, géochimie et signification géodynamique de quelques formations volcaniques crétaées péricaraïbes*. Bull. Soc. géol. France, ser 7, 24(3): 535-544.
- Grim, R. (1953). *Clay Mineralogy*. New York: Mc Graw Hill Book Company. 384 p.
- Grim, R. (1962). *Applied Clay Mineralogy*. New York: Mc Graw Hill Book Company. 422 p.
- González de Juana, C., J. M. Iturralde y X. Picard (1980). *Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas*. Ediciones Foninvés, Caracas, 1031 p.
- González, L. (1972). *Geología de la Cordillera de la Costa, zona centro occidental*. IV Cong. Geol. Venezolano, Caracas. Noviembre 1969, Memoria, Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp. 5, 3: 1589-1616.
- González S., L. y X. Picard, (1971) *San Juan de los Morros*. Ministerio de Energía y Minas, Dirección de Geología, hoja 6745, escala 1:100.000. Mapa geológico.
- González S., L. y X. Picard, (1972) *Sedimentación y aloctonía en el frente de montañas de Guárico*. Memoria VI Conferencia Geológica del Caribe, Margarita, p. 83-88.

- Hackley P., Urbani, F., Karlsen, A., and Garrity, C. (2005). *Geologic Shaded Relief Map of Venezuela*. U.S. Geological Survey, Open File Report 2005-1038. (<http://pubs.usgs.gov/of/2005/1038>)
- Heredia, J. (1984). *Comportamiento mecánico de suelos en la zona sur de Maracay*. Trabajo de Ascenso. Instituto Universitario de Tecnología Antonio José de Sucre
- Hernández, J. (2000). *Evolución y estado actual del sistema de referencia geocéntrico en Venezuela*. Trabajo no publicado. Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales. Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar. Caracas, Venezuela.
- Hedberg, H. D. (1931). *Mesozoic stratigraphy of northern South America*. 8th. Amer. Sci. Cong., U.S.A., 1940, Proc., 4: 195-227.
- Hess, H. H., J. C. and Maxwell (1949). *Geological reconnaissance of the Island of Margarita*, Geol. Soc. Am., Bull., 60(12): 1857-1868.
- Hoyer M., Wildermann E., Acuña G., Hernández J., Nahmens A. y Velandia J. (2000) *Determinación del geoide en Venezuela mediante la colocación de cuadrados mínimos*. Trabajo no publicado. Laboratorio de Geodesia Física y Satelital, Universidad del Zulia. Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar. Caracas, Venezuela.
- Humboldt, A. Von (1816-1832) *Viaje a las regiones equinocciales del Nuevo Continente*. Traducción en 5 tomos por L. Alvarado, E. Rohl y J. Nucete-Sardi, Biblioteca Venezolana de Cultura, Min. Educ. Nac., Caracas. Título original: "Voyages aux régions equinoxiales du Nouveau Continent, fait en 1799, 1800, 1801, 1802, 1803, 1804, par A1. de Humboldt et. A. Bompland, redige par Alexandre de Humboldt, avec un Atlas géographique et physiquer, en 13 volumes, que representan la segunda edición. Véase Tomo I, P. VII a IX para más detalles (3a Ed.: Monte Avila Edrs., 1985, 5 tomos)
- Hutchinson, A. G. (1939) *A note upon the Jurassic in Trinidad*, B. W. I.; p. 1243; en: Trinidad geological conference, April 18-27, 1939. Resúmenes: por H. D. Hedberg, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 23(8): 1238-1244.
- Instituto Nacional de Obras Sanitarias. (1980) Maracay. HI-14-15. Caracas. 41 x 60. Escala 1:5.000. Levantamiento Aerofotogramétrico.
- Jarvis, H. A. (1966). *Geología de la región río Pao - río Tiznados, estados Cojedes y Guárico, Venezuela*. Bol. Geol., Caracas, 8(15): 73-115

- Jenning, J. y Knight, J. (1975). *A guide to construction on or with materials exhibiting additional settlement due to collapse of grain structure*. Sixth Reg. Conf. for Africa on soil mechanics and foundation engineering. Durban. South Africa.
- Johnson, J. H. (1965) *Three lower cretaceous algae new to the Americas*. Jour. Paleont., 39(4): 719-720.
- Kehrer, L. (1937-a). *Algunas observaciones en capas cretáceas y precretáceas de las partes suroeste y central de Venezuela*. Bol. Geol. y Min., Caracas, 1(2-4): 49-73.
- Kehrer, L. (1937-b). *Some observations on Cretaceous and Precretaceous beds in the southwestern and northern parts of Venezuela*. Bol. Geol. y Min., Caracas, 1(2-4): 47-70 (ed. en inglés)
- Kohn, B. P., R. Shagam y T. Subieta. (1984) *Results and preliminary implications of sixteen fission-track ages from rocks of the western Caribbean Mountains System*. Geol. Soc. Amer. Memoir 162, p. 415-421.
- Konigsmark, T. A. (1965) *Geología del área de Guárico septentrional - Lago de Valencia, Venezuela*. Bol. Geol., Caracas, 6(11): 209-285.
- Kovach, A., P. M. Hurley y H. W. Fairbain. (1979). *Preliminary Rb/Sr whole rock dating of basement rocks from the Coast Range*. Bol. Asoc. Venez. Geol. Min. Petrol., 20(1-3): 86-89.
- Kugler, H. G. (1953) *Jurassic to Recent sedimentary environments in Trinidad*. Vereinig. Schweiz. Petr. Geol. und Ing. (Assoc. Suisse des Geol. et Ing. du Petrol.), Bull., 20(59): 27-60.
- Lambe, T.W. y Whitman, R.V. (1959) *The role of the effective stress in the behavior of expansive soils*. Quart. Of the Colo. Sch. Of mines, Vol. 54 (4): 33-66
- Lambe, T.W. y Whitman, R.V. (1974). *Mecánica de Suelos*. Editorial Limusa. Mexico. 582 pp.
- Laubscher, H. P. (1955). *Structural and petrogenetic aspects of the Baruta area in the Venezuelan Coast Range*. Eclog. Geol. Helv., 48(2): 329-344.
- Liddle, R. A. (1928). *The geology of Venezuela and Trinidad*. J. P. Mc.Gowan, Fort Worth, Texas, 552 p.
- Liddle, R. A., (1946). *The geology of Venezuela and Trinidad*. 2nd. Ed., Paleont. Res. Inst., Ithaca, N. Y., 890 p.

- Lindgren, W. (1919). *Mineral Deposits*. Mc Graw-Hill Book Company INC. Second Edition. New York.
- López, V. M. (1942-a) *Geología del Valle de Valencia*. Rev. de Fomento (Venezuela), 4(45-46): 47-72.
- López, V. M., (1942-b) *Geología de la región comprendida entre Boca Chica y La Puerta, y estudios de los yacimientos minerales de Santa Isabel, estados Aragua y Guárico*. Rev. Fomento, Caracas, 4(47): 41-74.
- López, L. y otros (1998). *Interacción entre la materia orgánica y sedimentos del lago de Valencia, Venezuela*. UCV. Facultad de ciencias. Instituto de ciencias de la tierra. 99 Páginas
- Loubet, M., B. Lambert, C. Martín y R. Maury (1980) *Estudio petroquímico y geoquímica de las rocas volcánicas del Grupo Villa de Cura y Tiara en el sistema montañoso del Caribe, Venezuela*. 9a. Conf. Geol. Caribe, República Dominicana, Resúmenes, p. 41-42.
- Loubet, M. y otros. (1985). *Geochemical and geochronological constraints on the geodynamical development of the Caribbean chain of Venezuela*. En: A. Masce (Ed.), *Symposium Geodynamique des Caraïbes*, Edit. Technip, Paris, 1: 553-566.
- MacLachlan, J. C., R Shagam y H. H. Hess. (1960) *Geología de la región de La Victoria, estado Aragua, Venezuela*. Bol. Geol., Caracas, Public. esp. 3, 2: 676-684.
- Mackenzie, D. B. (1966) *Geología de la región norte-central de Cojedes*. Bol. Geol., Caracas, 8(15): 3-72.
- Manual de Instrucciones de Uso Cobra® GPS500. Versión en Español. © 2003 Cobra® Electronics Corporation. 6500 West Cortland Street. Chicago, IL 60707 USA
- Marcial, D. (1999). *Algunos aspectos sobre los fenómenos de adsorción y las propiedades de retención y transferencia en las arcillas expansivas*. Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela.
- Martín A., Rodríguez Y., Hoyer M., Hurtado E. y Borrego J. (1999) *Impacto de la implantación del nuevo datum oficial de Venezuela (SIRGAS – REGVEN) en las actividades geodésicas de PDVSA EPM*. Trabajo no publicado. Laboratorio de Geodesia Física y Satelital, Universidad del Zulia y PDVSA. Caracas, Venezuela.

- Maxwell, J. G. and G. Dengo. (1950) *Geología del área de Carúpano*. Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., 2(1): 149-162.
- Maxwell, J. C., and G. Dengo. (1951) *The Carúpano area and its relation to the tectonics of northeastern Venezuela*, Am. Geophys. Union, Tr., 32(2): 259-266.
- Mencher E., K. F. Dallmus; H. J. Fichter; C. González de Juana; R. L. Ponte; H. H. Renz y P. Schumacher, 1951. *Cuadro de correlación de las formaciones geológicas de Venezuela*. En: Texto de las monografías presentadas en la Convención Nacional del Petróleo. Ofic. Técn. Hidrocarb., Min. Minas e Hidrocarb., Caracas (en castellano e inglés) Reimpreso, 1950 en: Bol. Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., 2: 182. Reimpreso, 1951 en: Petrol. Interam., 9:(12): 26-29.(en castellano e inglés); 1953: en Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 37(4): 774-775.
- Menéndez, V. de V., A., (1965) *Geología del área de El Tinaco, centro norte del Estado Cojedes, Venezuela*. Bol. Geol., Caracas, 6(12): 417-543.
- Menéndez, V. de V., A., (1966) *Tectónica de la parte central de las Montañas Occidentales del Caribe, Venezuela*. Bol. Geol., Caracas, 8(15): 116-139.
- Mikalaukas, B. (1966). *Estudio experimental sobre arcillas expansivas*. Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela.
- Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales Renovables, Servicio Autónomo de Geografía y Cartografía Nacional (1991) Lago de Valencia. 6646. Caracas. 41 x 60. Escala: 1:100.000. Mapa Topográfico.
- Ministerio de Agricultura y Cría, Oficina Nacional de Catastro de Tierras y Aguas (1999) Maracay-SE. 6646-I-SE. Caracas. 41 x 60. Escala: 1:25.000. Ortofotomapa.
- Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales Renovables, Servicio Autónomo de Geografía y Cartografía Nacional (1974) Maracay-SE. 6646-I-SE. Caracas. 41 x 60. Escala: 1:25.000. Mapa Topográfico.
- Moore, D.M. & R.C. Reynolds Jr. (1989) *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Oxford University of Press, Oxford, 332 pp.
- Morgan, B. (1969). *Geología de la región de Valencia, Venezuela*, Bol. Geol., Caracas, 10(20): 3-136.

- Muñoz C., A. (1988). *Estudio Hidrogeológico y régimen de aguas subterráneas del acuífero de Maracay*. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Inédito.
- Navarro, E. (1983). *Geología y petrogénesis de las rocas metavolcánicas del Grupo de Villa de Cura*. Geos, UCV, Caracas, (28): 170-317.
- Navarro, E., (1985). *Geoquímica de las lavas piroxénicas del Grupo de Villa de Cura*. Mem. VI. Congr. Geol. Venezolano, 3: 1944-1964.
- Navarro, E., M. Ostos y F. Yoris. (1987). *Revisión y redefinición de las formaciones: El Carmen, Santa Isabel, El Chino, El Caño, Escorzonera y Garrapata, Venezuela Norte Central*. 1ras. Jornadas de Investigación en Ingeniería, UCV, Caracas, Memorias, p. 64-70.
- Navarro, E., M. Ostos y F. Yoris. (1988). *Revisión y redefinición de unidades litoestratigráficas y síntesis de un modelo tectónico para la evolución de la parte Norte - Central de Venezuela durante el Jurásico medio - Paleógeno*. Acta Científica Venezolana, 39: 427-436.
- Nicklas, M., (1953). *Las formaciones terciarias en la cuenca de Guarenas-Guatire*, Soc. Cienc. Nat. La Salle (Venezuela), Mem., 13(36): 369-376.
- Nicklas, M., (1957). *El conglomerado del río Lagartijo y su posible correlación estratigráfica*. Soc. Cienc. Nat. La Salle, Mem. 17(36): 85-92.
- Novoa, E. y Rodríguez, C. (1990). *Geología de una zona ubicada al norte de la ciudad de Maracay, Aragua*. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Inédito. 121 p.
- Oficina Técnica Ingeniero José V. Heredia T. y Asociados C.A. (1990) *Estudio de Suelos para iglesia en Av. Principal de Mata Redonda y La Punta – Maracay*. Maracay. Tomo XLIX. Referencia: ESTSU-528990
- Oficina Técnica Ingeniero José V. Heredia T. y Asociados C.A. (1990) *Estudio Preliminar. Urbanismo en el sector el Indio. Brisas del Lago. Maracay – Aragua*. Maracay. Tomo XLIX. Referencia: ESTSU-528390
- Oficina Técnica Ingeniero José V. Heredia T. y Asociados C.A. (1997) *Construcción de pared lindero en Arcometal. Zona Industrial La Hamaca. Maracay – Aragua*. Maracay. Tomo CLXXIII. Referencia: ESTSU-1290397.

- Oficina Técnica Ingeniero José V. Heredia T. y Asociados C.A. (1990) *Estudio de Suelos Urbanización 13 de enero. Maracay – Aragua*. Maracay. Tomo XLIV. Referencia: ESTSU-525390.
- Oficina Técnica Ingeniero José V. Heredia T. y Asociados C.A. (1992) *Estudio de Suelos. Desarrollo habitacional en Urbanización La Punta. Maracay – Aragua*. Maracay. Tomo LXXIII. Referencia: ESTSU-744492.
- Oficina Técnica Ingeniero José V. Heredia T. y Asociados C.A. (2005) *Registros de Perforación. Proyecto de Construcción de un Dique en la Primera Transversal de la Urbanización La Punta – Mata Redonda, ubicada al Sur de la ciudad de Maracay – Estado Aragua*. Inédito.
- Ostos, M., (1981) *Geología de una zona ubicada entre la autopista Caracas - La Guaira y el estribo Galindo, Parque Nacional El Avila, D.F.* UCV, Escuela de Geología, Trabajo de ascenso, 279 p.
- Ostos, M. y E. Navarro, (1986) *Faja de Villa de Cura. ¿Realmente un complejo de arco de isla alóctono?*. Mem. VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 10: 6615-6637.
- Ostos, M., E. Navarro y F. Yoris, (1987-a) *Revisión y redefinición de las formaciones Las Brisas y Las Mercedes del Grupo Caracas. Sistema Montañoso del Caribe. Definición de la Unidad Litodémica de Corrimiento la Costa*. 1ras. Jornadas de Investigación en Ingeniería, UCV, Caracas, p. 71-76.
- Ostos, M., (1987-b) *Texturas de cizalla en la Formación Peña de Mora, Cordillera de la Costa, Venezuela*. Mem. 1ras. Jornadas Investg. Ingeniería, UCV, Caracas, p. 102-105.
- Ostos, M., (1987-c) *Transporte tectónico de la Formación Peña de Mora, parte central de la Cordillera de la Costa, D.F.* Mem. 1ras. Jornadas Investg. Ingeniería, UCV, Caracas, p. 106-109.
- Ostos, M., E. Navarro y F. Urbani, (1989) *Edad Rb/Sr. del augengneis de Peña de Mora, Cordillera de la Costa*. Mem. VII Congreso Geológico Venezolano, Barquisimeto, 1:127-136.
- Ostos, M. (1990) *Evolución tectónica del margen Sur-Central del caribe basado en datos geoquímicos*. Geos, Caracas, (30): 1-294.
- Oxburgh, E. R., (1965) *Geología de la región oriental del Estado Carabobo, Venezuela*. Bol. Geol., Caracas, 11: 113-208.

- Peeters, L. (1968) *Origen y evolución de la cuenca del lago de Valencia, Venezuela*. Caracas. Instituto para la conservación del lago de Valencia. 66 p.
- Peeters, L. (1981) *Geomorphology of the northern aggradation plain of the Lake Valencian Basin* (Venezuela) *Geo. Eco. Trop.*, 5 (1): 13-28
- Piburn, M. D. (1968) *Metamorfismo y estructura del grupo Villa de Cura, norte de Venezuela*. *Bol. Geol.*, Caracas, 9(18): 183-290.
- Rodríguez, D. (1972) *Geología de la región de Choroní - Colonia Tovar y lago de Valencia* (Resumen y mapa) *Bol. Geol.*, Caracas, Public. esp. 5, 3: 1783-1784.
- Rodríguez, C. E. (1984) *Geología de la zona situada al oeste de San Casimiro, estado Aragua*. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Inédito. 133 p.
- Rutten, L. (1931) *On rocks from the Caribbean coast range (northern Venezuela), between Puerto Cabello-La Cumbre and between La Guaira-Caracas*. *Konink. Akad. Wetenschap. Amsterdam, Proc.*, 34(7): 828-841.
- Sabino, I. y F. Urbani. (1995) *Geología del flanco sur del pico Naiguatá, Parque Nacional El Ávila, estado Miranda, Venezuela*. *Bol. Geol.*, Caracas, Public. esp. 10, p. 287-296.
- Sagna, I., R. Montigny, F. Urbani y M. Loubet, 1988. *K-Ar ages of igneous rocks from the Caribbean chain of Venezuela* (Resumen) *Chemical Geology*, 70(1-2): 15.
- Sandoval, M. E. (2000). *Diagénesis de Areniscas*. Caracas, U.C.V. Consejo de Desarrollo Científico y Humanístico. 414 p.
- Santamaría, F. y C. Schubert, 1974. *Geochemistry and geochronology of the Southern Caribbean - Northern Venezuela plate boundary*. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 85(7): 1085-1098. Versión en español: *Bol. Inf. Asoc. Venez. Geol. Min. Petrol.*, 18(1): 1-38, 1975.
- Schofield, A. N. (1935) *The pF of the water in soil*. *Trans. 3rd Int. Cong. Soil Science*. Vol. 2: 37-48
- Schurmann, H. M. E. (1950) *Glaukophangesteine aus Venezuela*. *Neues Jahrb. Min. Monatshefte*, 7: 145-156.
- Shagam, R. (1960) *Geología de Aragua central (Venezuela)* III Cong. Geol. Venez., Caracas, 1959, 2: 574-675.

- Shagam, R. (1960) *Geology of central Aragua, Venezuela*. Geol. Soc. Amer., Bull., 71(3): 249-302.
- Seiders, V. M. (1965) *Geología de Miranda central, Venezuela*. Bol. Geol., Caracas, 6(12):289-416.
- Skoog, D. y Leary, J. (1998) *Análisis Instrumental*. 4^{ta} Edición. Editorial McGraw-Hill. Madrid, España.
- Smith, R. J. (1952) *Geología de la región de Los Teques - Cúa*. Bol. Geol., Caracas, 2(6): 333-406.
- Smith, R. J. (1953) *Geology of the Los Teques-Cúa region, Venezuela*, Geol. Soc. Am., Bull., 64(1): 41-64.
- Stalhuth, G. (1965) *Trabajo de investigación sobre arcillas expansivas*. Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela.
- Sueiro, R. y Urbina, L. (2005). *Petrografía y Geoquímica de las rocas de la Serranía del Litoral*. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Inédito. 343 pp.
- Talukdar, S. y D. Loureiro. (1982) *Geología de una zona ubicada en el segmento norcentral de la Cordillera de la Costa, Venezuela: metamorfismo y deformación. Evolución del margen septentrional de Suramérica en el marco de la tectónica de placas*. Geos, Caracas, (27): 15-76.
- Ugas, C.T. (1985) *Ensayos de Laboratorio en Mecánica de Suelo. Discusión-Evaluación y Procedimiento*. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, IMME. 3ra edición, Caracas, 275 p.
- Universidad Central de Venezuela, Departamento de Geología. (2002) Maracay-NE. 6646-I-NE. Caracas. 41 x 60. Escala: 1:25.000. Mapa Geológico
- Universidad Central de Venezuela, Departamento de Geología. (2002) Mariara. 6646-I-NO. Caracas. 41 x 60. Escala: 1:25.000. Mapa Geológico
- Universidad Central de Venezuela, Departamento de Geología. (2002) Maracay-SE. 6646-I-SE. Caracas. 41 x 60. Escala: 1:25.000. Mapa Geológico.
- Universidad Central de Venezuela, Departamento de Geología. (2002) San Vicente. 6646-I-SO. Caracas. 41 x 60. Escala: 1:25.000. Mapa Geológico.

- Urbani, F., (1969) *Primera localidad fosilífera del Miembro Zenda de la Formación Las Brisas: Cueva del Indio, La Guairita, estado Miranda*. Bol. Inf., Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., 12(11): 417-423.
- Urbani, F. y A. Quesada. (1972) *Migmatitas y rocas asociadas del área de La Sabana. Cordillera de la Costa*. Bol. Geol., Caracas, Publ. esp. 5, 4: 2375-2400.
- Urbani, F., (1973) *Notas sobre el hallazgo de fósiles en rocas metamórficas de la parte central de la Cordillera de la Costa*. Bol. Inf., Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., 16(4-6): 41-54.
- Urbani, F., (1982) *Comentarios sobre algunas edades de las rocas de la parte central de la Cordillera de la Costa*. Geos, UCV, Caracas, (27): 77-85.
- Urbani, F., (1983) *Las rocas graníticas del área de Las Trincheras - Mariara, estado Carabobo* (Resumen) Acta Científica Venezolana, 34(supl. 1): 93.
- Urbani, F., (1987) *El Granito de Guaremal, estado Carabobo* (Resumen) 37a. Convención Anual de ASOVAC, Maracaibo, Resúmenes, p. 79.
- Urbani, F., R. Sánchez y J. Silva, (1988) *Geología de dos geotransversales de la Cordillera de Costa. Parte 1: Geología de la región de La Sabana - Cabo Codera - Capaya. D.F. y Miranda*. Bol. Geociencias, UCV, Caracas, (12): 1 - 122.
- Urbani, F. y M. Ostos, (1989-a) *El Complejo Ávila, Cordillera de La Costa, Venezuela*. Geos, UCV, Caracas, (29): 205-217.
- Urbani, F., (1989-b) *El Gneis de Cabriales, Carabobo, Venezuela*. Geos, UCV, Caracas, (29): 276 - 277.
- Urbani, F., O. Contreras y F. Barrios, (1989-c) *Geología de dos geotransversales de la Cordillera de la Costa. Parte 4. Geología de la región de El Palito - Valencia - Mariara*. Carabobo. Bol. Geociencias, UCV, Caracas, (16): 1 – 128
- Urbani, F., O. Contreras y F. Barrios, (1989-d) *Reconocimiento geológico de la región de El Palito - Valencia - Mariara - Carabobo*. Mem. VII Congreso Geológico Venezolano, Barquisimeto, 1: 175-198.
- Urbani, F., J. Silva y R. Sánchez, (1989-e) *Reconocimiento geológico de la región de La Sabana - Cabo Codera - Capaya, D.F. y Miranda*. Mem. VII Congreso Geológico Venezolano, Barquisimeto, 1: 223-244.

- Urbani, F., R. Sánchez y J. Silva, (1989-f) *Reconocimiento geológico de la región de La Sabana - Caruaó, Distrito Federal y estado Miranda*. Mem. VII Congreso Geológico Venezolano, Barquisimeto, 1: 223-243.
- Urbani, F., A. Chirinos y M. Marquina, (1990) *Geología del área de Guatopo - El Guapo. Estado Miranda y Guárico. Parte 1: Grupo Villa de Cura*. Revista de la Facultad de Ingeniería, UCV, Caracas, 5(1): 96-124.
- Urbani, F., (1991) *Geología del área de Guatopo - El Guapo, estados Miranda y Guárico. Parte 2. Formación Las Hermanas y Complejo Apa*. Revista de la Facultad de Ingeniería, UCV, Caracas, 6(1): 5-52.
- Urbani, F., R. Alezones, G. Arostegui, J. A. Chaparro, H. del Castillo, A. López, G. López, C. Machillanda, A. Manrique, C. Milian, M. Núñez, E. Ochoa, J. Quintero, D. Rivas, R. Uzcátegui y C. Villanta. (1997) *Variación del contenido de dolomita en los mármoles de la parte central de la Cordillera de la Costa, D.F. y estado Miranda, Venezuela*. Mem. VIII Congr. Geol. Venezolano, en prensa.
- Urbani, F. (2000). *Revisión de las unidades de rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera de la Costa, Venezuela*. Geos, UCV, Caracas, 33: 1-170.
- Urbani F. & J. A. Rodríguez. (2004). *Atlas geológico de la Cordillera de la Costa, Venezuela*. Edic. Fundación Geos, UCV, Caracas, ix + 146 mapas a escala 1:25.000.
- Uzcátegui & J. Baena, (1997). *Cartografía geológica de flanco sur del macizo de El Ávila desde Maripérez hasta Izcaragua, Cordillera de la Costa, D.F. y estado Miranda, Venezuela*. Memorias VIII Congreso Geológico Venezolano, Caracas, en prensa.
- Vignali, M. (1979). *Estratigrafía y estructura de las cordilleras metamórficas de Venezuela oriental (Península de Araya - Paria e isla de Margarita)*. Geos, Caracas, (25): 19-66.
- Van Berkel, D. (1988). *Estudio geológico del área de Táchata - Altagracia de la Montaña, estado Miranda*. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Inédito. 152 p.
- Van Berkel, D., M. Ostos y F. Yoris (1989). *Geología del área ubicada entre las poblaciones de Táchata y Altagracia de la Montaña, estado Miranda*. Geos, Caracas, 29: 97-107.

- Wall, G. P. (1860). *On the geology of a part of Venezuela and of Trinidad*. Geol. Soc. London, Quart. Jour., 16: 460-470.
- Wehrmann, M. (1972). *Geología de la región de Guatire-Colonia Tovar*. Cong. Geol. Venez. IV, Noviembre de 1969. Caracas, Mem. Bol. Geol. Caracas. Publ. Esp. 5, IV: 2093-2119
- Wildermann, E., y otros. (1999). *Una comparación de diferentes sistemas verticales en Venezuela*. Trabajo no publicado. Laboratorio de Geodesia Física y Satelital, Universidad del Zulia, Maracaibo. Instituto Geográfico de Venezuela "Simón Bolívar", Caracas.
- Wolcott, P. P., (1943). *Fossils from metamorphic rocks of the Coast Range of Venezuela*. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 27: 1632.

Sitios Web

- Agencia Bolivariana de Noticias. <http://www.abn.info.ve>
- ASTM International. <http://www.astm.org>
- Código Geológico de Venezuela. <http://www.pdv.com/lexico>
- Home of the International Centre for Diffraction Data. <http://www.icdd.com>
- Mineral Database. <http://www.mindat.org>
- Mineralogy Database. <http://www.webmineral.com>
- Usos de la “tierra de diatomeas”.
<http://www.iamericana.com.ar/Diatomea.htm>

Apéndice

¿Qué es y cómo funciona el GPS?

El GPS ("Global Positioning System") es un sistema capaz de localizar de manera permanente (24 horas sobre 24) cualquier objeto sobre la superficie del globo terrestre. Para esto, utiliza señales emitidas en forma continua por una constelación de 24 satélites NAVSTAR del Departamento de Defensa de los Estados Unidos de Norteamérica. Los satélites GPS siguen órbitas circulares a una altitud de 17.500 km (10.900 millas), con un período de 12 horas. Las órbitas tienen una inclinación de 55 grados con respecto al ecuador terrestre, para asegurar la cobertura de las regiones polares. Los satélites, alimentados por celdas solares, ajustan su orientación de manera constante para apuntar los paneles solares hacia el Sol y la antena hacia la Tierra. Cada uno de los 24 satélites, ubicados en seis planos orbitales, da la vuelta a la Tierra dos veces al día.

Las señales enviadas por los satélites son captadas por el receptor GPS que muestra la posición geográfica del lugar donde se encuentra el observador. Esto es posible desde el momento en que el receptor capta al mismo tiempo por lo menos tres satélites. Para estimar una altura se necesita recibir las señales de por lo menos 4 satélites.

¿Qué es un dato (datum) de mapa?

Los mapas son en esencia cuadrículas que se crean a partir de un punto de referencia inicial, llamado "dato" o "datum". Muchos de los mapas que se utilizan en la actualidad fueron creados hace varias décadas. Con el paso de los años, la tecnología nos ha permitido mejorar nuestras habilidades topográficas y crear mapas

más exactos. Sin embargo, persiste la necesidad de adaptar los receptores GPS al uso con mapas antiguos.

La mayoría de las cartas y mapas de navegación indican el dato o punto de referencia inicial. Los receptores incluyen cientos de datos de mapa, permitiendo que usted seleccione aquél que corresponde a su mapa. Los datos de mapa más usuales en Estados Unidos son el Sistema Geodésico Mundial de 1984 (WGS 84), el Dato Norteamericano de 1983 (NAD 83) y el Dato Norteamericano de 1927 (NAD 27).

El uso de un dato de mapa que no corresponde a la carta que está utilizando puede provocar diferencias significativas en la información de posición. Los errores pueden estar en el orden de cientos de metros o hasta kilómetros.

¿Porque usar el geoide PSAD56 en vez de WGS84 o SIRGAS-REGVEN (GRS80)?

En Venezuela el datum geodésico vigente hasta el 1° de abril de 1999 fue La Canoa – Hayford o PSAD-56 (Provisional South American 1956). A partir de esa fecha el datum oficial de Venezuela es SIRGAS – REGVEN. El Sistema de Referencia Geodésico Nacional, lo materializa la Red Geocéntrica Venezolana REGVEN, en sustitución de la red de triangulación nacional de primer orden.

Los mapas utilizados para la realización de este trabajo, tienen fechas comprendidas entre 1969 y 1991. Para su realización, el personal del IGVSb, utilizó el geoide de referencia PSAD56 debido a que era el estándar para ese momento en el país. Por lo tanto, ajustar el GPS al geoide WGS84 representa un error en las posiciones de varios metros, mientras que el ajuste a PSAD56 garantiza una mayor exactitud en las posiciones tomadas.

Ensayo de SPT

Según la Norma ASTM D-1586-99, el ensayo del SPT (Standard Penetration Test), consiste en dejar caer un martillo de 63,5 Kg, sobre un cabezal desde una altura constante de 0,76 m mediante un mecate de 7/8 pulgadas, que se encuentra enrollado a una carreta, a una rata de 30 golpes por minuto, siendo el número de golpes para hincar los últimos 0,30 m de cada intervalo de 1,00 m la resistencia a la penetración normal (N_{SPT}). Los primeros 0,55 m de cada intervalo de 1,00 m se realizan con un ensanchador y no se consideran para el SPT. En los siguientes 0,45 m, los primeros 0,15 m de penetración no se toman en cuenta por considerarse no representativos, debido a factores como el derrumbe de las paredes de la perforación con la progresiva acumulación de material.

El procedimiento de ensayo consiste en:

- Seleccionar el punto de ensayo.
- Para cada intervalo de 1,00 m se debe:
 - Limpiar con ensanchador hincando la barra hasta una profundidad de 0,55 m.
 - Recuperar los siguientes 0,45 m, hincando la barra a percusión hasta el final del intervalo de 1,00 m, y anotando los números de golpes del martillo al cabezal para cada 0,15 m, hasta que ocurra uno de los siguientes casos:
 - Un total de 50 golpes se han aplicado durante cualquiera de los tres incrementos de 0,15 m.
 - Un total de 100 golpes se han aplicado.
 - No se registra ningún adelanto del muestreador durante la aplicación de 10 golpes sucesivos con el martillo.
 - El muestreador avanza los 0,45 m completos sin que ocurra alguno de los límites de golpes descritos anteriormente.

- Repetir hasta completar la profundidad deseada, para cada metro de perforación.

La recuperación de la muestra, es decir a partir del metro 0,55, hasta el metro 1,00 de avance (después de haber limpiado de 0,55 m), debe hacerse contando los golpes. El número de golpes necesarios para hincar la barra los últimos 0,30 m se conoce como resistencia a la penetración N_{SPT} .

Numero de Penetración Estándar, N	Consistencia	Resistencia a compresión no confinada, q_u (KN/m ²)
0-2	Muy blanda	0-25
2-5	Blanda	25-50
5-10	Medio firme	50-100
10-20	Firme	100-200
20-30	Muy firme	200-400
>30	Dura	>400
Apéndice 1. Relación entre N_{SPT} y consistencia		

Valores de Cohesión y Compacidad

Arenas y Gravallas

Nº de golpes	Compacidad	Angulo Frico
0	Muy suelta	25
1	Muy suelta	25
2	Muy suelta	25
3	Muy suelta	25
4	Muy suelta	25
5	Suelta	27
6	Suelta	27
7	Suelta	28
8	Suelta	28
9	Suelta	29
10	Suelta	29
11	Media	30
12	Media	30
13	Media	31
14	Media	31
15	Media	31
16	Media	31
17	Media	32
18	Media	32
19	Media	32
20	Media	32
21	Media	33
22	Media	33
23	Media	33
24	Media	33
25	Media	34
26	Media	34
27	Media	34
28	Media	34
29	Media	35
30	Media	35
31	Densa	35
32	Densa	35
33	Densa	35
34	Densa	35
35	Densa	36
36	Densa	36
37	Densa	36
38	Densa	36
39	Densa	36
40	Densa	36
41	Densa	37
42	Densa	37
43	Densa	37
44	Densa	37
45	Densa	37
46	Densa	38
47	Densa	38
48	Densa	38
49	Densa	38
50	Densa	38
>50	Muy densa	38-43

Limos y Arcillas

Nº de golpes	Consistencia	Cohesión Kg/cm ²
0	Muy blanda	0.25
1	Muy blanda	0.25
2	Muy blanda	0.25
3	Blanda	0.38
4	Blanda	0.50
5	Media	0.63
6	Media	0.75
7	Media	0.88
8	Media	1.00
9	Semidura	1.14
10	Semidura	1.29
11	Semidura	1.43
12	Semidura	1.57
13	Semidura	1.71
14	Semidura	1.86
15	Semidura	2.00
16	Dura	2.13
17	Dura	2.26
18	Dura	2.39
19	Dura	2.53
20	Dura	2.67
21	Dura	2.80
22	Dura	2.93
23	Dura	3.07
24	Dura	3.20
25	Dura	3.33
26	Dura	3.47
27	Dura	3.60
28	Dura	3.73
29	Dura	3.86
30	Dura	4.00
>30	Rígida	4.00

Apéndice 2. Valores de cohesión y compacidad. Tomado de Acero, M. y Domínguez, J. (2005), original de Ingenieros De Santis, C.A.

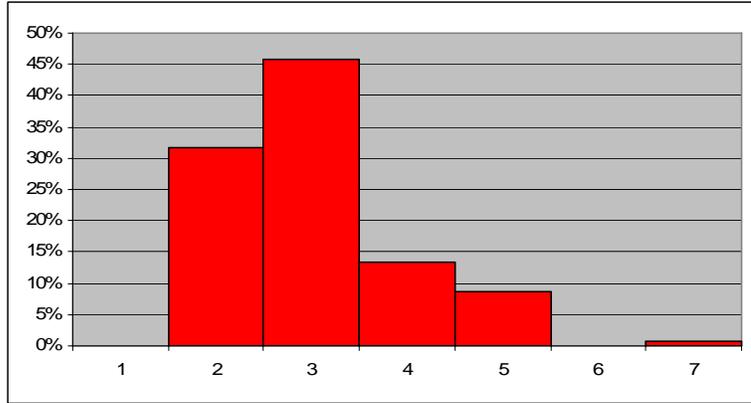
Datos granulométricos

Los datos granulométricos recolectados de los ensayos de granulometría aplicados a las muestras revelan que, más de $\frac{2}{3}$ de los sedimentos que componen las muestras pasan el tamiz N° 10.

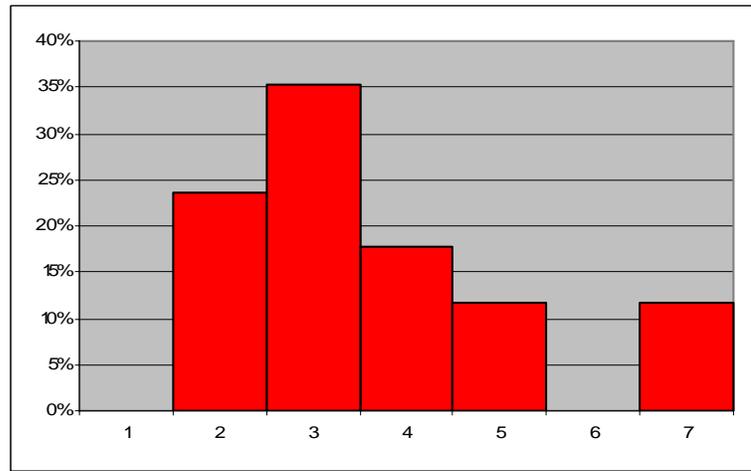
Clases	Intervalo de tamices que representa (N°)
1	< 10
2	10
3	40
4	70
5	140
6	200
7	Pasante 200

Apéndice 3. Clases granulométricas

Capa A.

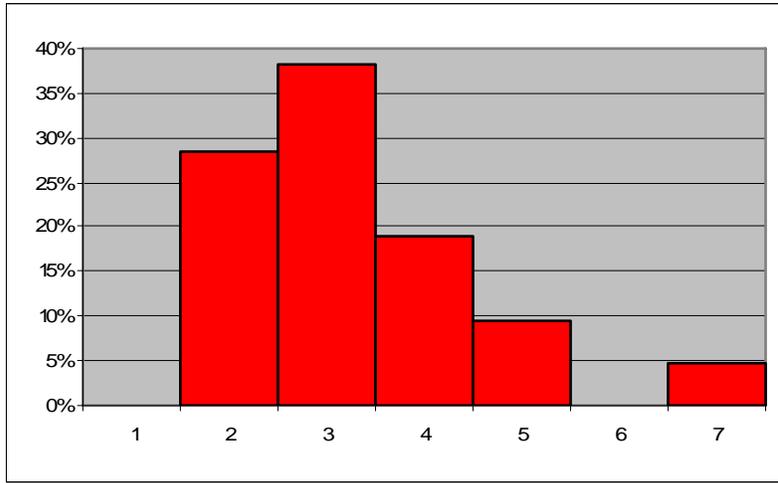


Muestra: A-270705-002

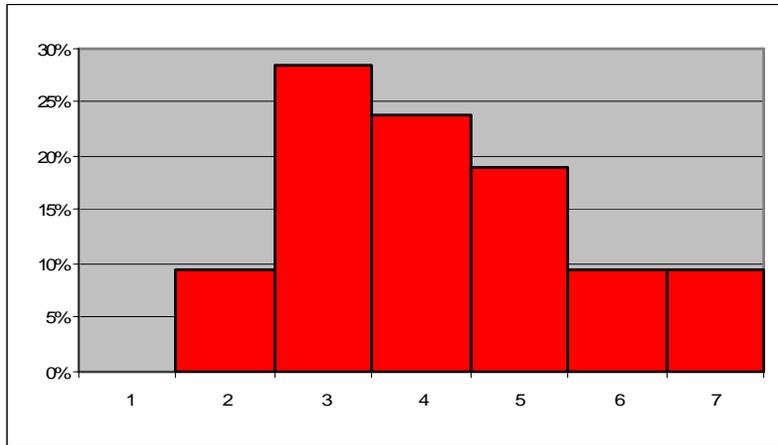


Muestra: A-280705-001

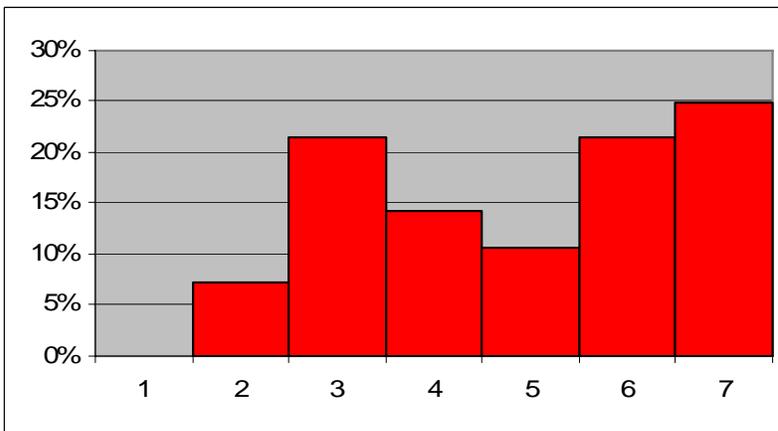
Capa B



Muestra: B-270705-003

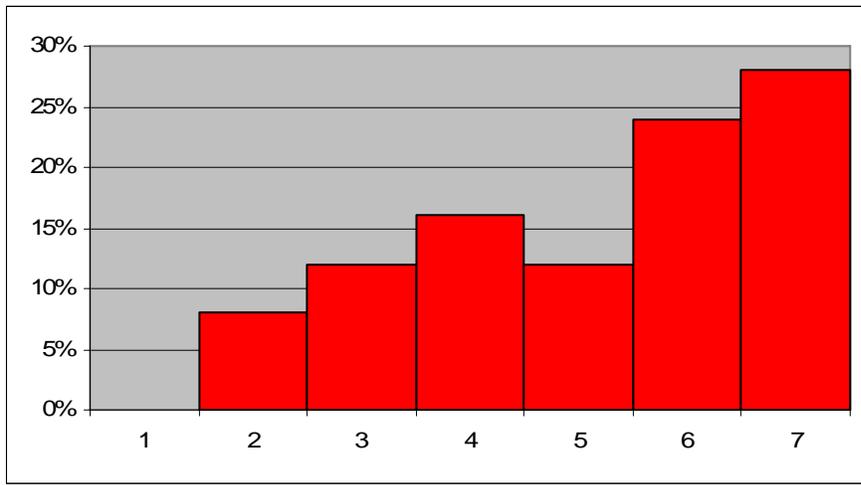


Muestra: B-270705-004

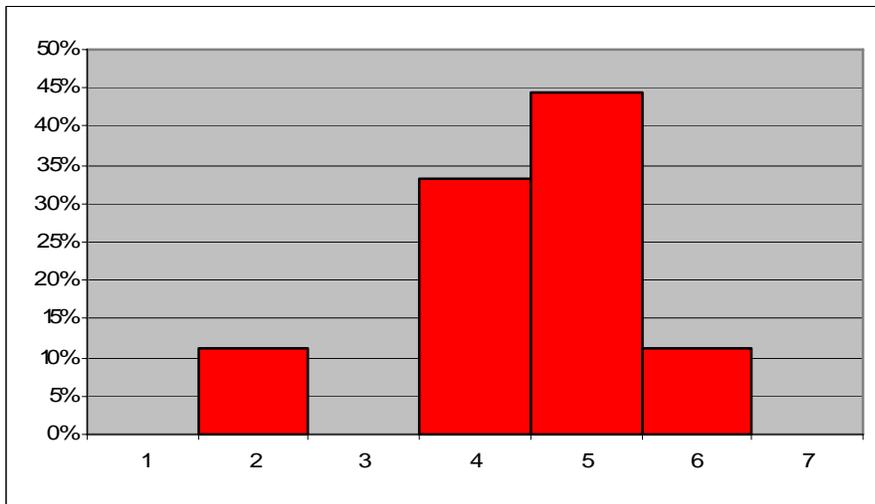


Muestra: B-270705-005

Capa C



Muestra: C-280705-002



Muestra: C-270705-006