

**INFLUENCIA DE LOS PROCESOS DE METEORIZACIÓN EN LA ESTRUCTURA DEL
SUELO Y LA ESTABILIDAD DE TALUDES**

DAVID ERNESTO AGUDELO BENAVIDES



PONTIFICIA UNIVERSIDAD JAVERIANA

FACULTAD DE INGENIERÍA

DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL

BOGOTÁ, COLOMBIA

DICIEMBRE DE 2012

FIRMA

FECHA

**INFLUENCIA DE LOS PROCESOS DE METEORIZACIÓN EN LA ESTRUCTURA DEL
SUELO Y LA ESTABILIDAD DE TALUDES**

DAVID ERNESTO AGUDELO BENAVIDES



PONTIFICIA UNIVERSIDAD JAVERIANA

FACULTAD DE INGENIERÍA

DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL

BOGOTÁ, COLOMBIA

DICIEMBRE DE 2012

**INFLUENCIA DE LOS PROCESOS DE METEORIZACIÓN EN LA ESTRUCTURA DEL
SUELO Y LA ESTABILIDAD DE TALUDES**

TRABAJO DE GRADO PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL

DAVID ERNESTO AGUDELO BENAVIDES

DIRECTOR

CARLOS EDUARDO RODRÍGUEZ PINEDA

INGENIERO CIVIL, PhD, MG, MSc, DIC

PONTIFICIA UNIVERSIDAD JAVERIANA

FACULTAD DE INGENIERÍA

DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL

BOGOTÁ, COLOMBIA

DICIEMBRE DE 2012

REGLAMENTO DE LA PONTIFICIA UNIVERSIDAD JAVERIANA

Art. 23 de la resolución No. 13 del 6 de Julio de 1964

“La Universidad no se hace responsable por los conceptos emitidos por sus alumnos en sus trabajos de tesis. Solo velará porque no se publique nada contrario al dogma y la moral católica y porque las tesis no contengan ataques o polémicas puramente personales; antes bien, se ve en ellas el anhelo de buscar la verdad y la justicia”.

AGRADECIMIENTOS.

A mis padres que me dieron la grandiosa oportunidad de estudiar en esta Universidad y por lo tanto, sin la colaboración de ellos, éste trabajo nunca se hubiera desarrollado, a mis compañeros por su grandiosa colaboración en el desarrollo de este trabajo.

Al Ingeniero Carlos Eduardo Rodríguez, director de éste trabajo por su guía, consejos y llamados de atención, sin los cuales, no hubiera terminado nunca este trabajo de grado, y en especial, por su confianza depositada en mi para el desarrollo de éste documento.

En especial a Oscar Caballero, colega y gran amigo que me guio con muchos y muy grandes consejos y aportes al desarrollo de éste proyecto de grado, en especial por su tiempo, paciencia y gran colaboración no sólo en este trabajo sino en toda la carrera.

*Hubo un tiempo sin forma, una fusión
de basalto mordida de cristales
Con certeza hubo un río, un mar antiguo,
donde rodó la piedra.
También hubo un sismo, y otro sismo
Ahora cumplirá, en la mano cerrada,
La forma prometida.
Así, exacta,
se modeló la piedra*

José Saramago

(En: "Piedra corazón", de: "Piedra de Luna")



TABLA DE CONTENIDO

TABLA DE CONTENIDO	9
ÍNDICE DE TABLAS	12
ÍNDICE DE GRÁFICAS	14
1 INTRODUCCIÓN	18
1.1 OBJETIVOS	22
1.1.1 GENERAL:	22
1.1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS:	22
2 METEORIZACIÓN EN ROCAS	23
2.1 PROCESOS Y TIPOS DE METEORIZACIÓN	27
2.1.1 <i>Minerales comúnmente resultantes</i>	33
2.1.2 <i>Meteorización química</i>	34
2.1.3 <i>Meteorización física o mecánica</i>	44
2.1.4 <i>Fracturamiento por relajación de esfuerzos</i>	49
2.1.5 <i>Meteorización Biológica</i>	49
2.2 PERFILES DE METEORIZACIÓN	52
2.2.1 <i>Clasificación de Hong Kong</i>	53
2.2.2 <i>Clasificación de Dearman</i>	53
2.3 SUELOS RESIDUALES	54
2.3.1 <i>Clasificación de suelos residuales</i>	56
2.3.2 <i>Duracretos</i>	73
2.3.3 <i>Saprolito</i>	76
2.3.4 <i>Clasificación geotécnica formal de los suelos residuales sugerida por (Hoyos, 2004)</i>	77
2.3.5 <i>Estructuras heredadas</i>	81
2.3.6 <i>Suelos residuales especiales</i>	96
2.4 FACTORES QUE CONTROLAN LOS PROCESOS DE METEORIZACIÓN	99



2.4.1	<i>Exógenos</i>	100
2.4.2	<i>Endógenos</i>	106
2.5	TASAS DE METEORIZACIÓN	108
3	PROPIEDADES FÍSICAS Y MECÁNICAS DE SUELOS RESIDUALES	117
3.1	ESTRUCTURA DE LOS SUELOS RESIDUALES.....	117
3.1.1	<i>Textura</i>	117
3.1.2	<i>Fábrica</i>	119
3.2	RESISTENCIA AL CORTANTE.....	121
3.2.1	<i>Variación de la resistencia al cortante</i>	123
3.3	RESISTENCIA DE SUELOS RESIDUALES Y SAPROLITOS	127
3.4	FACTORES QUE AFECTAN EL COMPORTAMIENTO ESFUERZO-DEFORMACIÓN.....	129
3.4.1	<i>Historia de esfuerzos</i>	129
3.4.2	<i>Resistencia de los granos o partículas</i>	129
3.4.3	<i>Unión y cementación entre partículas (Microestructura)</i>	130
3.4.4	<i>Alteración o Remoldeo</i>	131
3.4.5	<i>Las estructuras heredadas y discontinuidades (Macro Estructura)</i>	133
3.4.6	<i>La anisotropía</i>	134
3.4.7	<i>La humedad</i>	135
3.5	LA SUCCIÓN	136
	<i>Influencia de la saturación parcial en los esfuerzos efectivos</i>	140
3.6	COMPRESIBILIDAD.....	142
3.7	CEDECENCIA.....	151
3.8	RELACIÓN DE VACÍOS	154
3.9	COMPACTACIÓN	160
3.10	PERMEABILIDAD	162
4	DESLIZAMIENTOS EN SUELOS RESIDUALES	167
4.1	FACTORES QUE LOS CONDICIONAN Y PRODUCEN LA FALLA.....	168
4.1.1	<i>Efectos de la meteorización</i>	169
4.1.2	<i>Factores que condicionan el comportamiento</i>	171
4.2	FACTORES QUE CONTROLAN LOS DESLIZAMIENTOS EN SUELOS RESIDUALES.....	178
4.2.1	<i>Factores geológicos</i>	180



4.2.1.3	FALLAS	182
4.2.2	<i>Clasificación De Los Movimientos En Masa</i>	188
4.3	ANÁLISIS SISTÉMICO DE LA ESTABILIDAD DE TALUDES EN SUELOS RESIDUALES (ANEXO).....	205
5	CONCLUSIONES	210
6	REFERENCIAS	212



ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1. Velocidad relativa de la escala de Polynov (1937) (Hudson, 1995).	24
Tabla 2.2 Estabilidad relativa según la formación mineralogía de la roca (Hunt, 2007).	29
Tabla 2.3 resumen de los principales procesos de meteorización química (McLennan, 1995).	42
Tabla 2.4 Resistencia de algunas rocas MPa (Duque, 2003).	47
Tabla 2.5 Clasificación de Hong Kong (Suárez J. , 2009).	53
Tabla 2.6 Clasificación de la asociación de conservación de los suelos de USA, (Hunt, 2007).	60
Tabla 2.7 Clasificación FAO, (Hoyos, 2004).	63
Tabla 2.8 Equivalentes aproximados de varias clasificaciones de suelos residuales tropicales (Hoyos, 2004)	67
Tabla 2.9 Sistema de clasificación de los suelos residuales (Wesley & Irfan, 1997).	71
Tabla 2.10 minerales /cristales típicos presentes en los duracretos (Selby, 1993).....	75
Tabla 2.11 Clasificación Formal de los suelos residuales (Hoyos, 2004).....	77
Tabla 2.12 Ejemplo de variación de algunas propiedades de la Dolerita y de la Granodiorita dependiendo el grado de meteorización (Price D. G., 2008).	84
Tabla 2.13 Propiedades típicas de los suelos tropicales lateríticos (Hoyos, 2004).	98
Tabla 2.14 Propiedades típicas de las arcillas tropicales negras (Hoyos, 2004).....	99
Tabla 2.15 factores tenidos en cuenta para el cálculo de la velocidad de meteorización en diferentes lugares (Duan, Hao, Xie, Zhoua, & Yea, 2002).	113
Tabla 2.16 tasas de Meteorización para diferentes tipos de suelos (Duan, Hao, Xie, Zhoua, & Yea, 2002).....	115
Tabla 2.17 Estabilidad electroquímica para diferentes tipos de suelos (Macías, Rodríguez, Camps, Camps, & Barreal, 2005).	116
Tabla 3.1 cambio de propiedades debido al remoldeo (Mirchell & Soga, 2005)	132
Tabla 3.2 Ensayos de corte directo sobre suelos anisotropicos (Sandroni 1985 en Fookes, 1985)	134
Tabla 3.3 escala de succión (Bujang, Toll, & Prasad, 2012).	136
Tabla 3.4 Esfuerzos de cedencia observados en suelos residuales (Hoyos, 2004).....	153
Tabla 3.5 Valores típicos de relación de vacíos de suelos residuales brasileños (Sandroni 1985b en Hoyos, 2004).	154



Tabla 3.6 Porosidad y permeabilidad de algunas rocas y suelos (Selby, 1993).	163
Tabla 3.7 permeabilidad relativa, resistencia relativa y RQD para perfiles de rocas ígneas y metamórficas (Hunt, 2007)	164
Tabla 3.8 Coeficiente de permeabilidad de algunos suelos residuales (Wesley L. , 2009).....	166



ÍNDICE DE GRÁFICAS

Gráfica 1.1. Tipos de deslizamiento en suelos residuales (Deere & Patton, 1971)	21
Gráfica 2.1 Energía en función de la activación. (http://www.kalipedia.com/fisica-quimica/tema/reacciones-quimicas/energia-calor-reaccion.html?x=20070924klpcnafyq_120.Kes&ap=0 el día 27/08/2012).....	24
Gráfica 2.2 Serie de Bowen http://www.efn.uncor.edu/departamentos/GeoBas/GeoGral/Clase%20de%20rocas%20iGNEAS.pdf EL 28/08/2012	26
Gráfica 2.3 representación esquemática del proceso de meteorización química (Geological Society Engineering Group Working Party Report, 1995)	30
Gráfica 2.4 procesos de meteorización.	32
Gráfica 2.5 Diagrama ternario de (A-CN-K) y (A-CN-K-FM), (McLennan, 1995).....	33
Gráfica 2.6 Disolución de una Halita en agua (Thompson & Turk, 1997).	36
Gráfica 2.7 Etapas del proceso de meteorización (Suárez J. , 2009)	37
Gráfica 2.8 Diagrama climático de regiones e intensidad de varios tipos de meteorización (Hunt, 2007) ..	39
Gráfica 2.9 Resistencia a la meteorización y la intensidad de lixiviación para varios tipos (grupos) de minerales en los suelos Ejemplos de procesos químicos (Randall, 2005).	42
Gráfica 2.10 Procesos de meteorización Física (Geological Society Engineering Group Working Party Report, 1995).....	44
Gráfica 2.11 Fracturas debidas a ciclos de expansión y contracción debida a la temperatura (Tarbuck & Lutgens, 2005).	46
Gráfica 2.12 Grietas debidas al crecimiento de raíces (Thompson & Turk, 1997)	51
Gráfica 2.13 Horizontes de meteorización, Perfil general de un suelo. El espesor, presencia y composición de los horizontes varía en función del tipo de suelo y las condiciones climática (SEMERNAT, 2007). 52	
Gráfica 2.14 Perfil de meteorización de Dearman (1995 en Hoyos, 2004)	54
Gráfica 2.15 Localización de las zonas tropicales y áreas tibias, en las cuales los suelos residuales son muy comunes (Suárez J. , 2009).....	55
Gráfica 2.16 variación de los perfiles en suelos residuales (Wesley L. , 2009)	58



Gráfica 2.17 Perfiles de meteorización de diferentes tipos de roca y diferentes condiciones ambientales (Vallejo, 2002).	59
Gráfica 2.18 Representación gráfica de la clasificación de los suelos de la asociación de conservación de los suelos de USA, el símbolo del sol representa el clima donde se forman los suelos y el reloj de arena representa el tiempo de formación (Hunt, 2007).	62
Gráfica 2.19 Muestreo típico de un suelo proveniente de rocas ígneas (Suárez J. , 2009).	82
Gráfica 2.20 Perfil de meteorización en materiales de origen Ígneo – Metamórfico (Suárez J. , 2009).	83
Gráfica 2.21 Perfil típico de andesita (Blight, Wardle, & Fourie, 1997).	86
Gráfica 2.22 Formación de suelos derivados de cenizas volcánicas (Suárez J. , 2009).	88
Gráfica 2.23 Evolución de las lutitas desde su formación (Suárez J. , 2009).	91
Gráfica 2.24 Niveles freáticos suspendidos en la estratificación de lutitas y areniscas (Suárez J. , 2009)....	92
Gráfica 2.25 Perfil general de meteorización en materiales de origen sedimentario (Suárez J. , 2009).....	93
Gráfica 2.26 Formación de lateritas por corrientes de agua ocasional (Wesley L. , 2009).	97
Gráfica 2.27 Formación de mantos en áreas de estabilidad tectónica y bajo relieve. Este esquema muestra una relación entre los factores climáticos, vegetación, y profundidad de meteorización, y los horizontes predominantes (Selby 1993).	102
Gráfica 2.28 Perfiles de meteorización de diferentes tipos de roca y diferentes condiciones ambientales (Blyth & Freitas, 2003).	103
Gráfica 2.29 Diagrama esquemático para relacionar la profundidad y grado de meteorización (Hoyos, 2004).	104
Gráfica 2.30 superficie específica (González C. A., 2012)	107
Gráfica 2.31 El examen de las lapidas revela la velocidad de meteorización química en diversos tipos de roca (Tarbuck & Lutgens, 2005)	109
Gráfica 2.32 Perfiles de la mina Cachoeira Brasil (Oliveira & Vasconcelos, 2005).	111
Gráfica 3.1 Elementos de la textura en un suelo residual (Blight, Wardle, & Fourie, 1997)	118
Gráfica 3.2 Sistema de fábrica en un suelo residual (Suárez J. , 1998).	119
Gráfica 3.3 Variación de cohesión y el ángulo de fricción dentro de una discontinuidad por el aumento de la humedad y de la presión de poros (Massey & Pang, 1988)	124
Gráfica 3.4 envolvente real de falla para suelos residuales de granitos (Suárez F. , 1980).	126
Gráfica 3.5 Forma de deslizamiento de las partículas en suelos residuales granulares, como en los granitos (Budhu, 2000).	126
Gráfica 3.6 Angulo de fricción en materiales residuales de arenisca (Sowers G. F., 1981).	128



Gráfica 3.7 Ángulo de fricción en materiales residuales de Lutitas (Sowers G. F., 1981)	128
Gráfica 3.8 Ángulo de fricción en materiales de origen volcánico (Sowers G. F., 1981)	129
Gráfica 3.9 esquema de la relación de vacíos debidos a la meteorización (Geological Society Engineering Group Working Party Report, 1995).	130
Gráfica 3.10 Suelo altamente sensible (Mirchell & Soga, 2005).....	131
Gráfica 3.11 Efecto del secado en los límites de Atterberg para algunos suelos (Morin & Todor, 1975) ...	136
Gráfica 3.12 succión como función del tamaño del poro (Bujang, Toll, & Prasad, 2012).....	137
Gráfica 3.13 Representación de las relaciones entre succión en el suelo (pF) y contenido de humedad (Bujang, Toll, & Prasad, 2012).....	138
Gráfica 3.14 prueba en odómetros con succión de 0 y 50 KPa en 24 horas (Bilotta, Foresta, & Migliaro, 2005).	142
Gráfica 3.15 Resultados de ensayos de edómetro presión y relación de vacíos (Wesley L. , 2009).	144
Gráfica 3.16 Ensayo de edómetro para una arcilla altamente sobre consolidada (Wesley L. , 2009).	147
Gráfica 3.17 Presión aparente de consolidación (a) observado en el edómetro (b) influencia en la resistencia al cortante en condición drenada en el ensayo de corte directo (Vargas, 1974).....	148
Gráfica 3.18 Esfuerzos de cedencia observados en ensayos en suelos residuales (a) suelos residuales; (b) suelo residual de basalto (Vaughan, 1985)	149
Gráfica 3.19 Ensayos triaxiales no drenados en suelos residuales derivados de basalto, (Hoyos, 2004)...	150
Gráfica 3.20 Cedencia en ensayos triaxiales de laboratorio mostrados en gráficos en escalas aritmética y logarítmica. (a)-(c) ensayos de compresión con drenaje en suelos derivados de basalto. (d) ensayos con relación de esfuerzos constante, $k = 0.45$ en suelo derivado de gneis (Hoyos, 2004).	152
Gráfica 3.21 Estado de la relación de vacíos-esfuerzo de un suelo residual asociado a los estados posibles de un suelo deestructurado (Hoyos, 2004).	156
Gráfica 3.22 Relación entre el índice de compresión, C_{cs} , y la relación inicial de vacíos, e_0 (Wallace 1973; Lacerda y otros. 1985 en Hoyos, 2004).	157
Gráfica 3.23. Perfil de neis meteorizado en la presa Guri, Venezuela, en términos de la relación de vacíos (tomado de Prusza y otros. 1983 en Hoyos, 2004).	159
Gráfica 3.24 resultados de ensayos de corte triaxial a suelos residuales de areniscas (Wesley L. , 2009). 160	
Gráfica 3.25 Índice de compacidad para arcillas y arenas (Wesley L. , 2009).	162
Gráfica 3.26 Las capas de roca permeable ayudan a la meteorización (McLennan, 1995).....	165
Gráfica 4.1 Procesos de deterioro en macizos rocosos (Suárez J. , 1998).....	174
Gráfica 4.2 Esquema general de cárcava de erosión. Piping, (Suárez J. , 1998).....	176



Gráfica 4.3 Deslizamientos en suelos residuales de calizas, (Suárez J. , 2009).	182
Gráfica 4.4 Deslizamientos en intercalaciones de areniscas y lutitas, (Suárez J. , 2009).	183
Gráfica 4.5 Fallas en los materiales de origen volcánico (Suárez J. , 2009)	184
Gráfica 4.6 Deslizamientos en intercalaciones de arcillolitas y areniscas, con estratificación horizontal (Suárez J. , 2009).	185
Gráfica 4.7 Influencia de los bloques de gran tamaño en un talud de suelo residual (Suárez J. , 2009). ...	186
Gráfica 4.8 Efecto de las discontinuidades en la falla de los taludes (Suárez J. , 1998).	188
Gráfica 4.9 Caídos de bloques por gravedad en roca fracturada (Suárez J. , 1998).	189
Gráfica 4.10 Caídos de bloques rodando (Suárez J. , 1998).	189
Gráfica 4.11 Algunos mecanismos de falla de caídos (Suárez J. , 1998).	190
Gráfica 4.12 Esquema de caídos de roca y residuos (Suárez J. , 1998).	192
Gráfica 4.13 Volteo o inclinación en materiales residuales (Suárez J. , 1998).	192
Gráfica 4.14 Proceso de falla al volteo (Suárez J. , 1998).	193
Gráfica 4.15 El volteo puede generar un desmoronamiento (Suárez J. , 1998).	193
Gráfica 4.16 Esquema de un proceso de reptación (Suárez J. , 1998).	194
Gráfica 4.17 Deslizamientos en suelos blandos (Suárez J. , 1998).	195
Gráfica 4.18 Deslizamiento rotacional típico (Suárez J. , 1998).	196
Gráfica 4.19 Efectos de la estructura en la formación de deslizamientos a rotación (Suárez J. , 1998).	197
Gráfica 4.20 Deslizamiento de translación tipo, (Suárez J. , 1998).	199
Gráfica 4.21 Deslizamientos en taludes verticales de suelos aluviales (Wesley L. D., 1998)	200
Gráfica 4.22 Esquema de un esparcimiento lateral (Suárez J. , 1998).	201
Gráfica 4.23 Flujos de diferentes velocidades Suárez (1998).	204
Gráfica 4.24 Análisis sistémico. Ejemplo de ubicación de los elementos en la matriz.....	206
Gráfica 4.25 Análisis sistémico. Ejemplo de interrelación de los elementos en la matriz	207
Gráfica 4.26 Esquema de la estructura de Análisis Sistémico	209



1 INTRODUCCIÓN

Bien es conocido que el desarrollo de la mecánica del suelo y de la geotecnia, se ha basado en gran medida en los aportes de académicos en zonas templadas como Europa y América; allí se plantearon inicialmente de manera, sistemática los problemas básicos y fueron propuestos los principios de la mecánica del suelo. Las condiciones de clima predominantes en esas latitudes son tales que los suelos residuales son en la práctica inexistentes y el objeto de estudio y de práctica de profesionales en geotecnia se reduce a los depósitos sedimentarios recientes; por el contrario en la zona intertropical los suelos residuales producto de la meteorización *in situ* de los materiales, puede alcanzar decenas o centenas de metros en algunas localidades. Por circunstancias como esta es necesario el estudio y la aplicación de una geotecnia especial para estos suelos, de no hacerlo conduciría a un desfase entre la teoría y la práctica.

En el caso de los suelos residuales tropicales las necesidades de desarrollo teórico y experimental resulta del hecho de que las características y propiedades de estos últimos difieren de los suelos de las zonas templadas al punto que aun las clasificaciones aceptadas USCS, AASHTO, HRB y muchos de los ensayos normalizados por la ASTM, o sus homologas europeas, BSI, DIN. Estas no son apropiadas en la práctica geotécnica cuando se trata de estos tipos de suelos, ya que su comportamiento depende en gran medida de su estructura, formada durante el proceso de meteorización. Esa característica, propia de los suelos residuales que, a diferencia de los suelos transportados, no pueden ser caracterizados y clasificados con base en su granulometría y plasticidad, exige revisar los procedimientos de investigación del subsuelo y de ensayos de laboratorio y los criterios de análisis y de diseño geotécnicos (Hoyos, 2004), debido a que en el comportamiento para este tipo de suelos entran a hacer parte importante características como el tipo de meteorización, el mineral del que proviene la roca entre otros.



Por lo anterior y por otros motivos, la descripción y la clasificación de las rocas meteorizadas para propósitos de ingeniería han estado sujetas a debate desde el mismo estudio de la geología, varios grupos de ingeniería de la sociedad geológica han abordado el problema, y sin embargo la falta de concordancia entre clasificaciones adoptadas se presta para cierta confusión, por ello se presentan las clasificaciones junto con la descripción de los procesos de meteorización a lo largo del presente documento. Además se presentan conceptos básicos como procesos de meteorización, tasas de meteorización, efectos debido a la meteorización, las clasificaciones de meteorización y el propósito de todo lo anterior en aplicado en la ingeniería. Algunos aspectos serán de gran importancia para entender a fondo la meteorización y algunos otros aspectos de interés particular para la ingeniería. Entre otros se presenta: El régimen climático y su afectación en las diferentes litologías, las fallas debido a la meteorización, la dificultad que la clasificación supone para ciertos tipos de rocas débiles y se presentan tablas para dar mayor la claridad a las clasificaciones planteadas debido por ejemplo a la terminología usada, la clasificación de diferentes autores que se basan en criterios personales por simple observación o criterios de resistencia (Geological Society Engineering Group Working Party Report, 1995).

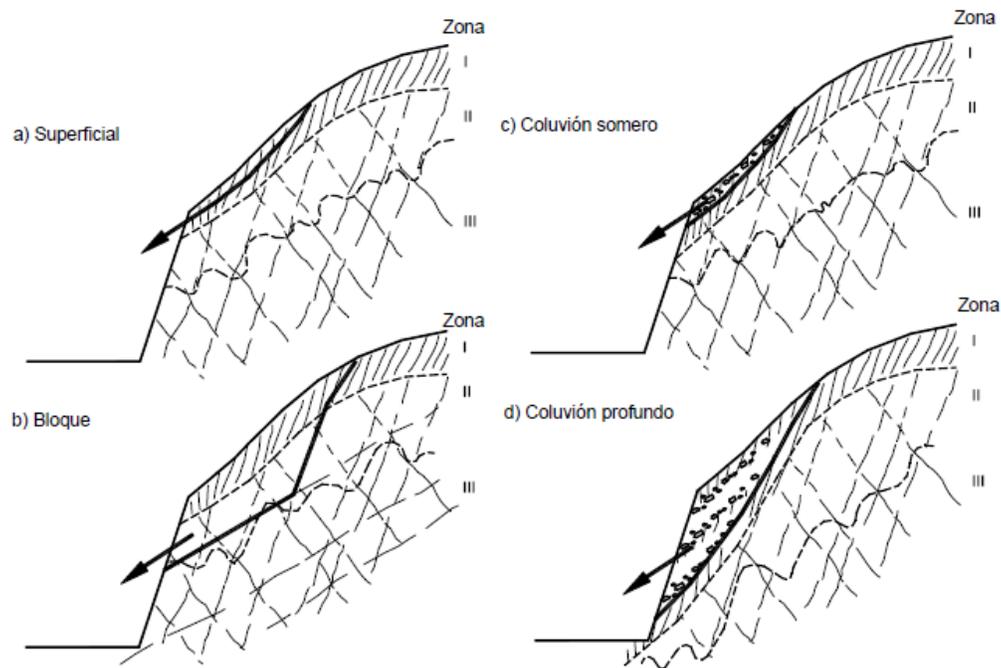
Con el fin de reunir ciertos criterios, se presenta en este documento las contribuciones y recomendaciones que se establecieron en abril de 1994 en la Universidad de Leeds donde aproximadamente 50 importantes delegados en áreas del conocimiento afines a la geotecnia y geología participaron para redactar un documento con el cual se reúnen los términos que al día de hoy se vienen usando para la descripción y la clasificación de la gran variedad de rocas meteorizadas (Geological Society Engineering Group Working Party Report, 1995). Gracias a la información que se tiene de la experiencia de diversos autores, cada vez que se presenta una misma situación, se puede dar una solución por medio de la información obtenida. Esta información ya se encuentra en diferentes artículos y ahora lo se debe hacer es recompilarla y organizarla; Por ejemplo, en una masa rocosa heterogénea que está conformada por materiales de diferentes resistencias, esta sólo puede ser analizada por la experiencia y el conocimiento particular de la región, por tanto ya no sería necesario un análisis particular para los problemas que se presenten recurrentemente, ya que esta se puede trasladar a otros proyectos, (Anon, 1995), debido



a que la meteorización conduce al deterioro de la calidad de la masa de roca en relación con la resistencia y los módulos de deformación. La descomposición a su vez, incrementa el potencial de ciertos modos de falla. En forma similar, las características hidrogeológicas son más complejas en el suelo residual que en la roca parental. Cuando el perfil del suelo contiene estructuras heredadas y materiales débiles, es mucho más frecuente que ocurran problemas de erosión interna.

Cuando una masa de talud es isotrópica, la forma de la superficie de falla posee una tendencia de superficie circular a logarítmica. Sin embargo, en las rocas blandas y en los suelos residuales, el talud puede tender a fallar a lo largo de las discontinuidades o superficies de debilidad, generándose superficies de falla no circulares, (Suárez J. , 2009), a continuación en la Gráfica 1.1 se pueden observar los tipos de deslizamientos que suelen ocurrir en los suelos residuales, para 4 diferentes tipos de suelo, allí mismo se muestra por cual zona y la forma por donde suele fallar, todo esto depende del tipo de meteorización que este suelo haya sufrido, del tipo de roca parental del cual provenga el suelo, de la estructura que el suelo tenga. Por ejemplo en (A) presenta una falla superficial donde la zona superior del suelo residual falla sobre por encima de la roca meteorizada. Comúnmente entre los materiales IA y IB, por los cuales ocurre el deslizamiento como resultado de un incremento en la presión de poros debida a periodos de lluvia intensa, este deslizamiento también se produce cuando las zonas IA y IB no son lo suficientemente resistentes para mantener la misma inclinación de la pendiente como los materiales inferiores.

Con el fin de dar mayor claridad y entendimiento del comportamiento mecánico de los suelos, este proyecto de grado apunta a establecer las relaciones que existen entre los factores geológicos y geomorfológicos y la estabilidad de los taludes en suelos residuales, como primera medida se propone recopilar la información a la fecha y organizar la información de una manera simplificada, posteriormente apoyándose en un análisis sistémico de los diferentes aspectos que controlan el comportamientos de los suelos meteorizados donde se analiza la influencia de los diferentes factores y así brindar mejores herramientas de análisis al momento de enfrentar inestabilidades en este tipo de materiales.



Gráfica 1.1. Tipos de deslizamiento en suelos residuales (Deere & Patton, 1971).

Para entender la influencia que ejercen los procesos de meteorización en la estructura del suelo y la estabilidad de los taludes en estos suelos este documento se organizará de la siguiente manera:

En el primer capítulo se encuentra una pequeña introducción con el fin de mostrar la necesidad de realizar este trabajo.

En el segundo capítulo se explica la meteorización en rocas, los diferentes procesos de meteorización (química, física y biológica), los factores que controlan los procesos de meteorización tanto internos como externos al suelo mismo, la velocidad con la que se da la meteorización, los perfiles y la clasificación. Posteriormente se muestran los suelos residuales junto con su clasificación.

Una vez se termina el segundo capítulo con todo lo referente a los factores se pasa al tercer capítulo donde se distinguen las propiedades físicas y mecánicas que rigen mayormente estos tipos de suelos. Propiedades como: la estructura, cohesión, ángulo de fricción interna, la envolvente de falla, y los comportamientos de esfuerzo-deformación,



posteriormente una caracterización de los suelos residuales, cual es la influencia de la succión en el comportamiento, la influencia de la textura, fábrica y la estructura en estos suelos, la resistencia al cortante, la compresibilidad, la compactación y la permeabilidad.

En el cuarto capítulo se analizan las características como: la estratificación, las diaclasas, foliaciones, fallas, intrusiones y enfocar estas en la estabilidad de taludes y entender qué efectos debido a la meteorización ocurren a pequeña y a gran escala. Con el fin de entender qué factores condicionan la estabilidad y los distintos mecanismos de falla.

En el quinto capítulo tendrá conclusiones para finalizar con las referencias en el sexto capítulo.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 GENERAL:

- Analizar la influencia de factores geológicos y geomorfológicos en la inestabilidad de taludes de suelos residuales

1.1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS:

- Establecer un marco teórico del origen, meteorización y estructura de los suelos residuales
- Estimar la relación o relaciones entre la microestructura, macro estructura y fabrica de los suelos residuales
- Estimar como la microestructura, macro-estructura y la fábrica condicionan procesos de inestabilidad en los suelos residuales.

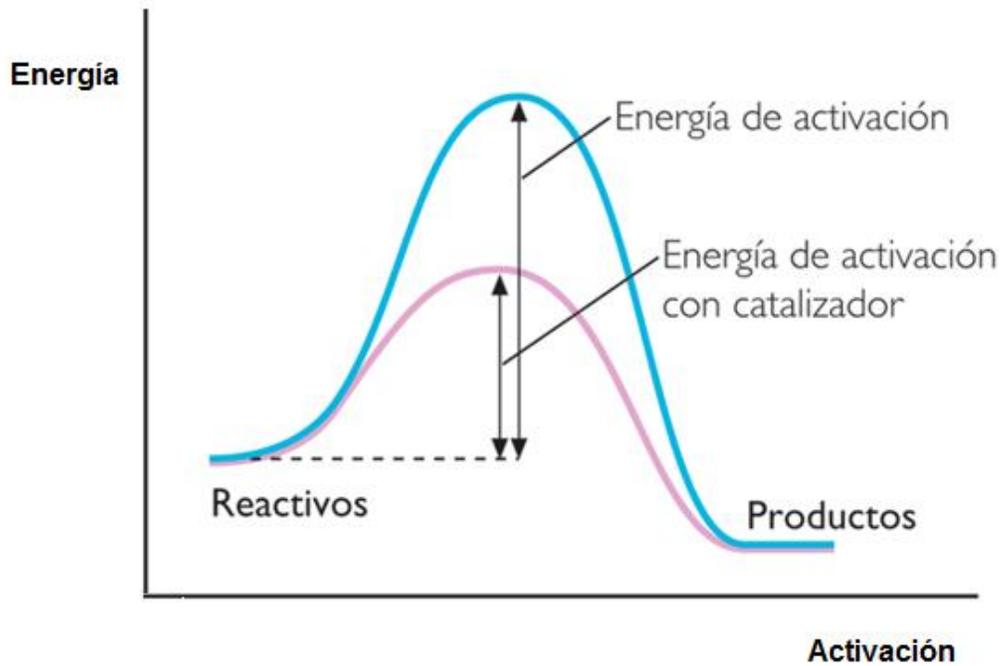


2 METEORIZACIÓN EN ROCAS

La meteorización o interperismo en geología, es el proceso de desintegración física y química de los materiales sólidos en o cerca de la superficie de la Tierra, bajo la acción de los agentes atmosféricos (Monkhouse, 1960), La meteorización es un proceso natural, progresivo e irreversible, que conduce inevitablemente a la destrucción del material, esto es debido a la tendencia natural de las sustancias a equilibrarse (hablando en términos fisico-químicos) con el medio ambiente en que se encuentran, lo cual implica que se disparen procesos de transformación, que son denominados procesos de deterioro, que operan con mayor o menor velocidad, (Casco, 2007). La intensidad de estos procesos depende de la diferencia entre la energía de formación y la energía a la cual está actualmente expuesta la roca.

La facilidad de iniciar y propagar una reacción química depende de: 1) El tipo de enlace que presenten las sustancias en la reacción, 2) Proximidad de las partículas, lo que está íntimamente relacionado con el tamaño de las partículas, su forma, el grado de mezcla y el tipo de contacto, 3) La disponibilidad de suficiente energía para iniciar la reacción, lo que se muestra esquemáticamente en la Gráfica 2.1. La velocidad de reacción puede aumentar de varias formas, por ejemplo disminuyendo la energía de reacción en presencia de un catalizador, o disminuyendo la diferencia de energía entre los reactivos, por ejemplo aumentando la temperatura o aumentando el contacto (disminuyendo distancia) entre los reactivos, lo que se puede hacer por presión.

Como se puede ver en al Gráfica 2.1, para que haya reacción química, debe haber un delta de energía que se gaste en ese proceso químico; ese delta de energía lo da la diferencia de energía entre la energía de formación de la roca y la energía del medio ambiente.



Gráfica 2.1 Energía en función de la activación. (http://www.kalipedia.com/fisica-quimica/tema/reacciones-quimicas/energia-calor-reaccion.html?x=20070924klpcnafyq_120.Kes&ap=0 el día 27/08/2012).

La facilidad de transformarse o liberar minerales o iones de la roca, depende principalmente de la estabilidad de los iones, la cual se puede evaluar con la escala de Polynov que se muestra en la Tabla 2.1. Por ejemplo uno de los iones más inestable es el Cl (el menos estable), por esto mismo es el más fácil de desaparecer en los suelos, por el contrario de los iones más estables son Fe, Al y Si. Por esto mismo son los que más difíciles de desaparecer en los suelos producto de meteorización y muy presentes en los suelos residuales, (Selby, 1993).

Tabla 2.1. Velocidad relativa de la escala de Polynov (1937) (Hudson, 1995).

Cl	SO ₄	Ca	Na	Mg	K	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
500	285	15	12	6,5	6	1	0,2	0,1



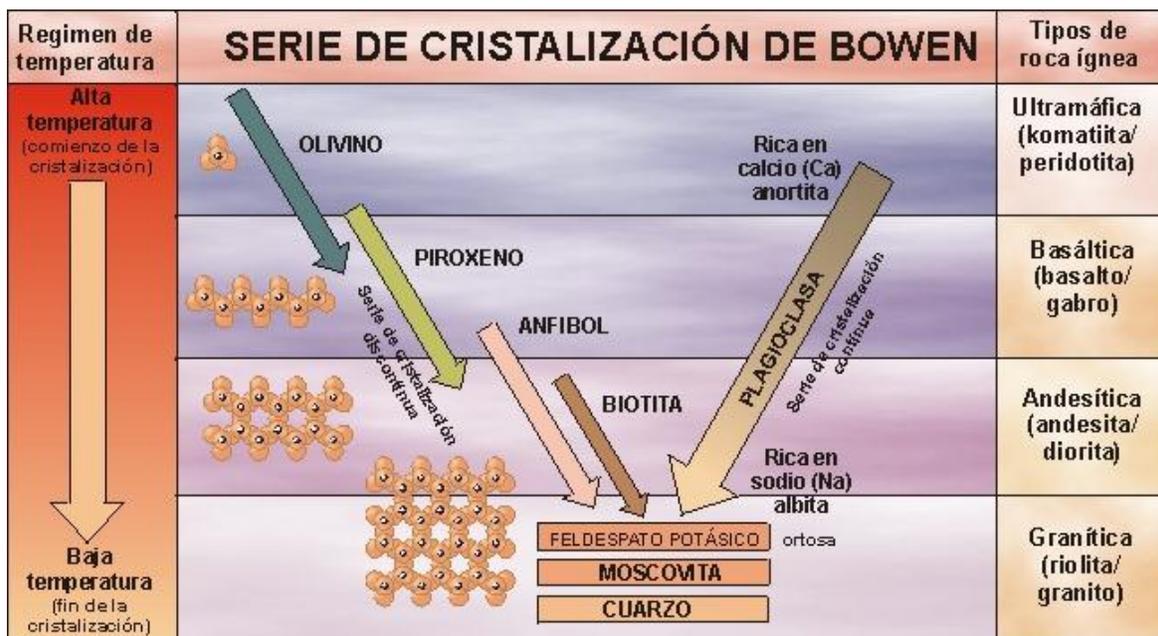
Es importante aclarar que el orden más conocido de la escala de Polynov es este, pero la única invariable en la regla es que Ca, Mg Na, y K son menos estables que el Al, Si, y Fe (Selby, 1993).

En la escala de Polynov los de iones menos estables (izquierda) a iones más estables a la (derecha) por lo tanto la lixiviación del cloro (Cl) es más 500 veces más veloz que el dióxido de silicio (SiO₂), así mismo la lixiviación del óxido de aluminio es 10 veces más lenta que la del dióxido de silicio (SiO₂) Las sales solubles que se remueven por lixiviación incluyen los carbonatos, bicarbonatos, cloruros, sulfatos, nitratos y nitratos. La remoción progresiva de ellos sigue el orden indicado en la serie de POLYNOV, de velocidad relativa o facilidad de remoción por lixiviación.

Según Berner and Berner (1996) esta es la susceptibilidad de los minerales a la meteorización química en orden descendente.

- **Halíta**
- **Yeso-anhidrita**
- **Piríta**
- **Calcita**
- **Dolomita**
- **Vidrio volcánico**
- **Olivino**
- **Ca-plagioclasa**
- **piroxenos**
- **Ca-Na plagioclasa**
- **Anfíboles**
- **Na-plagioclasa**
- **Biotita**
- **K-feldespato**
- **Moscovita**
- **Esmecíta**
- **Cuarzo**
- **Caolinita**
- **Gibbsíta, hematíta, goetíta**

La meteorización está íntegramente relacionada con los minerales, estos poseen ciertas características que los hacen más o menos resistente al proceso de meteorización o alteración, de allí la importancia que tiene la serie de meteorización de Goldich, (Selby, 1993) (equivalente a la serie de de Bowen), debido a que esta nos permitirá determinar dicha resistencia. Esta serie determina la susceptibilidad a la meteorización de minerales silicatos y se fundamenta en el concepto de que los minerales formados a mayor temperatura y presión son menos estables frente a agentes de meteorización, por lo que el orden es similar al que da la serie de cristalización de Bowen, ver Gráfica 2.2. (Rodríguez C. E., 2012).



Gráfica 2.2 Serie de Bowen

<http://www.efn.uncor.edu/departamentos/GeoBas/GeoGral/Clase%20de%20rocas%20iGNEAS.pdf> EL 28/08/2012

Los de mayor energía de formación son los que se forman a una mayor temperatura, por el contrario cuando la formación es de una menor temperatura, la energía para su formación es menor.

La meteorización puede liberar la energía de esfuerzos acumulada en el suelo y desarrollar fracturas, independientemente de cualquier cambio en el estado de esfuerzos.



Las nuevas fracturas pueden ampliarse debido a los esfuerzos internos inducidos por cambios de temperatura o por cambios de volumen relacionados con la descomposición química. La formación de nuevos minerales y el debilitamiento general del material, puede conducir al colapso por el peso propio de los materiales (Suárez J. , 2009).

2.1 Procesos y tipos de meteorización

La meteorización Puede definirse como la descomposición de la roca *in situ* (Blight, Wardle, & Fourie, 1997), es un proceso estático por el cual la roca se rompe en pequeños fragmentos, se disuelve, se descompone, se forman nuevos minerales, obteniendo así la remoción y el transporte de detritus en la etapa siguiente que vendría a ser la erosión. La meteorización entonces, al reducir la consistencia de las masas pétreas, abre el camino a la erosión y además a la creación del suelo. Los procesos de meteorización se pueden dividir en dos procesos principalmente: la desintegración que es un proceso **físico o mecánico**, y la descomposición que es un proceso de alteración **químico**. Dentro de los procesos químicos cercanos a la superficie de la tierra encontramos los procesos biológicos, que tienen un efecto químico significativo que lleva a la meteorización de la roca especialmente en climas con temperaturas tropicales que meteorizan la roca bajo características diferentes (Ollier, 1984) .Otros autores como Price D (1995) consideran este proceso biológico como un tercer proceso de transformación de las rocas, que alteran la roca química y volumétricamente.

De acuerdo con Small (1982, en Hunt, 2007) la distinción entre la meteorización física y química es de alguna manera arbitraria; en casi todas las situaciones no actúan por separado, sino que casi siempre se refuerzan mutuamente, cuando una roca se quiebra por un mecanismo meramente mecánico posteriormente llega el agua a actuar alterando químicamente los minerales a lo largo de la grieta; o en casos contrarios cuando en una grieta entra agua y esta se congela la expansión por la congelación es un mecanismo mecánico que actúa en dichas grietas produciendo esfuerzos a nivel microscópico donde los procesos de actividad química y física ya no se pueden diferenciar.

En ambientes tropicales, dominados por temperaturas altas y cambiantes y por lluvias abundantes, la meteorización de los materiales es muy fuerte, caracterizándose por la



descomposición rápida de feldspatos y minerales ferromagnesianos, la concentración de óxidos de hierro y aluminio permanece y la remoción de Sílice y de las bases Na_2O - K_2O - CaO y MgO desaparecen (Gidigasú, 1972). Los feldspatos se meteorizan inicialmente a Caolinita, Óxidos de Hierro y Óxidos de Aluminio y los compuestos más resistentes como las partículas de mica y cuarzo permanecen, todo esto en concordancia con la estabilidad de los iones (ver Tabla 2.1).

La meteorización de rocas y cenizas volcánicas conducen a la formación de Montmorillonitas, Aloysitas, óxidos de hierro y aluminio en las etapas iniciales de la meteorización y finalmente se pueden formar Caolinitas, Esmectitas y Gibsitas (González & Jiménez, 1981). En la Tabla 2.2 se muestran algunas rocas que contienen sales (NaCl), calcita la cual contiene Cal (CaSO_4) y Yeso que contiene sulfato de calcio hidratado ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), estas se disuelven fácilmente en agua, especialmente en presencia de CO_2 , acelerando el proceso de meteorización.

A medida que el proceso de meteorización continúa los contenidos de Caolinita disminuyen y se alteran los demás compuestos a Fe_2O_3 y Al_2O_3 . Existen investigaciones que demuestran la disminución de los contenidos de Caolinita, con el aumento del promedio anual de lluvias (Lohnes y Demirel, 1973 en Hunt, 2007).

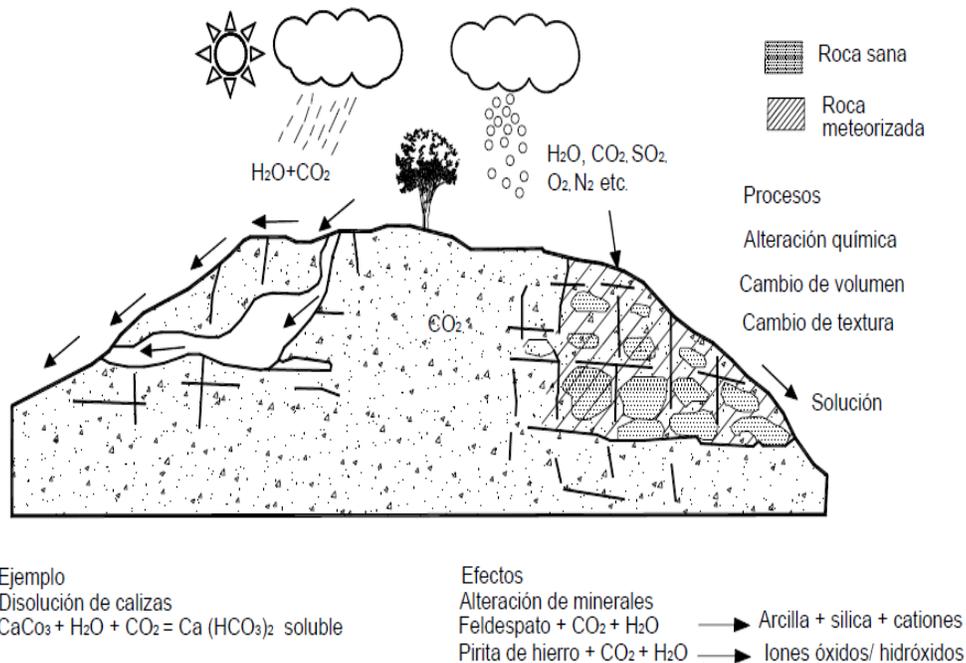
A continuación en la Tabla 2.2 se muestra la estabilidad relativa según la formación mineralogía de la roca. El tipo de roca y su meteorización está ligado al mineral y la estabilidad de este. En la anterior tabla se muestran la estabilidad relativa que a su vez está ligada a la estabilidad previamente mencionada en la Serie de Bowen. Por ejemplo, un mineral del grupo de los hidratos de Aluminio cuyo mineral principal sea la caolinita es de los minerales arcillosos más estables.



Tabla 2.2 Estabilidad relativa según la formación mineralogía de la roca (Hunt, 2007).

Grupo	Mineral	Estabilidad Relativa
Silicatos	Feldespato	
	Ortoclasa (hidróxido de potasio)	Mayor presencia de feldespato
	Plagioclasa (cal sodada)	Se meteoriza a Caolinita
	Micas	
	Muscovita (mica blanca)	Meteoriza a illita
	Biotita (mica oscura)	Facilmente altera a vermiculita, aparición de betas de hierro
	Anfiboles (hornblendas)	Persiste
	Piroxinos (augita)	Menos presencia de hornblenda. Se descompone a montmorillonita
	Olivino	Se descompone fácilmente a montmorillonita
	Óxido	Cuarzo óxidos de hierro
Hematita		Relativamente inestable
Limonita		Estable; producto de alteración de otros óxidos de hierro
Carbonatos	Calcita	Fácilmente soluble
	Dolomita	Menos soluble que la Calcita
Sulfatos	Yeso	Más soluble que la calcita
Hidratos de aluminio	Kaolinita	La arcilla más estable
	Illita	Altera a Caolinita o montmorillonita
Silicatos (arcilla minerales)	Vermiculita	Producto de alteración de clorita y biotita. Altera a Caolinita o montmorillonita
	Montmorillonita	Altera a Caolinita
	Clorito	La menos estable de las arcillas minerales. Alter fácilmente a cualquiera o todos los demás.

A continuación en la Gráfica 2.3 se muestra un ejemplo de algunos procesos de meteorización química presentes debidos a la acción de la lluvia en el suelo, (Geological Society Engineering Group Working Party Report, 1995).



Gráfica 2.3 representación esquemática del proceso de meteorización química (Geological Society Engineering Group Working Party Report, 1995)

Los factores trascendentales de la meteorización química son la lluvia junto con la temperatura. Las rocas sufren una alta susceptibilidad y la meteorización química está en función de estos factores, de la composición mineralógica y la textura así como la frecuencia de fracturas, el tamaño del grano y el aumento de la porosidad, por consiguiente incrementa la permeabilidad. Estos factores se pueden apreciar claramente en la Gráfica 2.3 donde se muestra al agua lluvia caer y penetrar al suelo, esta produce un efecto de **solución** que es poderosa en términos de remoción de iones de los minerales. Ejemplo de esto es la halita y otras rocas como la evaporita y el yeso que son solubles en agua pura (Kirkpatrick, 1980). Otras soluciones débiles pueden atacar ampliamente estas rocas meteorizables.



Las raíces de las plantas producen dióxido de carbono (**carbonatación**) promoviendo procesos de alteración como la **oxidación** de materia orgánica y también se produce una acción microbiológica que aumenta la concentración de gases de dióxido de carbono en el suelo promoviendo la meteorización donde hay capas de suelo orgánico.

Los carbonatos son susceptibles a estas soluciones, donde a una mayor escala contiene vacíos significativos. Otros minerales, como los sulfuros incluyendo la pirita, están sujetos a la **oxidación** directa bajo la presencia de agua, que conlleva a la producción de **soluciones** acidas, promoviendo la reducción de sulfatos y bacterias acidófilas (que desarrolla preferencia por un medio ácido) que remueven algunos minerales que actúan como cementantes, lo que conlleva al debilitamiento de la fábrica y aumentando la porosidad, Por ejemplo la anhidrita y las arcillas que están dentro de los grupos de minerales que sufren **hidrataciones** y deshidrataciones que conllevan a la formación de cavernas y encogimientos en el volumen. La mayoría de los minerales de Silicato son susceptibles a **hidrolisis** que con la presencia de agua **carbonatada**, y soluciones de agua con bajo pH promueven la meteorización de rocas metamórficas particularmente a mayor temperatura y mayor densidad como el olivino y en la augita, que son susceptibles a este tipo de meteorización.

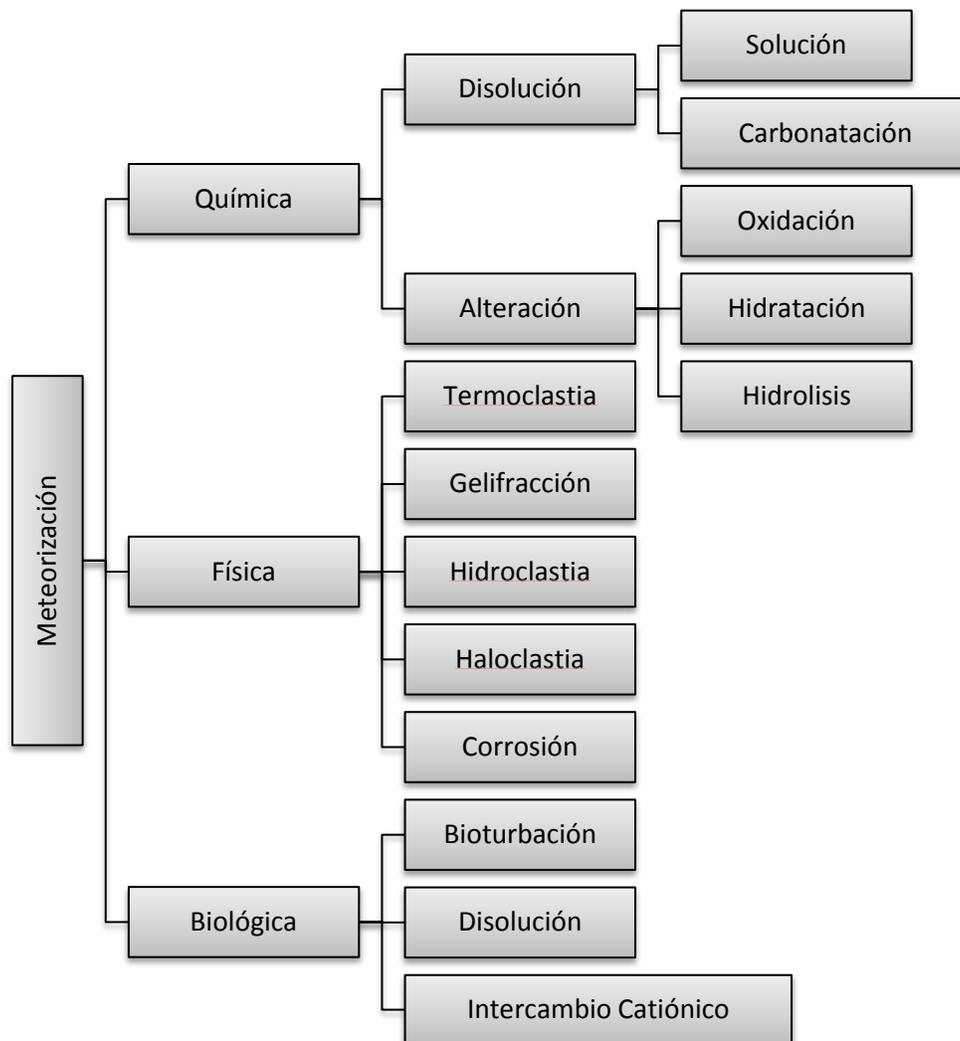
Procesos de humedecimiento y secado en climas cálidos conlleva a la remoción de cationes y minerales como el silicato en minerales arcillosos, particularmente los que son propensos a la cristalización interna con tendencias expansivas que conllevan a la reducción de densidad y resistencia.

La presencia de una alta estabilidad iónica y una solución coloidal podrían aumentar la pérdida de cementantes en los horizontes de meteorización, por ejemplo la fatiga de minerales arcillosos que llevan a una formación de lateritas o bauxita, ejemplo de esto son las decoloraciones que sufre el suelo comúnmente asociado con café, rojo, o amarillo ferroso, separando capas y marcando discontinuidades. (Geological Society Engineering Group Working Party Report, 1995).

Estos procesos no sólo dependen de la presencia de agua, requieren cierto abastecimiento de reactivos para que se den los procesos de meteorización química los

cuales dependiendo del tipo de reacción, además una cantidad alta de agua hace que no se diluya y no se produzca el ataque sobre minerales porque se genera una barrera protectora a los procesos químicos. Procesos que algunas veces son reactivados debido a la canalización de aguas subterráneas, (Geological Society Engineering Group Working Party Report, 1995).

Para mayor claridad acerca de los tipos de meteorización en la Gráfica 2.4 se ilustran con los tipos y procesos de meteorización, los cuales se explican en los siguientes numerales.



Gráfica 2.4 procesos de meteorización.

2.1.1 Minerales comúnmente resultantes

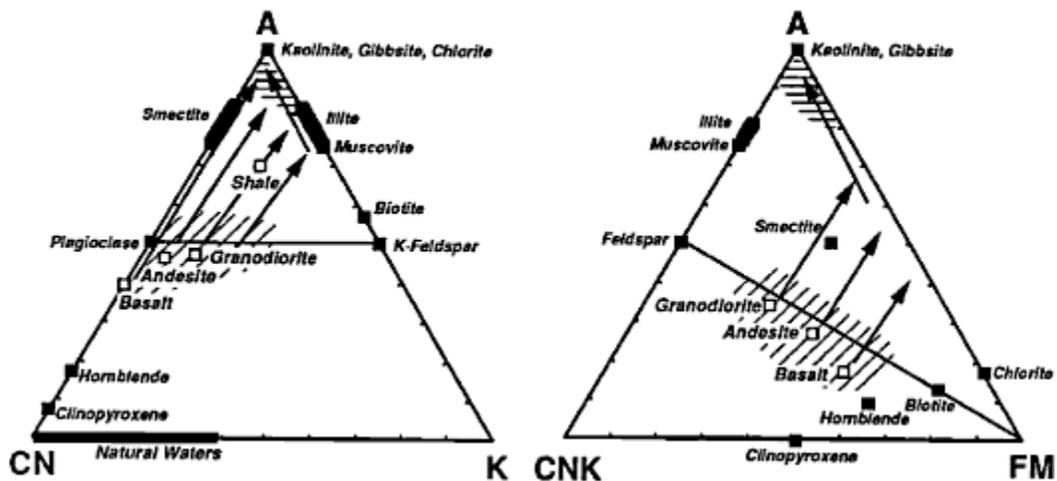
La Gráfica 2.5 se muestra un diagrama ternario de fracciones molares de (A-CN-K) y (A-CN-K-FM)

Dónde:

A: Al ₂ O ₃	C: CaO (en fracción de silicato)
N: Na ₂ O	K: K ₂ O
F: FeO	M: MgO

Las flechas indican la dirección del cambio mineralógico que presentan las rocas al ser meteorizadas. Como se puede observar dichos cambios tienden a llegar a 3 minerales principalmente: Kaolinita, Gibsita y Clorita.

Hay que tener en cuenta que estos minerales son los más comunes, pero son sólo una fracción de los minerales presentes en lá tierra, de igual forma se presentan algunos tipos de roca típicos, y hay mayor presencia de agua donde está sombreado.



Gráfica 2.5 Diagrama ternario de (A-CN-K) y (A-CN-K-FM), (McLennan, 1995).



2.1.1.1 Caolinita

Los suelos con caolinita como mineral de arcilla presentan un comportamiento normal en los ensayos, en términos de baja a media plasticidad y permeabilidad. El efecto del aumento de humedad sobre las propiedades del suelo generalmente no es significativo.

2.1.1.2 Montmorillonita

Los materiales con contenidos apreciables de Montmorillonita poseen muy alta plasticidad y baja permeabilidad. El efecto del aumento de humedad puede resultar en una disminución importante de la resistencia al cortante y aumento del volumen. La Montmorillonita tiene un alto nivel de reacción con el cemento y la cal.

2.1.1.3 Halloysita

Al aumentar la humedad de una Halloysita puede disminuir la resistencia al cortante en forma apreciable.

2.1.1.4 Sesquióxidos

Los sesquióxidos generalmente cementan las partículas y su presencia equivale a una reducción en la plasticidad. Los óxidos de hierro y aluminio se acumulan como consecuencia de una cadena de procesos químicos y de lavado interno. La identificación del mineral de arcilla presente es muy importante para la valoración del comportamiento del suelo, (Suárez J. , 2009).

2.1.2 Meteorización química

Es un proceso que consiste en la descomposición o rotura de las rocas por medio de reacciones químicas. La descomposición se debe a la eliminación de los agentes que cementan la roca, e incluso afectan los enlaces químicos del mineral. Es posible que en el proceso, y debido a las reacciones químicas, se formen materiales nuevos.



Algunos autores consideran la **meteorización química** en dos grandes procesos, los procesos que presentan **disolución** entre los cuales se encuentran la solución y la carbonatación, y los procesos que presentan **alteración** entre estos encontramos la oxidación, la hidratación y la hidrólisis (Suárez F. , 1980).

Las formas conocidas de meteorización química son: **hidratación, oxidación, carbonatación, hidrólisis y solución (corrosión)**. En general, se considera que la meteorización química es más importante que la física. Hasta en regiones desérticas, esta forma de meteorización es activa, aunque en dicho ambiente no se produzca una meteorización química muy avanzada (Casco, 2007).

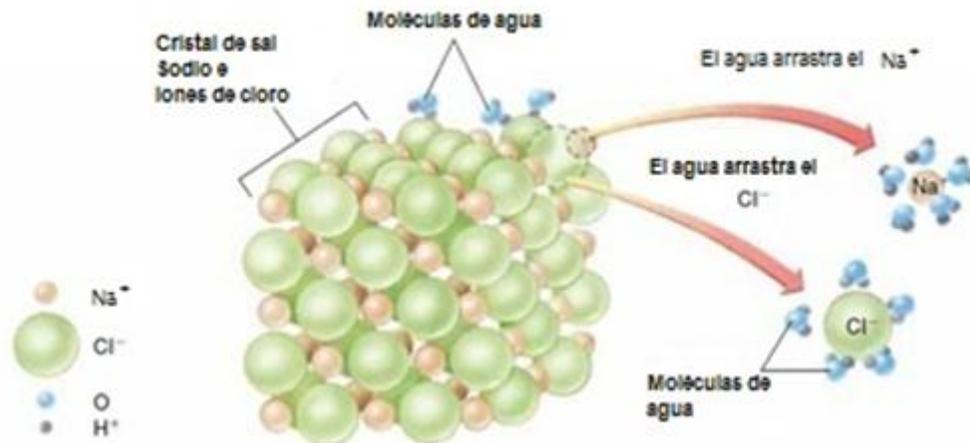
2.1.2.1 Disolución

La disolución es un proceso químico que consiste en la disociación de las moléculas en iones gracias a un agente disolvente, comúnmente es el agua. Este proceso no implica ninguna transformación en la composición química del material disuelto. Una vez disueltos los materiales se precipitan cuando desaparece el agente disolvente (agua). Frecuentemente esta precipitación se hace en el mismo lugar de la disolución (Suárez F. , 1980).

La eficacia de la disolución depende de la naturaleza de la roca, sobre todo de su permeabilidad. Por lo mismo, las rocas sedimentarias son más sensibles a la disolución debido a su fábrica, particularmente las evaporitas porque su mineralogía se compone de sales y de yeso, pero la presencia de ciertos compuestos en disolución como el anhídrido carbónico aumenta el poder disolvente del agua, haciendo que otras rocas, como la caliza, sean atacadas. Las aguas con un índice alcalino alto atacan muy eficazmente las rocas silíceas, la disolución es más eficaz cuanto mayor es la humedad y la temperatura, y la persistencia de la humedad sobre la roca, por lo que es más efectiva en las rocas cubiertas por un manto vegetal (Proaño, 2010).

En la Gráfica 2.6 se puede observar un ejemplo de como la disolución, en este caso de la Halita, por acción del agua rompe las moléculas debido al sodio que contiene debido a

que los iones de clorita son más fuertes que los enlaces químicos de los cristales de la halita.



Gráfica 2.6 Disolución de una Halita en agua (Thompson & Turk, 1997).

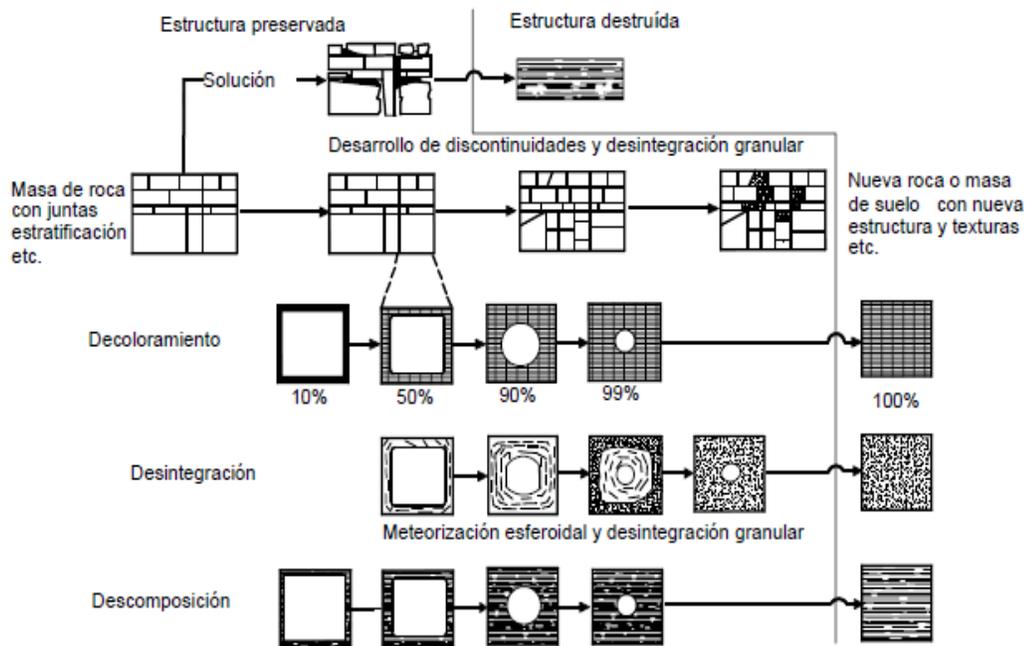
2.1.2.1.1 Solución

La solución es un proceso que en sí, no tiene mucha importancia porque la mayoría de los minerales no son solubles en agua; sin embargo, la solución puede ser importante en la remoción de ciertos productos derivados de otros procesos de meteorización, (Suárez F. , 1980).

La acción de ácidos húmicos (componentes de las sustancias del humus), tiene seguramente un papel importante en la descomposición de las rocas. Su actividad ha sido poco estudiada hasta ahora, pero la acidez del agua freática como resultado de esos ácidos debe tener efectos sobre todo en rocas calcáreas y rocas básicas. Además se sabe que estos ácidos pueden mantener un cierto grado de acidez, lo cual podría influir en el desarrollo de otros procesos químicos, se presenta el aumento de los compuestos Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 y la disminución de SiO_2 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O (Proaño, 2010).

La Gráfica 2.7 muestra el proceso de solución junto con otros procesos que se presenta mientras la roca se meteoriza, a la derecha de la línea que divide la gráfica horizontalmente se encuentra la estructura destruida y a la izquierda se encuentra la estructura preservada. Se pueden observar los cambios de decoloramiento,

desintegración y de descomposición que el material sufre debido a la meteorización, para este caso particular debido a la solución, también se puede ver como las discontinuidades se van ampliando cada vez más.



Gráfica 2.7 Etapas del proceso de meteorización (Suárez J. , 2009)

2.1.2.1.2 Carbonatación

La carbonatación es propia de las rocas carbonatadas y es responsable del relieve cárstico muy común en estas rocas carbonatadas. La disolución cárstica conlleva a la existencia de agua acidulante (que lleva en disolución ácido carbónico) que ataca a rocas que contengan calcio, sodio, potasio y, en general, óxidos básicos. La formación del relieve cárstico implica un proceso muy complejo que combina otras reacciones químicas o físicas. En general consta de tres etapas: la disolución directa por acción del agua, la acción química del ácido carbónico (hasta consumirse), que produce bicarbonato cálcico al reaccionar con agua que está saturada con dióxido de carbono. Y la captación de nuevo gas carbónico lo cual promueve y repite las dos primeras fases. La disolución cárstica presenta una eficacia diferente dependiendo de la temperatura y la humedad



ambiental, así como de la cubierta vegetal, tras la disolución aparecen residuos insolubles, residuos de disolución, como la arena y la arcilla de descalcificación, dejando la tierra rojiza y arcillas con sílice. Los elementos disueltos también pueden precipitar tras una migración. Estas acumulaciones pueden ser notablemente potentes y forman costras, como en los costramientos de las estepas semiáridas, y las corazas y caparazones de las sabanas (duracretos) (Suárez F. , 1980).

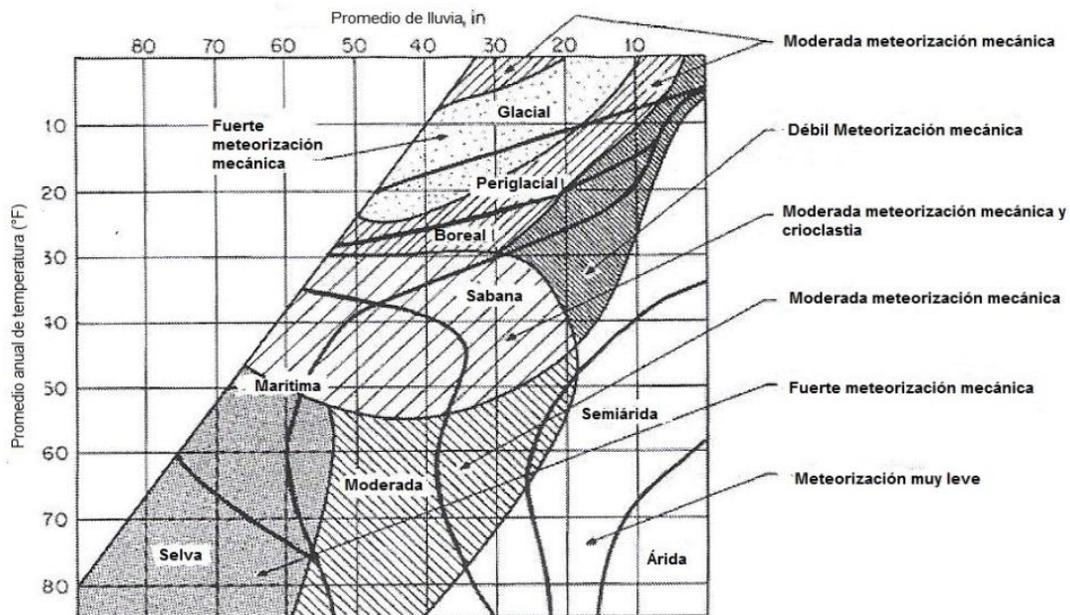
La carbonatación es muy importante en la descomposición de calizas y dolomitas. El bióxido carbón en agua de lluvia y en aguas freáticas actúa como un ácido débil y convierte el carbonato de calcio en bicarbonato de calcio, un producto soluble. Como el bicarbonato de calcio es un producto inestable, será depositado más tarde en muchas ocasiones como travertinos o toba calcáreas (Proaño, 2010).

2.1.2.2 Alteración

La alteración es un proceso químico que consiste en la transformación total o parcial de las moléculas en iones gracias a un agente disolvente, en nuestro caso el agua y el aire. Este proceso implica una transformación en la composición química del material disuelto, por lo que se encuentran minerales de neoformación (que se formaron al mismo tiempo que el sedimento). Puede alcanzar profundidades notables, hasta 30 metros, con una alteración profunda, en los que aparecen regolitos, formados sobre todo por arcillas y conocidas como mantos de alteración como por ejemplo las lateritas. Los productos resultantes tienen tamaños muy pequeños, que pueden ir desde el tamaño granular hasta los coloides, (Suárez F. , 1980).

Como se puede observar en la Gráfica 2.8 se presenta para distintos tipos de alteración de rocas compuestas por aluminosilicatos en función de la precipitación media anual (en pulgadas) y la temperatura media (en grados Fahrenheit), allí se puede apreciar que la alteración es un proceso controlado por la humedad, la temperatura y la presencia de vegetación, también se puede apreciar las diferentes zonas donde se presentan dichos procesos.

En estos diagramas puede apreciarse que a medida que aumenta la precipitación anual, la alteración química es más importante, debido a la mayor disponibilidad de agua. Al mismo tiempo, la alteración química también se incrementa al aumentar la temperatura debido al aumento de la velocidad de las reacciones químicas. La **alteración química** será por lo tanto mayor en **climas cálidos y húmedos**, decreciendo a medida que la temperatura y la precipitación descienden. Aunque no se muestra un diagrama similar para la **alteración de origen biológico**, puede asumirse el anterior ya que, en general, el aumento de temperatura y de precipitación supone un aumento de flora y fauna (musgos, líquenes, algas, bacterias, etc.), y por lo tanto, las reacciones químicas relacionadas con la actividad orgánica son más abundantes y rápidas. En relación con la **acción mecánica del hielo**, puede observarse que en zonas demasiado cálidas para que se produzcan heladas, se obtiene un mínimo, al igual que en zonas polares demasiado frías, para descongelar el hielo (nótese que no está considerada la acción de la insolación como proceso de alteración químico pero si como meteorización mecánica). Finalmente, pueden construirse diagramas compuestos en los que se tienen en cuenta todos los tipos principales de alteración.



Gráfica 2.8 Diagrama climático de regiones e intensidad de varios tipos de meteorización (Hunt, 2007)



Son tres los mecanismos básicos de alteración: **oxidación, hidratación e hidrólisis**, (Suárez F. , 1980).

2.1.2.2.1 Oxidación

El proceso de oxidación se produce por el contacto de las rocas con el aire en cuya composición entran minerales que se pueden combinar con el oxígeno: férricos, carbonatos, sulfuros, etc. para formar óxidos e hidróxidos. La oxidación es el mecanismo de alteración más generalizado, pero el de menor transcendencia morfológica, ya que no penetra más que unos milímetros. Las rocas oxidadas presentan una lámina superficial, del color de oxidación del mineral (rojo como en la oxidación del hierro), que favorece los mecanismos de desagregación y fragmentación (Suárez F. , 1980).

La oxidación es un proceso muy común, sobre todo en minerales ferruginosos que se encuentran por encima del nivel freático. Eso se nota claramente en la decoloración de arcillas con constituyentes férricos. Primero, muestran un color azulado o gris que cambia rápidamente por oxidación, otro ejemplo, es la formación de martita por oxidación de magnetita.

2.1.2.2.2 Hidratación

La hidratación afecta a las rocas por minerales cuyos compuestos reaccionan con el agua fijando sus moléculas, tales como las rocas con un metamorfismo débil (esquistos, pizarras) compuestas por aluminosilicatos que al hidratarse se transforman en arcillas, más sensibles a los agentes erosivos, también afecta a algunas evaporitas, como la anhidrita que se transforma en yeso. La hidratación es más eficaz cuanto mayor es la humedad y la temperatura, y la existencia de una cobertura vegetal (Suárez F. , 1980)

Este proceso implica la absorción de agua en la red de los minerales. Esta absorción va unida a un aumento del volumen y ocasiona tensiones y presiones en la roca.



2.1.2.2.3 Hidrólisis

La hidrólisis es el principal tipo de alteración, el proceso que más trascendencia tiene en la formación del relieve de las rocas metamórficas y el que más profundamente ataca a las rocas (Suárez F. , 1980).

La hidrólisis es una reacción de descomposición en la que interviene el agua sobre los suelos, generando reacciones entre silicatos con el agua pura o una solución acuosa. En tales reacciones son consumidos iones de H^+ u OH^- , cambiando así la relación H^+/OH^- (Hoyos, 2004).

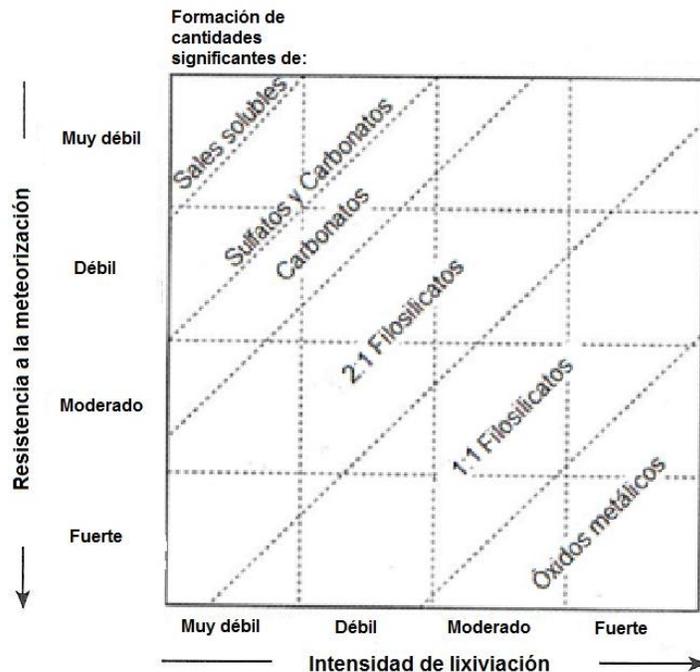
Las reacciones de hidrólisis son muy importantes en los procesos de alteración hidrotermal y algunos tipos de alteraciones son el resultado de distinto grado de hidrólisis de los minerales constituyentes de las rocas.

Cabe destacar que en la mayoría de las reacciones de hidrólisis producen como subproducto SiO_2 (dióxido de Silicio) y esta es la razón por la que el cuarzo siempre está presente en rocas alteradas. En situaciones de fluidos muy ácidos se pueden hidrolizar incluso a micas aluminosas, dando origen al sulfato de aluminio (alunita y cuarzo). Aunque las reacciones de hidrólisis modifican el pH del fluido hidrotermal al alterar los minerales de las rocas, la presencia de ciertos minerales interactuando con soluciones salinas pueden mantener ciertos rangos de pH mientras no se consuman totalmente (Barnes, 1967).

2.1.2.2.4 Lixiviación

La lixiviación es un proceso que se da en la meteorización química por la unión de varios factores y varios tipos de meteorización química, aquí los componentes son removidos por solución previamente explicado, un ejemplo de lixiviación sería cuando la calcita, la cual es un componente presente en la limolita, es disuelta por el dióxido de carbono en el aire o cuando el agua lluvia contiene dióxido de carbono, penetra el suelo y remueve los componentes del suelo.

En la Gráfica 2.9 se presentan los grupos de minerales más susceptibles a meteorizarse por lixiviación, y donde esta es más fuerte.



Gráfica 2.9 Resistencia a la meteorización y la intensidad de lixiviación para varios tipos (grupos) de minerales en los suelos Ejemplos de procesos químicos (Randall, 2005).

En la Tabla 2.3 se presenta un ejemplo para cada uno de los procesos explicados anteriormente, la naturaleza de cada uno de estos y un ejemplo de la transformación que sufre ya sea cada mineral o tipo de roca.

Tabla 2.3 resumen de los principales procesos de meteorización química (McLennan, 1995).

Nombre de Proceso	Naturaleza del proceso	Ejemplo	Tipos de roca y Materiales afectados
Hidrolisis	Reacción entre iones de H^+ y OH de agua y los	$Mg_2SiO_4 + 4H_2O \rightarrow 2Mg^{+2} + 4OH^- + H_4SiO_4$ (Fosterita) (ácido Silícico)	Minerales de Silicato
	Minerales de silicato	$2KAlSi_3O_8 + 2H^+ + 9H_2O \rightarrow H_4Al_2Si_2O_9 + 4H_4SiO_4 + 2K^+$ (ortoclasa) \rightarrow (Caolinita) (ácido Silícico)	
	Se ceden cationes solubles de ácido silícico y minerales arcillosos		



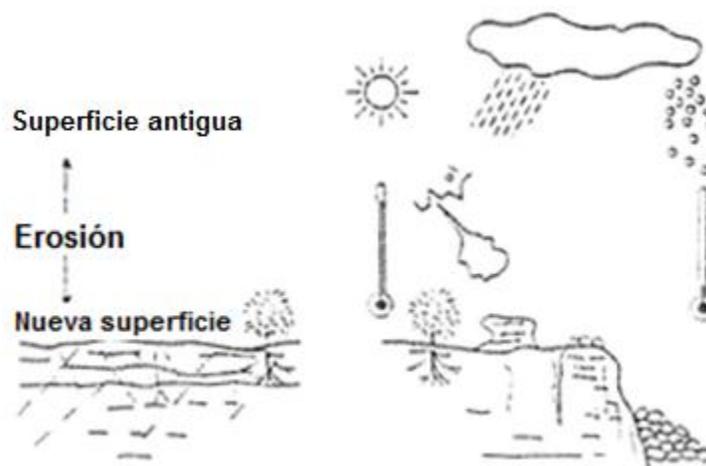
Continuación de la Tabla 2.3

Nombre de Proceso	Naturaleza del proceso	Ejemplo	Tipos de roca y Materiales afectados
	(si presenta)	$2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + 2\text{H}^+ + 9\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}_4\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_9 + 4\text{H}_4\text{SiO}_4 + 2\text{Na}^+$	
Hidratación y Deshidratación	Ganancia o pérdida de moléculas de agua De un mineral, resultante En la formación de un mineral nuevo	(albita) $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$ (yeso) (anhidrita) $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow 2\text{FeOOH}$ (hematita) (goetita)	Evaporitas Óxidos férricos
Oxidación	Baja pérdida de electrones de un elemento	$4\text{FeSiO}_3 + \text{O}_2 \rightarrow 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + 4\text{SiO}_2$	Hierro y manganeso
	(comúnmente Fe o Mn), resultando En la formación de óxidos o en presencia de hidróxidos	(piroxeno) (hematita) (Cuarzo) $\text{MnSiO}_3 + 1/2\text{O}_2 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{MnO}_2 + \text{H}_4\text{SiO}_4$ Rodonita) $2\text{FeS}_2 + 15/2 \text{O}_2 + 4\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3 + 4\text{SO}_4 + 8\text{H}$ (Pirita) (hematita)	Silicatos minerales sulfuros
Solución	Disolución de minerales Comúnmente en presencia	$\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{CaCO}_3 \rightarrow \text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^-$ [Carbonatación] (calcita) (bicarbonato)	Rocas Carbonatadas
	De CO_2 ; o sedancia de cationes Y aniones en solución	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-} + 2\text{H}_2\text{O}$ (solución directa) (Yeso)	Evaporitas
Intercambio iónico	Intercambio de iones y cationes entre soluciones y minerales	$\text{Na-Arcilla} + \text{H}^+ \text{H-arcilla} + \text{Na}^+$	Minerales arcillosos
Quelación	Uniones de iones metálicos y orgánicos con estructuras circulares	iones metálicos (cationes) + agentes de quelación incrementada por lixiviación] \rightarrow iones de H^+ + Quelación [en solución]	Silicatos minerales

2.1.3 Meteorización física o mecánica

Consiste la ruptura de las rocas causando la desintegración debido a esfuerzos externos e internos. La disgregación implica la ruptura de la roca en fragmentos más o menos grandes y angulosos pero sin modificación de la naturaleza mineralógica de la roca. Es decir sin afectar su composición química o mineralógica por tanto las rocas no cambian sus características químicas pero si sus características físicas. En estos procesos la roca se va deshaciendo, es decir, se va disgregando en materiales de menor tamaño, esto facilita el proceso de erosión y posterior transporte. (Geological Society Engineering Group Working Party Report, 1995).

En la Gráfica 2.10 se muestran algunos procesos de meteorización física. Estos procesos por descarga verticales son causados por movimientos tectónicos, procesos de descarga como la erosión, o el derretimiento de masas de hielo u otros procesos geológicos de largo plazo, pueden conllevar a la apertura de las juntas o a la fractura de juntas adicionales, además tienden a formarse grietas paralelas en las juntas debido a la erosión sobre la superficie, su frecuencia decrece a mayores profundidades (otros sistemas de descarga verticales en las juntas inclinadas también pueden hacer parte de estos procesos).



Gráfica 2.10 Procesos de meteorización Física (Geological Society Engineering Group Working Party Report, 1995).



Los procesos más importantes de meteorización física son: **termoclástica**, **gelifracción** (crioclastia), **hidroclástica**, **haloclástica** y **corrosión** (Geological Society Engineering Group Working Party Report, 1995).

2.1.3.1 Termoclástica o insolación

La termoclástica es un proceso de expansión y contracción térmica del material por variaciones de la temperatura. Si la variación es súbita afectará la superficie de la roca; si la variación es lenta, afectará toda la masa. En el segundo caso aparecerían fisuras cuando el material es heterogéneo, los minerales con diferentes coeficientes de contracción y dilatación, pueda generar respuestas diferentes en términos de esfuerzos. La insolación es más eficiente en los desiertos debido a que la sequedad ambiental permite que durante el día el calor no se pierda al calentar la humedad de la atmósfera y durante la noche no exista reserva atmosférica de calor para que caiga la temperatura (Duque, 2003).

Para que se produzca esta ruptura son necesarios cambios bruscos en períodos muy cortos de tiempo, como los que se dan en los desiertos áridos, pero también rocas cuyo color y textura permitan una absorción y disminución de la radiación calorífica. Además deben tener una composición mineralógica que permita diferencias entre dilatación y contracción, para que las tensiones sean efectivas. Adicionalmente la termoclástica es la principal causa de la fractura del material en ambientes desérticos, cálidos de día y fríos de noche en los cuales el delta de temperatura es importante generando diferencias entre la alta temperatura interna del material y su exterior frío, lo que genera ciclos de esfuerzos que terminan por fracturar el material. Esto se puede apreciar fácilmente en suelos arcillosos como se puede apreciar en la Gráfica 2.11.

Las condiciones para que se produzca la termoclástica en materiales rocosos (no arcillosos) son tan difíciles que no ha sido posible reproducirla en laboratorio mediante ciclos de aumento de temperatura durante largos periodos de tiempo, por lo que en ocasiones se duda de que sea un mecanismo natural, sin embargo en los desiertos cálidos sí parece funcionar, al menos en combinación con otros mecanismos (Suárez F. , 1980).



Gráfica 2.11 Fracturas debidas a ciclos de expansión y contracción debida a la temperatura (Tarbuck & Lutgens, 2005).

2.1.3.2 Gelifracción o crioclastia

Este factor es más eficiente que el anterior, cuando el agua penetra en las fracturas de las rocas para luego congelarse, aumenta su volumen en un 9% y genera esfuerzos que fracturan el material. Con variaciones de la temperatura por arriba y abajo del punto de congelación y el nuevo abastecimiento de agua penetrando en el material a través de diaclasas y poros, el hielo, actuando en forma semejante a una cuña, hará progresar las disunciones afectando sucesivamente el material (Duque, 2003).



Mecánicamente es más vulnerable la roca cerca a la superficie que en el interior y es mecánicamente más competente a esfuerzos de compresión que a esfuerzos de tensión y cizalladura según lo enseña la Tabla 2.4 (Duque, 2003).

Tabla 2.4 Resistencia de algunas rocas MPa (Duque, 2003).

Roca sometida a	Compresión	Tracción	Corte
Arenisca	15-50	1-3	5-15
Caliza	40-140	3-6	10-20
Granito	100-280	3-5	15-30
Diorita	100-250	-	-
Gabro	100-190	-	-
Basalto	200-350	-	-
Mármol	80-150	3-9	10-30
Pizarra	70	25	15-25
Concreto Reforzado	21	2	1

Lo anterior quiere decir que para que la gelifracción funcione es necesario que existan frecuentes ciclos de hielo-deshielo. Proceso que ocurre en las latitudes medias con procesos de tipo periglacial. En las latitudes altas con procesos de tipo glacial estas alternancias no se dan, ya que el período de congelación y descongelación dura meses (habiendo menos ciclos).



2.1.3.3 Hidroclastia

La hidroclastia consiste en la fragmentación de la roca debida a las tensiones que produce el aumento y reducción de volumen de determinadas rocas cuando se mojan y se secan. Normalmente, Este mecanismo adquiere gran importancia en arcillas expansivas.

Los ciclos de humedecimiento y secado son más lentos que los de hielo y deshielo, pero son más persistentes (La presión ejercida por la arcilla húmeda persiste mientras esté húmeda). Durante la fase seca la arcilla se cuarteo, presentando debilidades que son aprovechados por otros agentes erosivos.

En función del tamaño de los fragmentos se puede distinguir la macro-hidroclastia, en regiones que alternan arcillas masivas, calizas o areniscas y que presentan cuarteamientos muy grandes; y la micro-hidroclastia, en regiones de rocas cristalinas con algún grado de alteración, y que forma limos (Suárez F. , 1980).

2.1.3.4 Haloclastia

La haloclastia consiste en la fragmentación de la roca debido a las tensiones que provoca el aumento de volumen que se producen en los cristales salinos. Estos se forman cuando se evapora el agua en las que están disueltas. Las sales, que están acogidas en las fisuras de las rocas, presionan las paredes, a manera de cuña, hasta romperlas. En realidad no son los cristales formados los que ejercen la presión suficiente para romper la roca, si no el aumento de volumen de los cristales al captar nuevos aportes de agua, que hacen crecer el cristal salino.

La haloclastia sólo se presenta en los países altamente salinos y áridos, es decir en las franjas litorales y en las regiones muy áridas. El mecanismo es muy similar a la gelifración, aunque su ámbito de incidencia es menor.

Debido al reducido tamaño de los cristales salinos este mecanismo apenas tiene importancia en las rocas con fisuras ya presentes, sin embargo es muy efectivo en rocas porosas, por lo que el material que se forma es de pequeño calibre: arenas, limos, margas y arcillas (Suárez F. , 1980).



2.1.3.5 Corrosión

La corrosión implica denudación, es decir fragmentación y transporte del material, así que también se considera un agente de transporte (corrosión eólica).

La corrosión es un proceso de erosión mecánica producido por golpes que producen los materiales que transporta un fluido (aire, agua o hielo) sobre una roca sana. La reiteración de los golpes termina por fragmentar tanto de la roca sana como el proyectil. El resultado es la abrasión (desgaste por fricción) de la roca y la ablación (cortar, separar y quitar) de los materiales.

La eficacia de la corrosión depende de la densidad y de la velocidad del fluido. Un fluido es más denso cuantos más materiales lleva en suspensión (carga). También es más eficaz cuanto menos vegetación exista (Suárez F. , 1980).

2.1.4 Fracturamiento por relajación de esfuerzos

Se presenta en rocas ígneas y metamórficas cuando por ejemplo a una profundidad de 15 Km donde la presión es de 5000 veces la de la superficie de la tierra, y por fuerzas tectónicas o erupciones volcánicas remueven material liberando presión, de modo que las rocas ahora más relajadas se fracturan al expandirse, por este motivo varias rocas que se forman en profundidad que hoy en día están en la superficie de la tierra presentan fracturas creadas a profundidad.

2.1.5 Meteorización Biológica

La meteorización biológica es la forma menos conocida. Formas vegetales como algas, hongos y líquenes crecen sobre la roca desnuda y extraen elementos de los minerales a base de procesos químicos. De tal manera, estas plantas meteorizan los primeros centímetros o quizás milímetros preparando el terreno para plantas más evolucionadas. Más tarde, crecen sobre esta superficie plantas que tienen raíces con las cuales ejercen



fuerzas sobre las fracturas en la roca (trabajando en conjunto con la meteorización física), pero alrededor de la raíces también existe la posibilidad de procesos químicos debido a intercambios de iones entre las raíces y el suelo. Además, queda la acción de las bacterias en los suelos; algo también poco conocida. Sin embargo se conocen bacterias que producen dióxido de carbono y otras que forman ácidos sulfúricos, así que se puede suponer que estas bacterias también intervienen en los procesos de meteorización química. Así, las raíces de las plantas se introducen entre las grietas actuando como cuñas. Al mismo tiempo segregan sustancias que alteran químicamente las rocas, decolorando las paredes por la acción de los ácidos carbónicos y de otros tipos (Proaño, 2010).

Algunos animales, como las lombrices de tierra, las hormigas, las termitas, los topos, etc., también favorecen la alteración *in situ* de las rocas en la superficie. A ese tipo de alteración, a veces química, que realizan los seres vivos la llamamos meteorización externa (Suárez F. , 1980).

2.1.5.1 Bioturbación

Es el proceso de ruptura por actividad orgánica que lleva a la fracturación y remoción de rocas, sedimentos o suelos Ver Gráfica 2.12 (Hoyos, 2004).

2.1.5.2 Disolución

La producción de CO₂ debido a la producción de microorganismos presentes en las raíces de las plantas conduce a la formación de ácido carbónico y la reducción de pH del medio promoviendo a su vez procesos de meteorización química, previamente expuestos (Hoyos, 2004).



Gráfica 2.12 Grietas debidas al crecimiento de raíces (Thompson & Turk, 1997)

2.1.5.3 Intercambio catiónico

Reacciones por las cuales las plantas absorben nutrientes que puedan producir cambios en el pH del medio (Hoyos, 2004)

2.1.5.4 Quelación

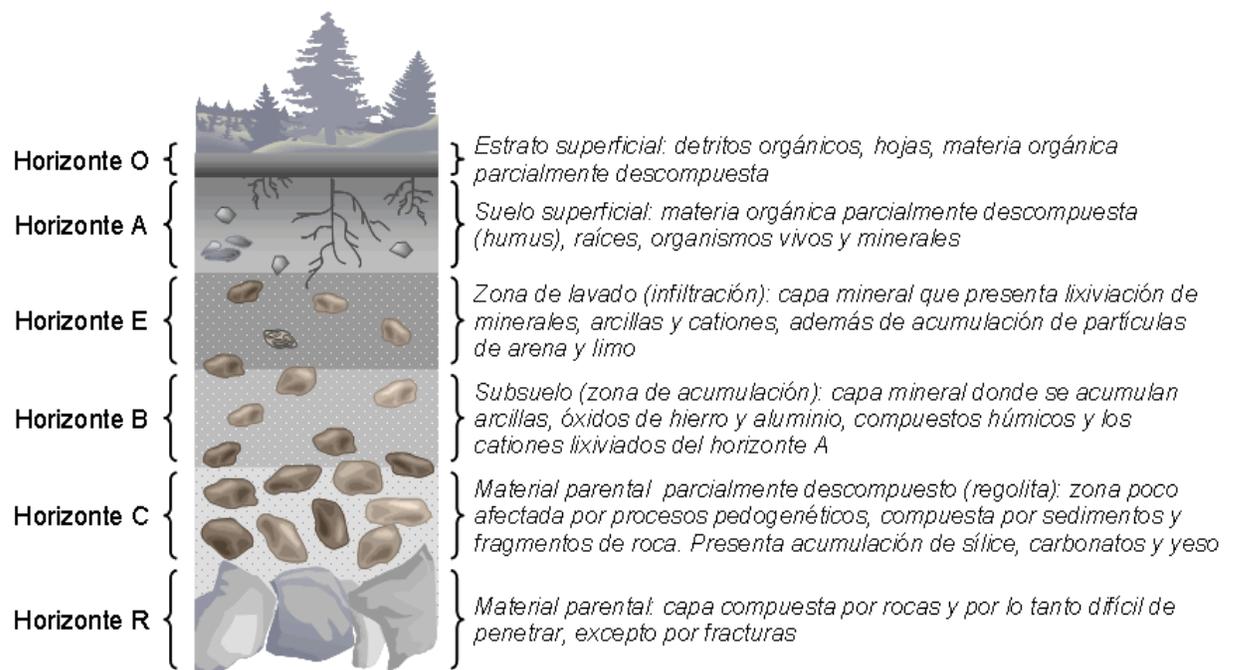
Un proceso complejo que comprende la formación de ácidos debido a la descomposición de la vegetación, estos ácidos tienen un efecto marcado en la solubilidad de ciertos elementos, el proceso puede ser producido por el crecimiento de plantas las cuales producen el efecto de la quelación al extraer los nutrientes del suelo, o lixiviados a través del suelo, (Small, 1982).

2.2 Perfiles de meteorización

Inicialmente se establecieron tres niveles de meteorización denominados A, B y C, donde el horizonte A es el suelo superficial, el B el subsuelo, y el C la roca parental, como se observa en la Gráfica 2.13. Sin embargo estos horizontes no describen apropiadamente la variación de las propiedades mecánicas, por lo mismo hoy en día se tienen 2 clasificaciones importantes para definir mejor los perfiles de meteorización que son realmente muy parecidas.

1. la clasificación de Hong Kong ver numeral 2.2.1

2. La clasificación de Dearman ver numeral 2.2.2



Gráfica 2.13 Horizontes de meteorización, Perfil general de un suelo. El espesor, presencia y composición de los horizontes varía en función del tipo de suelo y las condiciones climática (SEMERNAT, 2007).



2.2.1 Clasificación de Hong Kong

Sistema de clasificación del perfil de meteorización empleado en Hong Kong (Oficina de Control Geotécnico, 1979), la cual no varía sustancialmente con la clasificación de Dearman.

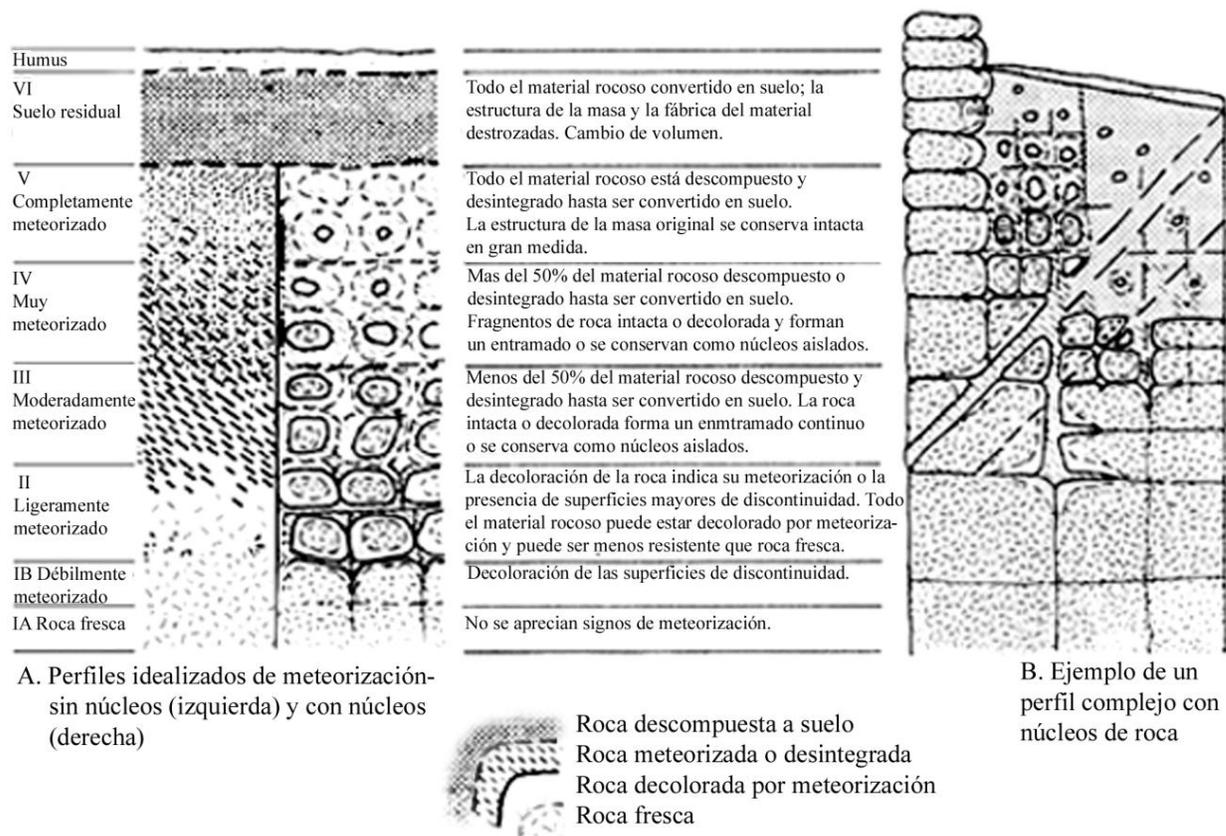
Tabla 2.5 Clasificación de Hong Kong (Suárez J. , 2009).

Grado	Descomposición	Detalles de diagnóstico en las muestras
VI	Suelo	No aparece textura reconocible de roca. Las capas superficiales pueden contener materia Orgánica y raíces.
V	Completamente descompuesta	Roca completamente descompuesta pero aún aparece textura de roca ligeramente reconocible.
IV	Muy descompuesta	Pedazos grandes que pueden ser destruidos con las manos.
III	Moderadamente descompuesta	Pedazos grandes que no pueden ser descompuestos por las manos (muestras tomadas con broca a rotación).
II	Algo descompuesta	Aparece como roca sana pero tiene manchas muestras de descomposición.
I	Roca sana	

2.2.2 Clasificación de Dearman

La clasificación de Dearman es la más conocida y utilizada en el Reino Unido. Consta de 6 grados de meteorización que van desde la roca sana o fresca hasta el suelo residual, bastante similar a la clasificación de Hong Kong, (Suárez J. , 2009).

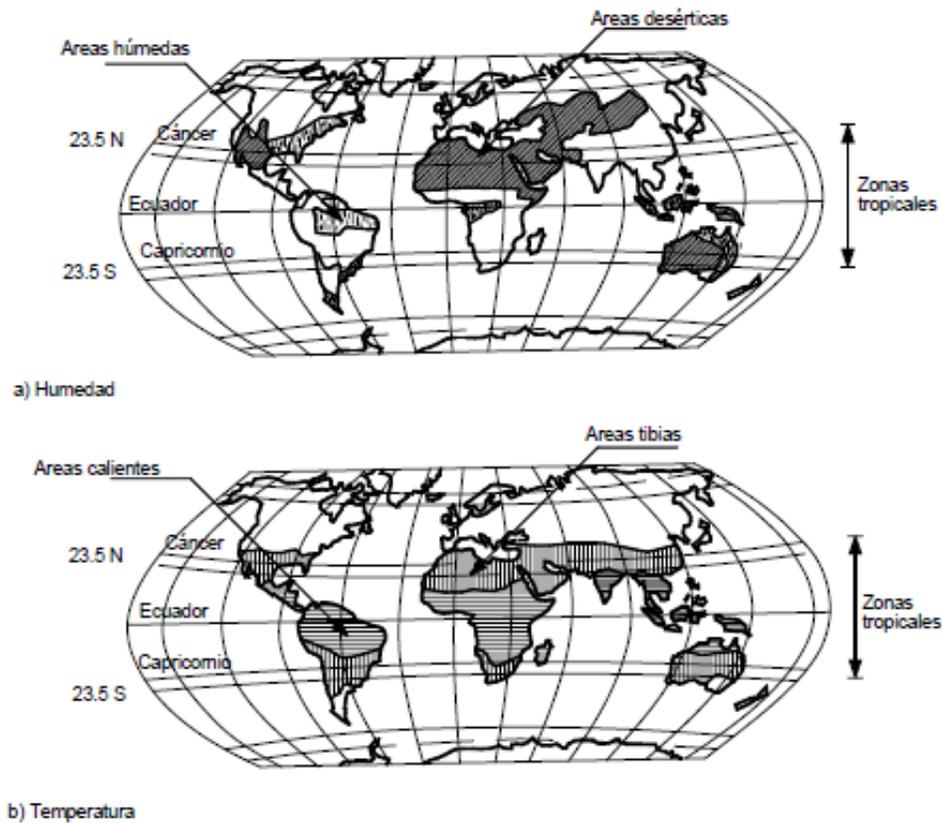
A continuación en la Gráfica 2.14 se pueden apreciar gráficamente y los criterios para definir el grado de meteorización tanto para perfiles idealizados como para un perfil complejo con núcleos de roca.



Gráfica 2.14 Perfil de meteorización de Dearman (1995 en Hoyos, 2004)

2.3 Suelos residuales

La definición de “suelo residual” varía de un país a otro pero una definición razonable podría ser la de un suelo derivado por la meteorización y descomposición de la roca *in situ*, el cual no ha sido transportado de su localización original (Blight, Wardle, & Fourie, 1997). Los términos residual y tropical se usan indistintamente pero en los últimos años se está utilizando con mayor frecuencia el término residual. Así mismo los suelos con mayor susceptibilidad a ser meteorizados son los encontrados en las zonas tropicales, sin excluir a los suelos que no están presentes en estas zonas. Como se puede ver en la Gráfica 2.15.



Gráfica 2.15 Localización de las zonas tropicales y áreas tibias, en las cuales los suelos residuales son muy comunes (Suárez J. , 2009).

Las características de los suelos residuales son muy diferentes a las de los suelos transportados. Por ejemplo, el concepto convencional de grano de suelo o tamaño de partícula es inaplicable a muchos suelos residuales, debido a que las partículas de suelo residual con frecuencia consisten en agregados o cristales de mineral meteorizado que se rompen y se vuelven progresivamente finos, si el suelo es manipulado. Lo que parece en el sitio como una grava arenosa puede convertirse en un limo fino durante las actividades de excavación, mezclado y compactación.

Las propiedades de los suelos residuales son generalmente controladas por la micro-fábrica o macro-fábrica, las juntas y demás detalles estructurales, los cuales eran parte integral de la masa de roca original y son heredados por el suelo. La estabilidad de taludes es particularmente complicada en un medio tropical, debido a que la mayoría de



los suelos son residuales, el régimen hidrológico complejo, la humedad ambiental y las temperaturas muy altas, la geología compleja, la topografía escarpada y los demás factores ambientales generalmente desfavorables. Los suelos residuales se encuentran predominantemente en las zonas tropicales, donde aparecen en grandes espesores y con frecuencia se les denomina como “suelos tropicales” y son escasos en las regiones no tropicales. La zona de suelos residuales se concentra en el sector norte de América del sur, Centroamérica, África, Australia, Oceanía y el sur de Asia ver Gráfica 2.15 (Suárez J. , 1998).

2.3.1 Clasificación de suelos residuales

El principal propósito de una mejor clasificación en una masa de suelo es la de proveer una nomenclatura abreviada para la descripción de una zona con propiedades particulares, a la cual se puedan asignar características ingenieriles teniendo en cuenta que se debe organizar cuidadosamente los efectos que se reflejan para determinadas condiciones geológicas.

La descripción de los materiales meteorizados proveerán información necesaria para definir el comportamiento, el grado de meteorización, incluso las consecuencias que la meteorización tiene sobre diferentes tipos de rocas, por ejemplo un granito meteorizado no se comportara como una limolita; a su vez una limolita meteorizada no se comporta como una roca sedimentaria meteorizada (siliclasto), (Dearman, 1995). A lo largo del tiempo se han hecho varios intentos de clasificar los suelos residuales y en la actualidad no hay una clasificación universalmente aceptada, debido a que la naturaleza de los suelos residuales es compleja y varía de país en país, la sociedad geológica de Londres propone tomar la clasificación propuesta por Duchaufour (la cual se presenta en el numeral 2.3.1.2.3) con relación a esto Wesley (2010) dice que:” también es posible que no se esté buscando un esquema universalmente unificado o que sea prácticamente imposible lograrlo. Aun así hay métodos usados para agrupar o “clasificar” los suelos residuales en 4 tipos de esquemas o métodos basados en la mineralogía (Wesley L. , 2009)”, a saber:



- Los métodos basados en la meteorización.
- Los métodos basados en la clasificación pedológica
- Los métodos usados para usos locales y/o tipos de suelos provenientes de tipos de roca específicas.
- Los basados en la mineralogía y estructura.

2.3.1.1 Los Métodos basados en la meteorización.

Este método es la representación más común, las limitaciones de este sistema es que primero no son sistemas que describan una clasificación de los suelos residuales, son métodos para describir los perfiles de meteorización de la roca, más que una descripción del suelo mismo. Proveen información del estado del suelo in-situ pero no una composición del suelo mismo, además esta clasificación debería estar unida a algún tipo de comportamiento, como si lo hace la clasificación USCS (Clasificación Unificada del Suelo), además sólo es relevante para tipos de roca particulares, un ejemplo de esto es la Gráfica 2.16 y la Gráfica 2.17.

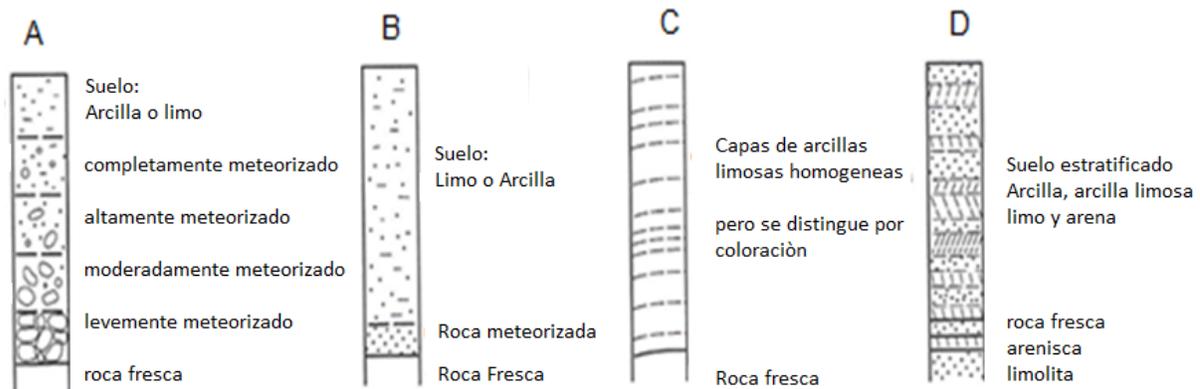
La Gráfica 2.16(A) presenta la meteorización gradual típica del granito donde se muestra un perfil que se compone de una serie de zonas gruesas de no muy diferentes espesores, donde el límite entre el suelo y la roca suele ser súbita, con una transición delgada de material.

Estas transiciones de roca a suelo también se presentan en la Gráfica 2.16(B) en rocas basálticas que por ejemplo se encuentran en la isla Norte en Nueva Zelanda y en las arcillas rojas derivadas de rocas andesíticas y basálticas de la isla de Java en Indonesia.

Los pedólogos plantean que las rocas básicas se meteorizan más rápidamente a suelos que las rocas ácidas, esto debido a que se produce una capa de contacto delgada entre los minerales, por el contrario la zona de alteración en rocas ácidas ricas en cuarzo tienden a ser bastante gruesa por lo que toma mayor tiempo en ser meteorizada, en parte por la estabilidad química que tiene el cuarzo (Townsend 1985 en Wesley, 2009).

En la Gráfica 2.16(C) se presenta un suelo de cenizas volcánicas, estos presentan límites abruptos entre el suelo y la roca subyacente, como se presenta por ejemplo en los lahares basálticos o andesíticos, o también en rocas sólidas. Dicho límite en suelos de cenizas volcánicas se presenta no sólo debido a la naturaleza del proceso de la meteorización, sino a que la ceniza ha sido depositada en la parte superior de la roca y el suelo se deriva de ceniza fresca y no de la roca subyacente.

En las rocas sedimentarias como: areniscas, rocas blandas, lutitas y shales, el proceso de meteorización no suele romper los minerales de la roca para convertirlos químicamente en minerales arcillosos, pero si puede y suele suceder que por procesos de meteorización química (por ejemplo con hidrolisis) que entre las estratificaciones por las infiltraciones de agua libere los minerales arcillosos existentes en la roca parental generando una pérdida de cementación. En esta situación, el perfil del suelo suele presentar capas intercaladas de rocas meteorizadas como se muestra en la Figura 2(D). Por ejemplo en Auckland (Nueva Zelanda) se presentan capas intercaladas de arenisca y lodolitas (conocidas como secuencia de Waitemata). Esta roca blanda presenta resistencias a la compresión no confinada generalmente entre 1500-4000 kPa (Wesley L. , 2009).



Gráfica 2.16 variación de los perfiles en suelos residuales (Wesley L. , 2009)

En la Gráfica 2.17 se encuentran varios ejemplos de los métodos basados en la meteorización de diferentes tipos de roca específicas, realizada por diversos autores a lo largo del tiempo a medida que estos se fueron requiriendo para caracterizar el suelo según la roca parental de la cual esta proviene.



PERFIL ESQUEMÁTICO	LOVE (1951) LITTLE (1961)	VARGAS (1951)	SOWERS (1954, 1963)	CHANDLER (1969)	GEOLOGICAL SOC. ENG. GROUP (1970)	DEERE Y PATTON (1971)	
	ROCAS ÍGNEAS	ÍGNEAS, BASÁLTICAS Y ARENISCAS	ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS	MARGAS Y LIMOLITAS	ROCAS ÍGNEAS	ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS	
	VI SUELO	SUELO RESIDUAL	ZONA SUPERIOR	IV COMPLETAMENTE ALTERADA	VI SUELO RESIDUAL	HORIZONTE IA	
	V COMPLETAMENTE ALTERADA	SUELO RESIDUAL JOVEN	ZONA INTERMEDIA	PARCIALMENTE ALTERADA	IV a	HORIZONTE IB	
	IV ALTAMENTE ALTERADA	CAPAS DE ROCA DESINTEGRADA	ZONA PARCIALMENTE ALTERADA		III	V COMPLETAMENTE ALTERADA	HORIZONTE IC (SAPROLITO)
	III MODERADAMENTE ALTERADA			II	IV ALTAMENTE ALTERADA	ZONA DE TRANSICIÓN	IA TRANSICIÓN CON ROCA METEORIZADA SAPROLITO
	II ALGO ALTERADA			II DEBILMENTE ALTERADA	III MODERADAMENTE ALTERADA		IB PARCIALMENTE METEORIZADA
	I ROCA SANA	ROCA SANA	ROCA INALTERADA	ROCA INALTERADA	IB MUY POCO ALTERADA	IA ROCA SANA	ROCA SANA

Gráfica 2.17 Perfiles de meteorización de diferentes tipos de roca y diferentes condiciones ambientales (Vallejo, 2002).

2.3.1.2 Los Métodos basados en la clasificación pedológica

Durante años se han usado términos pedológicos para clasificar los suelos en la geotecnia y geología por ejemplo el término laterita o suelo laterítico fue uno de los primeros en ser usados y se remonta hasta Bee (1948), Ranganathan (1961) fue de los primeros en usar el término “Black Cotton Clay” (actualmente nombrado en español Vertisol) en artículos académicos en geotecnia, por su parte Wesley (1973) usó términos como Latosoles (Latosol) y Andasoles (Andosol), para designar 2 grupos de suelos en indonesia, y este constante uso de terminología pedológica (no geotécnica ni geológica) promovida por geotecnistas Indonesios desde 1972, conllevó a la acuñación de estos términos y a hacer parte de un sistema de clasificación hoy usado por geotecnistas en todo el mundo.

A su vez Junas Dai y Driessen (1972), y Lenvain, Lohnes y Tuncer (1977) adicionaron los términos Andosol y black cotton Soil (Vertisol). Posteriormente Mitchell & Sitar (1982) presentaron una tabla (la cual se presenta en la Tabla 2.8) donde se reunieron estos términos, los cuales hoy en día se utilizan en los 3 sistemas de clasificación pedológicos



más conocidos y usados “la clasificación Francesa”, “la clasificación de la FAO” y “la clasificación Norte Americana “U.S.A”, (Wesley L. , 2009).

2.3.1.2.1 Clasificación de la asociación de conservación de los suelos de USA

La siguiente es la clasificación de los suelos es de la asociación de conservación de los suelos de USA, la cual está muy asociada a las clasificaciones pedológicas como la **FAO – UNESCO** que será explicada en la Tabla 2.6:

Tabla 2.6 Clasificación de la asociación de conservación de los suelos de USA, (Hunt, 2007).

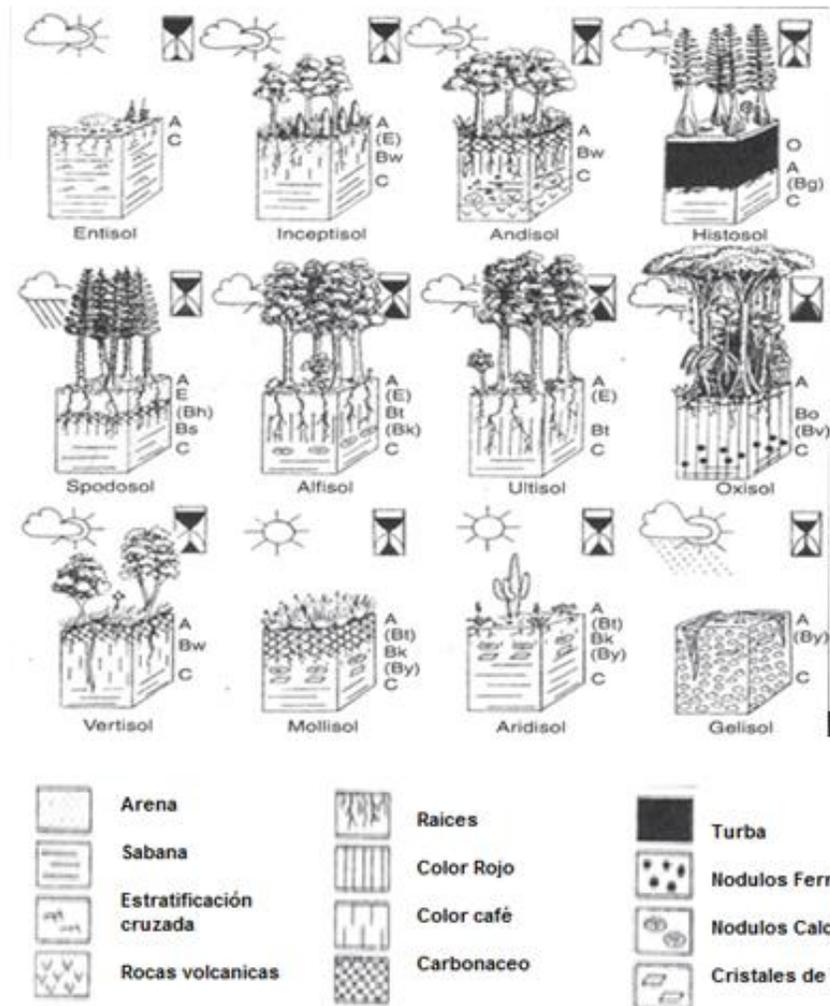
Tipo de suelo	Descripción
ENTISOL	En fase inicial de desarrollo del suelo compuesta por horizontes A y C o A y horizontes R - no hay desarrollo del horizonte B.
INCEPTISOL	Suelo joven con un poco de lixiviación en el horizonte A, pero un horizonte B débilmente desarrollado.
ANDISOL	Al igual que el INCEPTISOL pero formado sobre cenizas volcánicas.
VERTISOL	Con abundancia de arcilla expansiva (principalmente esmectita) expuestos a condiciones extremas de temporada de humedecimiento y secado (expansión y contracción), comúnmente tiene bloques con estructuras columnares debido a las grietas de lodo y a grietas en prisma, caras de fricción, fallas pseudo-anticlinales y nódulos de óxido de hierro y caliza.
ARIDISOL	Suelo del desierto, color claro debido a la baja prevalencia de la materia orgánica. Comúnmente con capas de caliche y calcáreos dentro a un metro de la superficie o en lugar precipitados- minerales evaporíticos, como el yeso. Puede contener horizontes como silcreto u ferricrete - capas cementadas por minerales de hierro o sílice.



Continuación de la Tabla 2.6

Tipo de suelo	Descripción
MOLLISOL	De espesor grueso, rico en materia orgánica de un horizonte que es blando cuando está seco, con abundantes raíces y madrigueras, y el horizonte B enriquecido en arcilla o carbonato de calcio. Pastizales del suelo.
HISTOSOL	De espesor horizonte O (turba) formada por la acumulación de materia orgánica que no se descomponen. Espesor compactado de horizonte O al menos 0,4 m. Pantano del suelo.
SPODOSOL	Compuesto por gruesas y bien diferenciados horizontes A y E con horizonte B enriquecido, en A1 óxidos de Fe y oxihidróxidos que forman una capa dura. Horizonte B con poco o nada de arcilla o carbonato de calcio. Bosque y el suelo del bosque.
ALFISOL	Fuertemente ácido-lixiviado, un horizonte que contiene materia orgánica en descomposición. Gruesos horizontes bien diferenciados con un horizonte B enriquecido de arcilla, sesquióxidos rojos. Bosque y el suelo del bosque.
ULTISOL	Similar a alfisol pero más altamente degradado, con un horizonte B bien desarrollado rico en arcilla. Puede contener horizontes lateríticos o bauxita. Bosque y el suelo del bosque.
OXISOL	Horizonte grueso bien diferenciado de suelo arcilloso, muy oxidado y rojo los horizontes inferiores de arcilla en el horizonte B se descomponen en óxidos de Al y Fe. Puede contener horizontes lateríticos o bauxita. Suelo de selva.

En la Gráfica 2.18 la Representación gráfica de la clasificación de los suelos de la asociación de conservación de los suelos de USA, asociada con los tipos de clima.



Gráfica 2.18 Representación gráfica de la clasificación de los suelos de la asociación de conservación de los suelos de USA, el símbolo del sol representa el clima donde se forman los suelos y el reloj de arena representa el tiempo de formación (Hunt, 2007).

2.3.1.2.2 Clasificación FAO

Se han editado mapas de suelos, generalmente para uso agrícola en donde se clasifican los suelos de acuerdo con criterios pedológicos. Se conoce la clasificación pedológica



francesa, la clasificación Taxonómica de los Estados Unidos y la clasificación FAO-UNESCO. Estas clasificaciones han sido estudiadas por autores como Morin & Todon (en Hunt, 2007) y pueden ser útiles para los Ingenieros y geólogos y para ello existen correlaciones cuya interpretación en casos prácticos requiere de mucho criterio y experiencia. La FAO ha definido 25 unidades de suelo de las cuales las más importantes son presentadas en la Tabla 2.7.

Tabla 2.7 Clasificación FAO, (Hoyos, 2004).

Tipo de Suelo	Descripción
ARENOSOL	Más gruesas que la arena y contenido de arcilla del 18% o menos. Exclusivos de depósitos aluviales recientes no consolidados.
ANDOSOL	Suelos formados por materiales volcánicos por lo general con superficies oscuras. Comunes en regiones montañosas. Densidades bajas y humedades naturales altas. Contienen generalmente, minerales de Aloysita. Se caracterizan por su alto contenido de agua y cambios irreversibles cuando se secan. Estos materiales son muy comunes en las zonas volcánicas del sur-occidente de Colombia.
LUVISOL	Suelos con acumulación de arcilla en el horizonte intermedio, rojo grisáceo. Propios de zonas áridas.
CAMBISOL	Suelos en los cuales han ocurrido cambios en el color, la estructura y consistencia por la meteorización del perfil en zonas de erosión intensa.
ACRISOL	Suelos muy ácidos normalmente amarillo - crema, provenientes de rocas ácidas en zonas de lluvia intensa.
ANITOSOL	Suelos de color gris rojizo que han sido parcialmente meteorizados pero no han llegado a la madurez total que han alcanzado los Ferralsoles.



Continuación de la Tabla 2.7

Tipo de Suelo	Descripción
FERRALSOL	<p>Suelos que contienen una cantidad muy importante de óxidos de hierro, generalmente rojos o amarillos, propios de zonas lluviosas. Es un grupo muy grande de suelos con gran variación de características, los minerales predominantes son la Caolinita y la Aloisita. Dentro de los ferralsols es importante definir a los “Latosols”. Un término científico empleado también para la caracterización de lateritas es de Latosol. La identificación sobresaliente es la presencia abundante de sesquióxidos y Cuarzo y la ausencia de los minerales solubles. Por lo general el tipo de arcilla predominante es la Caolinita. Las tierras rojas o latosoles son suelos residuales ferruginosos que se encuentran en el primer ciclo del proceso, habiendo sido recientemente oxidados pero no cementados, comportándose como arcillas y por lo tanto no se considera que sean Lateritas.</p>
VERTISOL	<p>Son suelos problemáticos de altas características de expansión y contracción y baja resistencia. Poseen grandes cantidades de Esmectita y Montmorillonita entre ellos se incluyen las arcillas negras propias de las zonas tropicales.</p>

En la región Andina de Suramérica ocurren por lo general, asociación o combinaciones de los tipos de suelo y es muy difícil la clasificación exacta de acuerdo a la nomenclatura de la FAO. En la cuenca amazónica predominan los Ferralsoles. Los suelos que cambian sus propiedades al secarse son generalmente, los Andosoles o suelos de origen volcánico (ricos en Halloysita), en zonas donde la actividad volcánica ha sido reciente y algunos Ferrasoles que ocurren en zonas de lluvias fuertes, especialmente en la cuenca amazónica.



2.3.1.2.3 Clasificación Duchaufour

Los términos Vertisoles, Podzoles y Andosoles varían poco entre las clasificaciones Duchaufour (1982), FAO y USA, a continuación las diferencias entre los conceptos presentados previamente.

Suelos fersialíticos (*sensu stricto*): Suelos rojizos en los que los minerales de arcilla del tipo 2:1 son dominantes por transformación y neoformación; la capacidad de intercambio catiónico de las arcillas es mayor que 25 meq/100 g. Donde el desarrollo vertical es incompleto se forman suelos fersialíticos pardos; donde es completo se forman suelos fersialíticos rojos saturados o casi saturados de complejos y cuando son complejos se forman suelos fersialíticos ácidos desaturados y degradados

Suelos ferruginosos (*sensu stricto*): Suelos intermedios entre los formados por fersialitización y ferralitización. La meteorización de los materiales primarios es más fuerte que en los suelos fersialíticos pero no tanto como en los suelos ferralíticos; hay alguna remoción de sílice soluble por drenaje. Las arcillas de neoformación usualmente son caoliníticas pero persisten algunos minerales de arcilla 2:1; no se encuentra gibbsita iluvial. Los horizontes frecuentemente consisten en saprolitos caoliníticos y el desarrollo está fuertemente influenciado por la edad.

Suelos ferralíticos (*sensu stricto*): Fase final del desarrollo de perfiles gruesos de suelo en climas húmedos cálidos en los que la mayor parte de los minerales primarios están afectados por la hidrólisis completa. Los óxidos de hierro y aluminio, la sílice y las bases son liberadas pero el hierro y el aluminio son retenidos en los perfiles en tanto que las bases y parte de la sílice son removidas en solución; las caolinitas de neoformación tienen un contenido bajo de sílice. Los minerales característicos son cuarzo, caolinita, gibbsita, hematita y goetita. El horizonte argílico generalmente está ausente.

Vertisoles: Suelos maduros de coloración oscura, ricos en arcillas expansivas mezcladas con compuestos húmicos. Típicamente muestran una mezcla profunda con movimiento vertical debido al cambio de volumen de la arcilla con grandes grietas de contracción y



espejos de falla; en los textos anglosajones son llamados también *black cotton soils*. El término *gilgai* es usado algunas veces para los rasgos microtopográficos asociados.

Andosoles fersialíticos: Suelos de textura arcillosa, derivados parcial o totalmente de depósitos volcánicos, compuestos esencialmente de complejos de alófana amorfa y humus. Tienen una enorme capacidad de retención de agua que excede del 100% y puede llegar al 200% en los andosoles tropicales hidromórficos, pero el secamiento prolongado puede bajar esta capacidad, frecuentemente en forma irreversible. Tienen una elevada capacidad de intercambio catiónico y son ricos en minerales de arcilla y óxidos de hierro; se endurecen al secarse. (Hoyos, 2004)

En la Tabla 2.8 se presentan las equivalencias entre los términos usados en los 3 sistemas los cuales son los más usados para la clasificación de los suelos residuales (La clasificación de Duchaufour, la clasificación de USA y la FAO). Wesley L. D (1998) recomienda el sistema propuesto por Duchaufour y a su vez por el grupo de la sociedad geológica de ingenieros de Londres. “Este sistema, basado completamente en la comprensión de la meteorización y de otros procesos pedogenéticos, establecidos mediante el trabajo analítico y experimental, destaca las características de composición del suelo, como su composición mineralógica, que influyen en su comportamiento geotécnico. Este sistema es en consecuencia más relevante para la ingeniería de geología que los basados en otros criterios, frecuentemente efímeros de más valor en la agricultura. El significado del sistema de clasificación de Duchaufour para las propiedades y el comportamiento geotécnico” (Hoyos, 2004).



Tabla 2.8 Equivalentes aproximados de varias clasificaciones de suelos residuales tropicales (Hoyos, 2004)

Duchaufour (1982)	FAO-UNESCO (1988)	USA -Soil Survey (1975, 1992)
Suelos fersialíticos	Cambisoles, calcisoles, luvisoles, alisoles	Alfisoles, inceptisoles
Andosoles	Andosoles	Inceptisoles
Suelos ferruginosos	Luvisoles, alisoles, lixisoles, plintosoles	Alfisoles, ultisoles
Ferrisoles	Nitisoles, acrisoles, lixisoles, luvisoles, plintosoles	Ultisoles y oxisoles
Suelos ferralíticos	Ferralsoles, plintosoles	Oxisoles
Vertisoles	Vertisoles	Vertisoles
Podzoles	Podzoles	Spodosoles

2.3.1.3 Los métodos usados para usos locales

En vista de la complejidad de los suelos residuales, y que sus características poco tienen en común sobre algunos grupos de suelos residuales, no es de sorprender que la descripción de la clasificación tenga un desarrollo de uso local, en particular debido a su formación. Por ejemplo hay sistemas sugeridos para suelos lateríticos de Hawaii y Puerto Rico. Así como hay sistemas desarrollados usados exclusivamente para el subterráneo de Baltimore, estos métodos son muy deseados para enfrentar problemas de formaciones particulares, y es bueno para lidiar con formaciones particulares.

2.3.1.4 Métodos basados en su mineralogía y estructura

Las características específicas de los suelos residuales que los distinguen de los suelos sedimentarios pueden generalmente ser atribuidas a la presencia de arcillas inusuales o



estructuras particulares afectadas, como la presencia de un suelo intacto y parcialmente meteorizado, planos de debilidad, y cementantes interpartículas, estas influencias pueden ser agrupadas bajo su composición y su estructura, (Wesley L. , 2009).

La composición incluye el tamaño de partículas, su forma, y especialmente su composición mineralógica, mientras la estructura incluye la macroestructura y la microestructura.

Un primer paso para agrupar estos suelos residuales es entonces dividirlos en grupos basados en la composición por sí mismo, sin referencia a su estado inalterado. Así como lo describe Wesley L. D (2009), quien sugirió los siguientes grupos.

Grupo A: suelos sin una fuerte influencia mineralógica

Grupo B: suelos con una fuerte influencia mineralógica proveniente de las arcillas convencionales comúnmente encontradas en los suelos sedimentarios

Grupo C: suelos con una fuerte influencia mineralógica proveniente de minerales de arcillas especiales que no están presentes en los suelos sedimentarios.

2.3.1.4.1 Grupo A: suelos sin una fuerte influencia mineralógica

Aparte de los suelos que son fuertemente influenciados por las arcillas minerales, hay un grupo de suelos que pueden tener propiedades similares con influencia de la mineralogía, en general los suelos que tienen un perfil de meteorización como el ilustrado en la Gráfica 2.16A, están presentes en este grupo. Por ejemplo los suelos provenientes de los granitos meteorizados son típico ejemplo de este grupo, estos suelos son de naturaleza gruesa que cuentan con una pequeña fracción de arcillas, y rara vez en la parte superior del suelo hay se encuentran suelos con propiedades influenciadas por los minerales de arcilla.

Este grupo de suelos se subdivide en 2 grandes grupos (A y B) y en un grupo más pequeño (C).



Subgrupo A: suelos en donde la macroestructura juega un papel importante en el comportamiento de los suelos, por ejemplo los horizontes más profundos presentados en la Gráfica 2.16A, En esta categoría se Incluyen todos los detalles que se pueden observar visualmente como lo son las discontinuidades, las capas, las fisuras, los poros, la presencia de materiales no meteorizados o parcialmente meteorizados y las estructuras heredadas.

- Subgrupo B: suelos sin macroestructura, pero con una fuerte influencia de la microestructura. La influencia más importante de la microestructura son las uniones entre las partículas o la cementación, y aunque esta no puede ser identificada visualmente, puede ser inferida por aspectos básicos del comportamiento de los suelos. La sensibilidad, en particular es una buena medida de medición de la presencia de esta cementación que se pierde cuando se remodela el suelo. Este grupo también tiene en cuenta la fábrica, la forma y el tamaño de los poros, etc.
- Subgrupo C: suelos que no están fuertemente influenciados ni por la macroestructura ni por la microestructura, este subgrupo es un grupo menor, pocos suelos residuales del grupo A caen en esta categoría,

2.3.1.4.2 Grupo B: suelos con una fuerte influencia mineralógica proveniente de las arcillas convencionales

En este grupo entran los suelos que son fuertemente influenciados por las arcillas minerales, como las normalmente encontradas en suelos sedimentarios, el miembro más significativo en este grupo son los suelos llamados Vertisoles (en la clasificación FAO), las arcillas negras (Black cotton soils) y en general las tierras negras, se caracterizan por su gran capacidad de expansión y retracción, alta compresibilidad y baja resistencia, estas características son directamente relacionadas a su predominante mineralogía, la cual es montmorillonita, o materiales similares a las del grupo de las esmecitas.

La información en la literatura sugiere que otros suelos residuales que pertenecen a este grupo aunque algunos suelos se deriven de rocas sedimentarias, como areniscas y



lodolitas tienen propiedades que son fuertemente influenciadas por la composición mineralógica. Algunos suelos en Auckland en Nueva Zelanda se derivan de la meteorización de la Arenisca y puede entrar en esta categoría. Ya que estas tienen una alta capacidad de expansión y contracción (Wesley L. , 2009).

2.3.1.4.3 Grupo C: suelos con una fuerte influencia mineralógica proveniente de minerales de arcillas especiales que no se encuentran en suelos sedimentarios

Los dos minerales más importantes aquí son las arcillas silíceas; la halloysita y la Allofanita, y los minerales asociados son conocidos como los sesquióxidos. La influencia de la allofanita (hidrosilicato de aluminio amorfo, del grupo de los filosilicatos) y la halloysita (filosilicato) y en el suelo dan propiedades claras y documentadas a diferencia de la influencia de los sesquióxidos, en todo caso es importante subdividir el grupo en 3 subgrupos:

1. Suelos de Halloysita: la influencia principal es este mineral que aparenta tener de buenas propiedades ingenieriles, a pesar su alto contenido de arcilla y pequeños tamaños de partículas, y altos contenidos de agua natural, las buenas propiedades ingenieriles aparentan ser resultado de la composición mineralógica, o en algunos casos de la cementación, ejemplo de este subgrupo son las arcillas rojas, Latosoles, Oxisoles y los Ferrisoles.
2. Suelos de allofanita: las propiedades de la allofanita son dramáticas y difíciles de comprender, se encuentran rangos de contenidos de agua entre 80% y 250%, pero siguen funcionando perfectamente como materiales para ingeniería, son frecuentemente muy superiores a los suelos con contenidos de agua previamente mencionados, ejemplo de este subgrupo son los suelos de las cenizas volcánicas y Andosoles.
3. Suelos influenciados por la presencia de sesquióxidos: el papel principal de los sesquióxido parece ser cementar y unir minerales que constituyen el suelo, con la suficiente concentración de esquistos se forman materiales comúnmente conocidos como lateritas, la relación Sílice/Aluminio ($\text{SiO}_2/\text{AL}_2\text{O}_3$) y la relación de



Silice/sesquióxido se obtiene un indicador del grado de laterización. Este subgrupo puede quizá ser en términos generales el grupo de las lateritas, los duracretos y los suelos ferralíticos.

A continuación en la Tabla 2.9, se presenta un resumen del método basado en la mineralogía y estructura propuesto por Wesley & Irfan (1997).

Tabla 2.9 Sistema de clasificación de los suelos residuales (Wesley & Irfan, 1997).

Grupo	Subgrupo	Ejemplo	Identificación	Comentarios
A Suelos sin influencia mineralógica fuerte	(a) Influencia fuerte de la macroestructura	Suelos de rocas ígneas ácidas o intermedias rocas sedimentarias muy meteorizadas.	Inspección visual	Este es un grupo muy grande de suelos, incluyendo los saprolitos, cuyo comportamiento en las laderas es dominado por la influencia de las discontinuidades, fisuras, etc.
	(b) Influencia fuerte de la microestructura	Suelos de rocas ígneas y sedimentarias completamente meteorizadas.	Inspección visual y evaluación de la sensibilidad e índice de liquidez.	Son suelos esencialmente homogéneos. Es importante la identificación de la naturaleza y el papel de las discontinuidades heredadas, tanto primarias como secundarias para entender el comportamiento.
	(c) Poca influencia de la estructura	Suelos derivados de rocas muy homogéneas	Poca o ninguna sensibilidad y apariencia uniforme.	Se comportan en forma similar a los suelos moderadamente sobre consolidados.

Continuación de la Tabla 2.9



Grupo	Subgrupo	Ejemplo	Identificación	Comentarios
B Suelos fuertemente influenciados por minerales comunes	(a) Grupo de la Esmectita y Montmorillonita	Suelos negros tropicales y suelos formados en condiciones pobremente drenadas.	Colores gris a negro y alta plasticidad.	Suelos problemáticos encontrados en zonas planas; son de baja resistencia, alta compresibilidad y características fuertes de expansión y contracción.
	(b) Otros minerales comunes		Subgrupo relativamente pequeño.	
C Suelos fuertemente influenciados por minerales arcillosos propios solamente de los suelos residuales	(a) Grupo de los Alófanos	Suelos derivados de ceniza volcánica.	Contenidos de agua muy altos y cambios irreversibles al secarse.	Altos límites líquidos y plásticos. Las características de ingeniería son generalmente buenas, aunque en algunos casos, la alta sensibilidad hace difícil el manejo y la compactación.
	(b) Grupo de la Halloisita	Suelos derivados de rocas volcánicas antiguas, especialmente arcillas rojas tropicales.	Color rojo, topografía bien drenada.	Suelos finos de baja a media plasticidad, pero de baja actividad. Las propiedades de ingeniería son generalmente buenas, (Debe tenerse en cuenta que con frecuencia, se traslapan los suelos alófanos y los halloisíticos).
	(c) Grupo de los Sesquioxidos	Suelos lateríticos o lateritas	Apariencia granular o nodular.	Es un grupo muy amplio que van desde arcilla



La caracterización de un suelo residual debido a su heterogeneidad, requiere de un análisis integral que tenga en cuenta todos los factores que afectan su comportamiento, el cual incluye el grado y el proceso de meteorización, su mineralogía, microestructura, discontinuidades, estado de esfuerzos, propiedades mecánicas, clasificación y caracterización del perfil.

2.3.2 Duracretos

Los horizontes de suelo endurecido se forman como resultado de la acumulación residual de hierro y aluminio o por la precipitación de **calcita**, **dolomita** o **yeso**. El transporte del hierro en solución puede ocurrir en distancias muy cortas para dar lugar a horizontes moteados con acumulaciones o segregaciones ferruginosas y parches pálidos con bajos contenidos de hierro. Alternativamente puede ocurrir en distancias laterales mayores donde el hierro sea frecuentemente y redepositado en forma férrica y se acumule en la parte inferior de las laderas, en los fondos de los valles y en las depresiones cerradas, el término **laterita** es ampliamente utilizado para los tipos ferruginosos pero ha sido aplicado también a los horizontes blandos ricos en arcilla que presentan una marcada segregación de hierro, moteado, y gravas sueltas compuestas principalmente de concreciones de óxido de hierro, de acuerdo con McFarlane (1976 en Hoyos 2004) estos materiales no endurecidos forman etapas en una secuencia de meteorización laterítica que, en condiciones favorables, dan lugar al desarrollo de un manto continuo de laterita endurecida que forma una coraza en superficie o cerca de la superficie. (Hoyos, 2004)

Las corazas ricas en hierro pueden ser llamadas **ferricretos**; las que tienen un mayor contenido de óxidos de aluminio son llamadas **alucretos** o más corrientemente **bauxitas**, (Bleackley (1964); Dury (1969); Aleva (1979); Valetton (1983); Bardossy & Aleva (1990); Butty & Chapallaz (1984) en Hoyos, 2004). Convencionalmente alucreto es un término apropiado cuando el óxido de aluminio (Al_2O_3) excede el 50% aunque el término bauxita ha sido usado para el comercio de estos minerales con contenidos menores de Al_2O_3 a 50%. McFarlane (1983) concluyó que “el contenido químico absoluto no es un suficiente para proporcionar definiciones de laterita y bauxita y para distinguir entre ellas”. Las



relaciones de sesquióxidos en estos depósitos son variables y pueden no estar relacionados con la composición de la roca infrayacente, (Hoyos, 2004)

El desarrollo de laterita o bauxita en sustratos aislados de caliza (por ejemplo los atolones coralinos) normalmente resulta de la meteorización de adiciones eólicas de origen distante (ceniza volcánica o loess) que se acumularon lentamente en largos intervalos de tiempo.

Otros tipos de coraza (Goudie 1973 en Hoyos, 2004) son los pedocretos que resultan de la precipitación de **calcitas (calcretos), dolomitas (dolocretos) o yeso (yecretos)**, a partir de soluciones que migran a través del perfil del suelo. La sílice soluble puede ser redepositada como gel de sílice (ópalo) en lugar de combinarse con las bases para formar arcillas. Los silcretos resultantes ocurren principalmente en profundidad dentro de suelos bien drenados, formados de materiales parentales silíceos con poca alúmina, como las areniscas cuarcíticas (Summerfield (1983); Wopfner (1983); Van der Graaf (1983); Butt 1985 en Hoyos, 2004). La reprecipitación del sílice es favorecida también por las condiciones cálidas y húmedas con desecación estacional del perfil (Twidle & Hutton 1986 en Hoyos, 2004). Sin embargo, la acumulación es tan lenta que los silcretos gruesos y continuos están asociados usualmente sólo con superficies muy antiguas como la superficie del Terciario temprano en el sur de Australia y la Superficie Africana de Sudáfrica. el sílice también puede ser redepositada en estratos porosos profundos en la corteza terrestre por debajo de la zona de pedogénesis. donde estos silcretos diagenéticos son desenterrados por erosión que frecuentemente permanecen en la superficie, siendo mucho más resistentes que los depósitos no silicificados adyacentes ya sea por encima o por debajo. Localmente, esto puede dar la impresión errónea de que han sido formados en la superficie por procesos pedogenéticos. Por la misma razón, los silcretos pedogenéticos que se originan en las partes inferiores del paisaje frecuentemente están preservados en las cimas y mesetas actuales. La mayoría de los silcretos tienen más del 60% de contenido de sílice. Los calcretos contienen entre 60 y 97% de caliza con un valor medio de casi 80% (Goudie 1973 en Hoyos, 2004).



Lateritas (**ferricretos**) y las bauxitas (**alucretos**) son los tipos de corazas más ampliamente distribuidos en las regiones tropicales. Otros tipos de corazas se encuentran en situaciones geoquímicas especiales, y su localización no necesariamente está restringida a los climas tropicales, (Hoyos, 2004), a continuación en la Tabla 2.10 se presentan los cristales/minerales típicos presentes en los duracretos.

Tabla 2.10 minerales /cristales típicos presentes en los duracretos (Selby, 1993)

Agente cementante	Contenido dominante	Elementos	Minerales típicos	
Silcreto	Silcreto	SiO ₂ Al ₂ O ₃	Cuarzo (componente aluminoso amorfo cristalizado)	
Ferricreto	Ferricreto	Fe ₂ O ₃ , SiO ₂	Hematita, Cuarzo	
	Ferricreto	Fe ₂ O ₃ , FeO(OH), SiO ₂ , AlO ₃ . nH ₂ O, + AlO(OH)	Hematita, Goethita, Cuarzo, Gipsita, -Bohemita	
	-	Ferricreto	Fe ₂ O ₃ , FeO(OH). Al ₂ O ₃ . nH ₂ O, AlO(OH)	Hematita, Goethita, Gipsita, Bohemita
	Ferricreto	Fe ₂ O ₃ (hasta 80%), FeO(OH).	Hematita, Goethita	
	Ferricreto	Fe ₂ O ₃ , MnO,	Hematita, pirolusita/ psilomelana	
	Alucreto	Tialicreto	TiO ₂ Al ₂ O ₃ . H ₂ O	Rutilo/anatasa, Gipsita
	Alucreto	Al ₂ O ₃ H ₂ O (hasta 60%), AlO (OH)	Gipsita, Bohemita	
Calcreto	Calcreto	CaCO ₃	Calcita (60-97%)	
	Calcreto	CaCO ₃ , SiO ₂	Calcita	
Yecreto	Yecreto	CaSO ₄ . 2H ₂ O	Yeso	
Silicreto	Silicreto	NaCl (impura)	Roca salada	

Nota: la gipsita es Al₂O₃, bohemita AlO(OH), Geoteita FeO(OH), Hematita Fe₂O₃.



2.3.3 Saprolito

El saprolito es definido como un material blando, producto de la meteorización química de rocas, generalmente cristalinas, disgregable y de baja resistencia, en el que la estructura y la fábrica se preserva original. Pero presenta un remplazo de los minerales originales (frecuentemente por arcilla) debido al lavado y a la meteorización química y subsecuente transporte. Los horizontes superiores de suelo alterado pueden tener más de tres metros de espesor, especialmente donde los depósitos de vertiente se han acumulado en la parte inferior de la ladera y, usualmente, tienen propiedades geotécnicas muy diferentes. La transición a los horizontes de suelo frecuentemente es más abrupta en los saprolitos derivados de rocas ígneas bajas en sílice que sobre rocas cuarzo-feldespáticas (Stolt & Baker, 1994, en Hoyos, 2004); en ellas frecuentemente se encuentra una zona masiva, enriquecida en arcilla iluvial, sin texturas ni fábricas heredadas del saprolito más profundo. La formación del saprolito es un proceso isovolumétrico pero la mitad o más de la masa de la roca se pierde por lixiviación de sílice, hierro y bases. El aumento de la microporosidad resulta de cambios en los minerales fácilmente meteorizados (plagioclasa, biotita, olivino, piroxenos, etc.) y las pérdidas lentas por lixiviación. Esto aumenta la capacidad de retención de agua del saprolito permitiendo la penetración de las plantas y aumentando la meteorización por el consumo de potasio, la producción de ácidos orgánicos y el desprendimiento de bióxido de carbono. Las raíces también crean canales que conducen el agua más rápidamente, permitiendo la iluviación profunda de la arcilla en las últimas etapas de desarrollo (Graham y otros. 1994 en Hoyos, 2004).

El saprolito frecuentemente tiene un espesor menor a diez metros en las cimas y en la parte inferior de las laderas pero es más delgado o ausente en las pendientes donde la erosión está equilibrada o excede la velocidad de meteorización. Se ha calculado que esta última puede producir espesores entre 4m/millón de años (Pavich 1986 en Hoyos, 2004) y más que 37 m/millón de años (Velvel 1985 en Hoyos, 2004), dependiendo de la mineralogía, la textura y la foliación de la roca madre. Las propiedades físicas como contenido de arcilla y conductividad hidráulica frecuentemente son muy variables, especialmente en terrenos metamórficos con foliación empinada, zonas de cizalladura y



venas de minerales más resistentes a la meteorización. En las regiones áridas actuales puede resultar más heterogeneidad debida a la precipitación de ópalo o calcita en las fisuras o en los poros dentro de la matriz. (Hoyos, 2004).

2.3.4 Clasificación geotécnica formal de los suelos residuales (Hoyos, 2004).

Esta clasificación está basada en lo propuesto por Duchaufour (1982), básicamente está dividida en 2 grandes grupos (A y B), donde el grupo A contempla a las corazas y el grupo B contiene a los suelos maduros, las descripciones están dadas sobre la base de que los suelos están bien desarrollados y en una etapa de equilibrio con las condiciones de formación y pueden ser consideradas como estables en términos de sus características más relevantes. Por supuesto, habrá muchas variaciones dependiendo de la edad, de la posición topográfica y de otros factores, los suelos pueden ser más o menos maduros, más o menos completos, erosionados, truncados o re depositados, Pueden haber estado sometidos a cambios ambientales y pueden estar en vías de una modificación adecuada. Pueden ser incluso completamente heredados, ver Tabla 2.11 (La cual se presenta en las siguientes cinco páginas).

Tabla 2.11 Clasificación Formal de los suelos residuales (Hoyos, 2004).

Subdivisión	Criterios de clasificación Grupos	Características generales
A. Corazas		
Silcretos	a. Fábrica de granos soportada	Granos esqueléticos en una matriz autosoportada. Sobrecrecimientos de calcedonia ópticamente continuos, puede presentarse microcuarzo criptocristalino y opalino.
	b. Fábrica flotante	Los granos esqueléticos flotantes en la matriz no autosoportantes. Pueden contener concreciones masivas.
	c. Fábrica matricial	Granos esqueléticos Glóbulos masivos comunes en algunas formas, ausentes en otras.
	d. Fábrica conglomerática	Contenido detrítico.
Calcreto	a. Suelos calcificados	Suelo blando o suelto cementado débilmente por CaCO_3



Subdivisión	Criterios de clasificación Grupos	Características generales
	c. Calcreto nodular Nodular Concrecionario/ concéntrico	Nódulos o concentraciones en una matriz suelta sin estructura.
	d. Colmena Nódulos Coalecente Cementado	Texturizado calcreto duro hasta muy duro con vacíos usualmente rellenos con suelo. Guijarros cementados y fragmentos unidos por cubiertas laminares.
	e. Calcreto endurecido Colmena cementada Polvo cementado Recementado Nódulos horizontales coalecentes Cálcico endurecido en caja	Capa firme hasta muy dura suprayacente a un material más suelto y rara vez menor de 0.45 m puede ser pseudolaminada.
	f. Laminar	Capas onduladas firmes hasta duras y finamente laminadas, frecuentemente cubiertas por costras.
	g. Cantos	Varían desde bloques discretos hasta coalecentes duros y muy duros, usualmente en una matriz de arena roja.
Yecreto	a. Rosas del desierto	Grupos de cristales individuales, maclados con intercrecimientos en una matriz de arena suelta en el nivel capilar.
	b. Mesocristalino	Cortezas subsuperficiales, euhedrales o lenticulares.
	c. Endurecido Polvo Alabastro endurecido Cantos de alabastro	Cortezas superficiales - microcristalinas.
	d. Evaporítico Laminado Estratificado	Láminas horizontales, ocasionalmente capas estratificadas.
	e. Arena de dunas rica en yeso	Suelta o ligeramente cementada, frecuentemente en forma de duna.



Subdivisión	Criterios de clasificación Grupos	Características generales
Ferricreteo	a. Corazas freáticas	Se presentan en las rupturas de pendiente y en los bordes de las cuencas. Hierro transportado por circulación lateral. Acumulado en los bajos topográficos como goetita o hematita. Segregación localizada. Parches rojos de hematita. Endurecida irreversiblemente por el descenso del nivel freático.
	1. Local	
	2. Plintita	
	3. Petroplintita	
	b. Corazas de meseta	Muy gruesas en las superficies de erosión. Concentrada en las zonas climáticas con fuertes contrastes estacionales. Engrosamiento lateral. La goetita es reemplazada por la hematita hasta hacerse dominante.
	a. Pisolítico	Concreciones soldadas sin bandeamiento o seudoredondeadas.
	b. Escoriáceo y vesicular	Acumulado en antiguas redes de fisuras de un horizonte poliédrico o prismático. Endurecimiento de plintitas frecuentemente vesiculares.
	c. Petroplintita	
Alcreto	a. Pisolítico en plintitas	Las mismas variedades que en los ferricretos.
Alucreto	b. Escoriáceo y vesicular	
	c. Petroplintita	
B. Suelos maduros		
Vertisoles	a. Vertisoles (<i>sensu stricto</i>)	Abundante arcilla expansiva.
	1. Desarrollado (Incluye los suelos negros)	Alta relación de hierro férrico a hierro total. Predominan las arcillas de neoformación y agradación. Material parental frecuentemente cristalino y volcánico. Agrietamiento profundo y compactación asociados a la desecación.
	2. Poco desarrolladas	
	Transicional	Característico de suelos tropicales húmedos con una estación seca corta. Frecuentemente derivados de rocas volcánicas o cristalinas básicas. Drenaje deficiente.
	b. Vertisoles coloreados	
	1. Transicional y ferruginoso	
	2. Suelos pardos entrópicos verticales vérticos	Las diferencias dependen del grado de madurez de la materia orgánica y del contenido de hierro. Estructura desarrollada, contienen arcillas.



Subdivisión	Criterios de clasificación Grupos	Características generales
Andosoles fersialíticos	a. Vitrisoles	Andosoles jóvenes ricos en vidrio volcánico, complejos órgano minerales < 10%.
	b. Andosoles (<i>sensu stricto</i>)	Poca diferenciación en el perfil. Fuertemente desarrollado con > 10% de complejos órgano minerales. Poca disminución de material orgánico con la profundidad. Todos los horizontes negros grisáceos. Alofánico. Fuerte disminución de material orgánico en profundidad. Horizonte B pardo. Arcilla escasa o inexistente. Se presenta sobre rocas masivas. Permanentemente saturado, lenta descomposición de la materia orgánica, parcialmente convertida en turba, poroso con abundante agua retenida. Reducción completa del hierro.
	1. Andosoles húmicos	
	2. Andosoles diferenciados	
	3. Hidromórfico	
	Transicional	
	c. Suelos ándicos	Mineralización rápida de material orgánico concentrado en la superficie. Caolinización limitada, sílice escasa. Hidróxido, gibbsita, goetita.
Fersialíticos (<i>sensu stricto</i>)	a. Suelos pardos fersialíticos	Suelos jóvenes, y en consecuencia, diferentes de los suelos pardos eutróficos. Menos profundos que muchos suelos tropicales. La materia orgánica no está rubificada. Minerales de arcilla 2:1 con montmorillonita.
	1. Eutrófico pardo tropical	No es considerado en adelante.
	2. Subtropical y mediterráneo	
	b. Suelos rojos fersialíticos modales	Comunes en rocas básicas. Suelos antiguos rubificados. Minerales de arcilla 2:1 que se degradan a caolinita. Pérdida de sílice. La caolinita no es dominante. Puede tener un horizonte cálcico.
	1. Suelo rojo fersialítico tropical	No es considerado en adelante.
	2. Subtropical y mediterráneo	
Ferruginoso (<i>sensu stricto</i>)	a. Argílico (horizonte Bt presente)	Caolinita dominante. Minerales de arcilla 2:1 subordinados. Gibbsita ausente: saprolito caolinítico en los horizontes inferiores. La mayor parte de las arcillas de neoformación. Desarrollo fuertemente influenciado por la edad. Caolinización por degradación gradual de la montmorillonita, illita, arcillas interestratificadas y caolinización del feldespato.
	1. Ferruginoso eutrófico	Saturación de bases > 50%.
	2. Ferruginoso oligotrófico	Saturación de bases < 50%.
	3. Ferruginoso hidromórfico	



Subdivisión	Criterios de clasificación Grupos	Características generales
	b. Ferrisoles (horizonte Bt no esencial) 1. Ferrisol, Bt débil 2. Ferrisol, Bt meteorizado 3. Hidromórfico 4. Húmico	Acumulación difusa de arcilla. Sin acumulación difusa de arcilla. Con segregación de hierro Puede contener gibbsita en alturas elevadas
Ferralítico (<i>sensu stricto</i>)	a. Ferralítico 1. Ferralítico caolínítico 2. Ferralítico gibbsítico b. Ferralitas 1. Ferritas 2. Allitas c. Ferralítico (con segregación hidromórfica de hierro) 1. Hidromórfico 2. Plintítico 3. Endurecido	Los perfiles retienen la mayor parte del hierro y del aluminio. La sílice y algunas bases son removidas. El perfil se acidifica rápidamente. Las arcillas de neoformación son caolinitas. Presencia de gibbsita. Usualmente se reduce a cuarzo, caolinita, gibbsita y óxidos de hierro. Gibbsita ausente. Gibbsita dominante. En rocas ultrabásicas. Aluminio escaso. Sílice y magnesio removidos. Hierro como goetita. Ferralitas hidromórficas, bien drenadas, permeables pero húmedas. Hierro movilizado por reducción y removido. Sólo permanece la gibbsita - uniformemente blanca. Zonas de regolito plástico; la zona moteada es anegada. El hierro está escasamente movilizado. Muy húmedo pero bien drenado. Se forma en la parte inferior de la pendiente en áreas mal drenadas. Hierro transportado a grandes distancias. Nivel freático ácido. En manantiales.

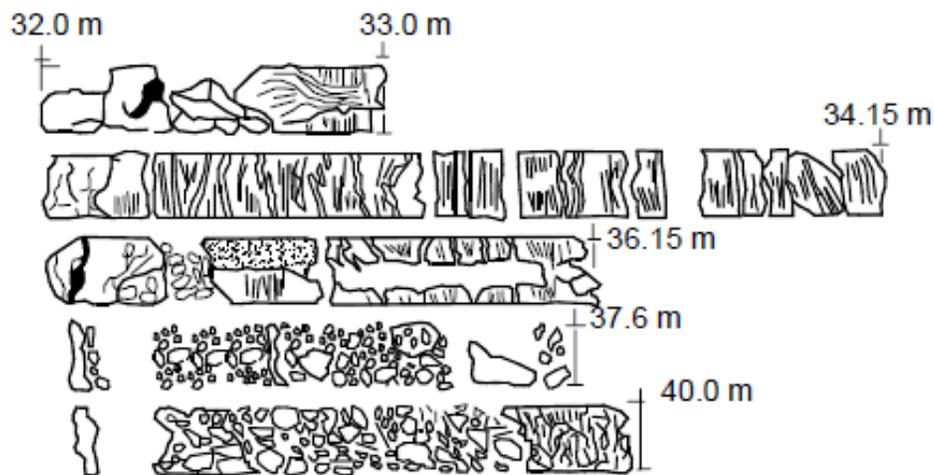
2.3.5 Estructuras heredadas

2.3.5.1 Suelo residual proveniente de rocas ígneas

Las rocas ígneas varían en tamaño de partículas y mineralogía. Las rocas ígneas con pH ácido se meteoricen más rápidamente que las rocas ígneas básicas. Es común que en el

proceso de meteorización, queden dentro de la masa descompuesta bloques de roca relativamente inalterados. La alteración química afecta los feldespatos y micas convirtiéndolos en arcilla, mientras el cuarzo permanece como arena. La descomposición ocurre a lo largo de las juntas formando bloques meteorizados esferoidalmente, dejando en el centro, volúmenes de granito inalterado.

En la Gráfica 2.19 se puede ver un sondeo típico del ensayo RQD (Rock Quality Designation) realizado en rocas, en este caso rocas ígneas.



Gráfica 2.19 Muestreo típico de un suelo proveniente de rocas ígneas (Suárez J. , 2009).

Fitzpatrick y Le Roux (1977, en Geological Society Engineering Group Working Party Report, 1995) encontraron que el espesor de los perfiles del suelo residual es mayor en la parte baja de los taludes de granito meteorizado, mientras que en la parte alta, predomina la caolinita y en las áreas bajas, las cuales son más húmedas, predomina la esmectita.

En suelos de origen ígneo generalmente hay un solo perfil con suelo en la superficie, luego el saprolito y finalmente las rocas alterada y sana, ver Gráfica 2.20.

Perfil	Detalles	Grado (material)	variación U.S.C.S	Color	Distribución granulométrica 0 25 50 75 100	Descripción	
	Material grado VI	VI (Suelo)	MH	Rojo		Arena y arcilla sin textura de roca, espesor variable de 0 a 6 metros. Las capas superficiales pueden contener raíces y materia orgánica	
	Material grado IV	V Totalmente meteorizada	ML	Moteado		Arenas, arcillas y gravas se observan algunas estructuras heredadas de la roca	
	Material grado V	IV (Muy meteorizada)	GM	Amarillo		Material de transición (espesor variable a muy delgado) Predomina las arenas y gravas arcillosas Aparecen muy claras las discontinuidades y bloques aislados de roca	
	Bloques en matriz de suelo Decoloración a lo largo de las juntas	III (Moderadamente meteorizada)	GM	Palido		Zona de permeabilidad y concentración de corrientes de agua	Aparecen bloques grandes de roca matriz de arena y grava arcillosa
	Juntas algo meteorizadas	II (algo meteorizada)				Superficie límite	Roca con decoloración o descomposición de las discontinuidades Se pueden separar los bloques pero son difíciles de romper
	Juntas sana	I (Roca sana)				Comunmente para deslizamientos	No aparece decoloración o descomposición de las discontinuidades Se pueden separar los bloques pero son difíciles de romper

Gráfica 2.20 Perfil de meteorización en materiales de origen Ígneo – Metamórfico (Suárez J. , 2009).

Las rocas ígneas intrusivas ácidas (con gran contenido de cuarzo) como el granito, forman perfiles profundos, arenos arcillosos, mientras las rocas ígneas básicas (poco cuarzo) forman perfiles menos profundos y más arcillosos, (Wesley L. , 2009).

En la Tabla 2.12 se pueden ver los cambios en las propiedades que sufren dos suelos provenientes de rocas ígneas (la Dolerita y de la Granodiorita) para grados de meteorización.



Tabla 2.12 Ejemplo de variación de algunas propiedades de la Dolerita y de la Granodiorita dependiendo el grado de meteorización (Price D. G., 2008).

Grado	Densidad (kN/ m ³)	Porosidad <i>n</i> (%)	Resistencia a compresión inconfiada UCS (MPa)		Resistencia a tensión inconfiada UTS (MPa)	Módulo de deformación estático <i>Es</i> (GPa)		Velocidad Sísmica		Martillo de Schmidt Hc	Angulo de Fricción en Roca (Grados)	Cohesión en Roca (kPa)
								Onda longitudinal, <i>Vp</i> (m/s)	Onda de corte <i>Vs</i> (m/s)			
Dolerita*												
1—II	28.04	0.4	160 -	180	42-48	16.5		4000-5000		64 (60-75)		
III	27.64	0.5	83 -	160	15-42	3.3		2500-4 000		53(50-60)		
IV	26.96	1	58 -	83	11-15			1800-2500		45 (35-50)		
V	26.18	32	24 -	58	2-11			1400-1800		25 (20-35)		
Granodtorita*												
1	25.6-26.9	2.6-0.4	111 -	165		31	34	3749 - 4968	2520 - 2883		47	17
II	25.7-26	3.3-5.9	60 -	97		145	15.3	1737 - 2377	1 545 - 1840		46	16
III	25.1-25.7	1.5-2.3	33 -	48		9.4	11.5	1 545 - 1840	1082 - 1139		38	14
IV	22.9-25.1	5.2-6.1	8 -	24		3.9	5.9	499 - 1447			17	8
V	19*	24	0.1 -			0002	0.013				6	3



2.3.5.2 Suelos residuales de rocas volcánicas plutónicas (ígneas extrusivas)

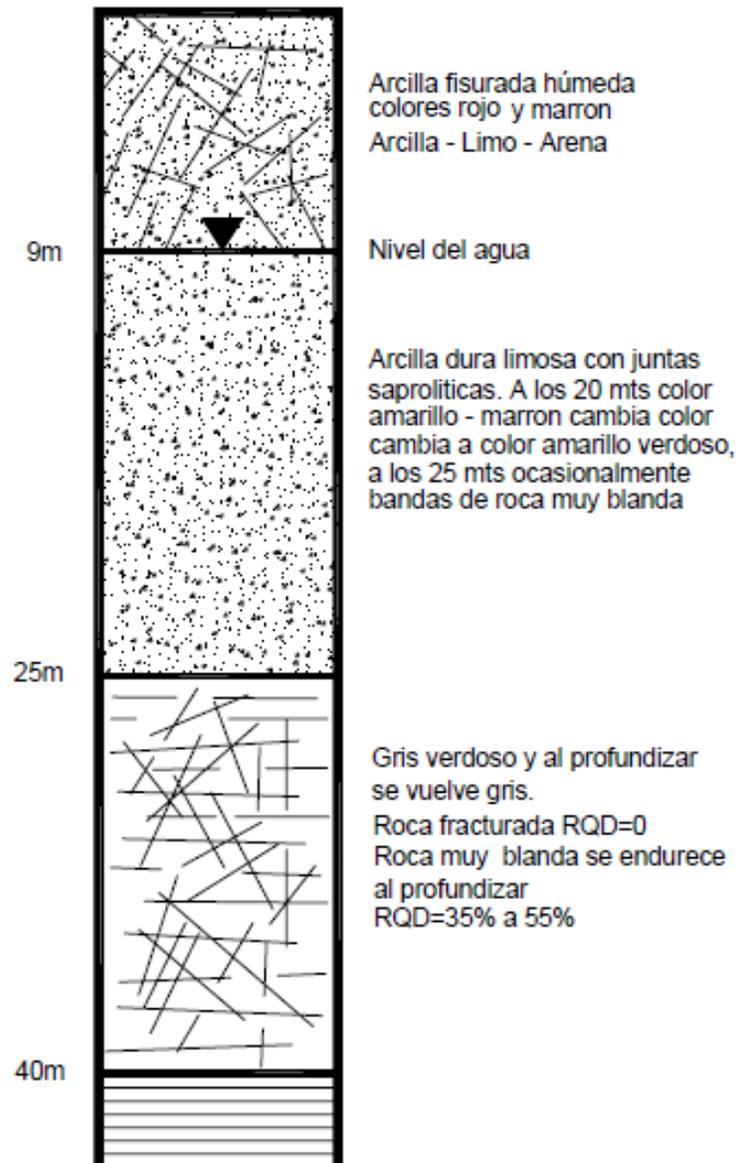
Los perfiles de meteorización en los suelos de origen volcánico, son similares en su apariencia general con respecto a los suelos de origen ígneo intrusivo.

Los suelos residuales de origen volcánico generalmente son poco resistentes y estos suelos tienen tendencia a la coloración roja.

El mineral de arcilla más común como producto de la meteorización de los suelos volcánicos, es la Halloysita (Hurlimann, 2001, en Suárez, 2009). Otro mineral comúnmente presente es la esmectita. Los suelos volcánicos son muy susceptibles a los deslizamientos y a los flujos de detritos y lodos.

Andesita

Los minerales de la andesita se descomponen definiendo una secuencia de colores muy bien definida, por ejemplo los minerales ferromagnesianos (Piroxenos) se alteran a clorita lo que le da un color verde a las zonas profundas del perfil de meteorización (Gráfica 2.21). La clorita se altera en la parte superior del perfil oxidándose, lo que le da un color amarillo o marrón formando ferricrete que equivale a una acumulación gradual de óxidos e hidróxidos de hierro. Este ferricrete puede ser grueso impermeable y compacto.



Gráfica 2.21 Perfil típico de andesita (Blight, Wardle, & Fourie, 1997).

Los fenocristales de plagioclasa y biotita de la andesita, se muestran con óxidos de hierro a su alrededor y se depositan arcillas, especialmente esmectita. El contenido de esmectita disminuye con la profundidad. Igualmente, se identifican cristales de cuarzo, mica, hematita, calcita y otros minerales (Suárez J. , 1998).



Basaltos

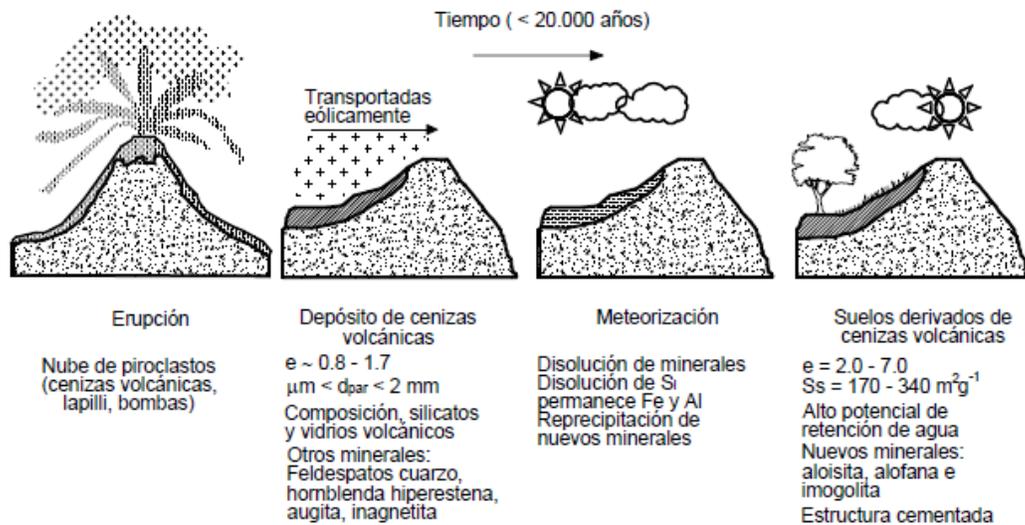
El basalto de acuerdo con Ollier (1969 en Suárez, 1998) es atacado primero a lo largo de los planos de juntas, conduciendo eventualmente a la meteorización esferoidal. La mayoría de los minerales comúnmente se transforman en arcilla y óxido de hierro con bases sueltas en la solución y como no hay cuarzo en la roca original, el subproducto último de la descomposición con frecuencia, es un suelo marrón, pastoso, blando. Los basaltos se descomponen fácilmente a arcillas, especialmente esmectitas y zeolitas. Cuando el basalto se encuentra cercano a la superficie, ocurren procesos de expansión de estas arcillas y la roca se va desintegrando.

2.3.5.3 Suelo residual proveniente de Cenizas volcánicas

Son suelos residuales derivados de las cenizas volcánicas que se desarrollan a través de procesos de alteración física y química de los depósitos de cenizas volcánicas (disolución, lixiviación y precipitación de compuestos ver Gráfica 2.22). Estos procesos transforman los minerales, la forma y el tamaño de las partículas, la fábrica y la porosidad.

Su influencia es controlada por las condiciones climáticas y el tiempo. Los mecanismos de disolución y lixiviación son muy importantes para la formación de los suelos derivados de cenizas volcánicas ya que llevan a zonas superficiales altamente porosas las soluciones necesarias para la síntesis de minerales secundarios.

Los suelos derivados de cenizas volcánicas presentan relaciones de vacíos muy elevadas y porosidades muy altas. La mineralogía de estos suelos tiene gran influencia sobre sus características y su comportamiento mecánico. Los minerales presentes en la fracción de arcilla son la alofana, imogolita y Halosita (Lizcano y otros, 2006 en Suárez, 2009).



Gráfica 2.22 Formación de suelos derivados de cenizas volcánicas (Suárez J. , 2009).

2.3.5.4 Suelo residual en rocas metamórficas

Las rocas metamórficas son mineralógicamente y texturalmente más complejas que otros tipos de roca, por ejemplo, las rocas esquistosas y gneisicas tienden a concentrar acumulaciones de minerales como biotita, moscovita y hornblenda en capas foliadas (Price, 1995 en Suárez, 1998). La meteorización química en esas capas es mayor que en las bandas adyacentes ricas en feldespatos y cuarzo.

La anisotropía de las propiedades mecánicas es mayor a medida que avanza el proceso de meteorización (Dobereiner y otros, 1993 en Suárez, 1998). En este proceso, se genera microfisuramiento de la roca, lo cual contribuye a cambios fuertes en las propiedades ingenieriles. La profundidad del perfil de meteorización depende, al igual que en las rocas ígneas, del relieve, el clima, la litología y la estructura.

Se han reportado perfiles de suelo meteorizado de diez metros de espesor, con una capa superficial delgada de arcilla plástica (MH) sobre limos arenosos (ML) y sobre una arena limosa (SM).



Gneis

En los gneis, los feldspatos y los piroxenos tienden a meteorizarse rápidamente, los anfíboles se meteorizan a una tasa intermedia y el cuarzo tiende a permanecer. Los minerales son segregados en bandas y esta meteorización por bandeamiento afecta su manejo ingenieril. Los gneises meteorizan generalmente a arenas de grano medio, micáceas, en perfiles menos profundos que los de un granito, pero conserva un comportamiento muy similar, dependiente de las diferencias climáticas, de relieve, etc.

Esquistos

Los esquistos son extremadamente físis a lo largo de la esquistosidad y este factor es muy importante en la meteorización; y aunque contienen a veces minerales resistentes a la descomposición, ésta puede ocurrir de forma relativamente fácil.

En los esquistos ocurre meteorización química por oxidación relacionada con la infiltración de agua y debilitamiento por relajación de fuerzas a lo largo de los planos de esquistosidad. Los procesos químicos pueden generar procesos mecánicos. La deformación genera una especie de pulverización. La anisotropía de la roca aumenta a medida que progresa la meteorización.

2.3.5.5 Suelo residual en rocas sedimentarias

Areniscas

Las areniscas se meteorizan a arenas, limos y arcillas. El proceso incluye meteorización química y física. Como resultado, se forman capas intercaladas o manchas de varios colores. Se pueden formar capas blancas de partículas de caolinita originadas por la meteorización de los feldspatos. La formación de caolinita es, tal vez, uno de los procesos más importantes en la meteorización de las areniscas. Igualmente, se forman capas de color rosado de partículas finas, arenas y limos oxidados. Estas partículas se encuentran comúnmente cementadas por óxidos de hierro o por cementantes silíceos (Martins y otros, 2004, en Suárez, 2009).



Los suelos residuales de areniscas presentan una resistencia menor en la dirección de las capas o vetas blancas de arcilla y una resistencia mayor en las concentraciones de arenas y limos oxidados. Las capas de arenas cementadas actúan como un refuerzo de la fábrica del suelo, generando una rigidez y una resistencia significativa al conjunto.

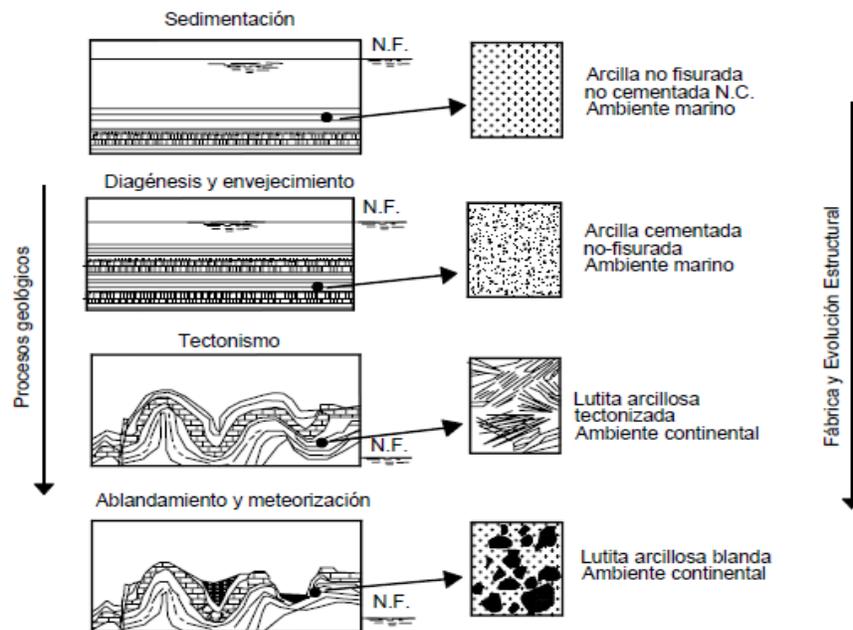
La forma como se localicen estas capas, va a determinar la susceptibilidad a los deslizamientos. En algunas areniscas, predominan las arcillas y en otras, los limos y arenas cementados (dependiendo de las condiciones de humedad en el proceso de meteorización). Los procesos de meteorización son menos complejos en las rocas sedimentarias de grano grueso. La mayoría de las areniscas están compuestas de granos de cuarzo cementados. La textura de la roca afecta la porosidad y ésta a su vez, a la meteorización.

Lutitas

Las lutitas se formaron de la sedimentación y cementación de partículas de arcilla (ver Gráfica 2.23). En las rocas arcillosas predominan los procesos de meteorización física sobre los procesos de descomposición química. En las rocas arcillosas, los efectos de la meteorización sobre la estructura del suelo, son más importantes que los efectos sobre la mineralogía.

Generalmente, las arcillas que aparecen en los suelos residuales son del mismo tipo que las arcillas que componen la roca arcillosa, con muy pocas modificaciones mineralógicas. Por ejemplo, cuando aparece esmectita en el suelo residual, probablemente ésta también se encuentra en la roca parental (Fityus y Smith, 2004 en Suárez, 2009). Existen algunas excepciones, como es el caso de los suelos arcillosos con mantos o vetas de carbón, en los cuales se produce esmectita en el proceso.

Las lutitas contienen partículas de arcilla y limo, son comúnmente laminadas y las juntas son poco espaciadas. La meteorización superficial incluye el agrietamiento por relajación de esfuerzos o por procesos de humedecimiento y secado.



Gráfica 2.23 Evolución de las lutitas desde su formación (Suárez J. , 2009).

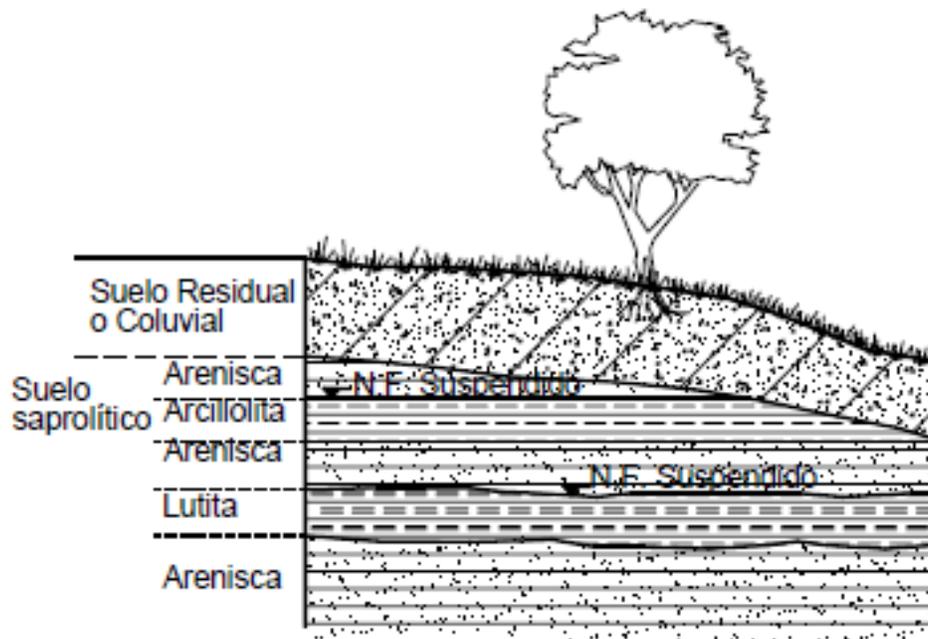
La descomposición depende principalmente del tipo de arcilla presente así como de otros minerales como la pirita. La pirita que es muy común en las lutitas, puede oxidarse generando aguas ácidas, las cuales tienden a reaccionar con otros minerales. Los procesos de expansión y contracción de las arcillas determinan en buena parte el mecanismo de desintegración.

Las lutitas constituyen cerca de la mitad del volumen de rocas sedimentarias sobre la corteza terrestre y han sido algunos de los materiales degradados más complicados de manejar en las obras de ingeniería civil.

Las lutitas al meteorizarse, forman inicialmente capas de arcilla de apariencia laminar, las cuales en el proceso final de meteorización se convierten en mantos gruesos de arcilla blanda laminada.

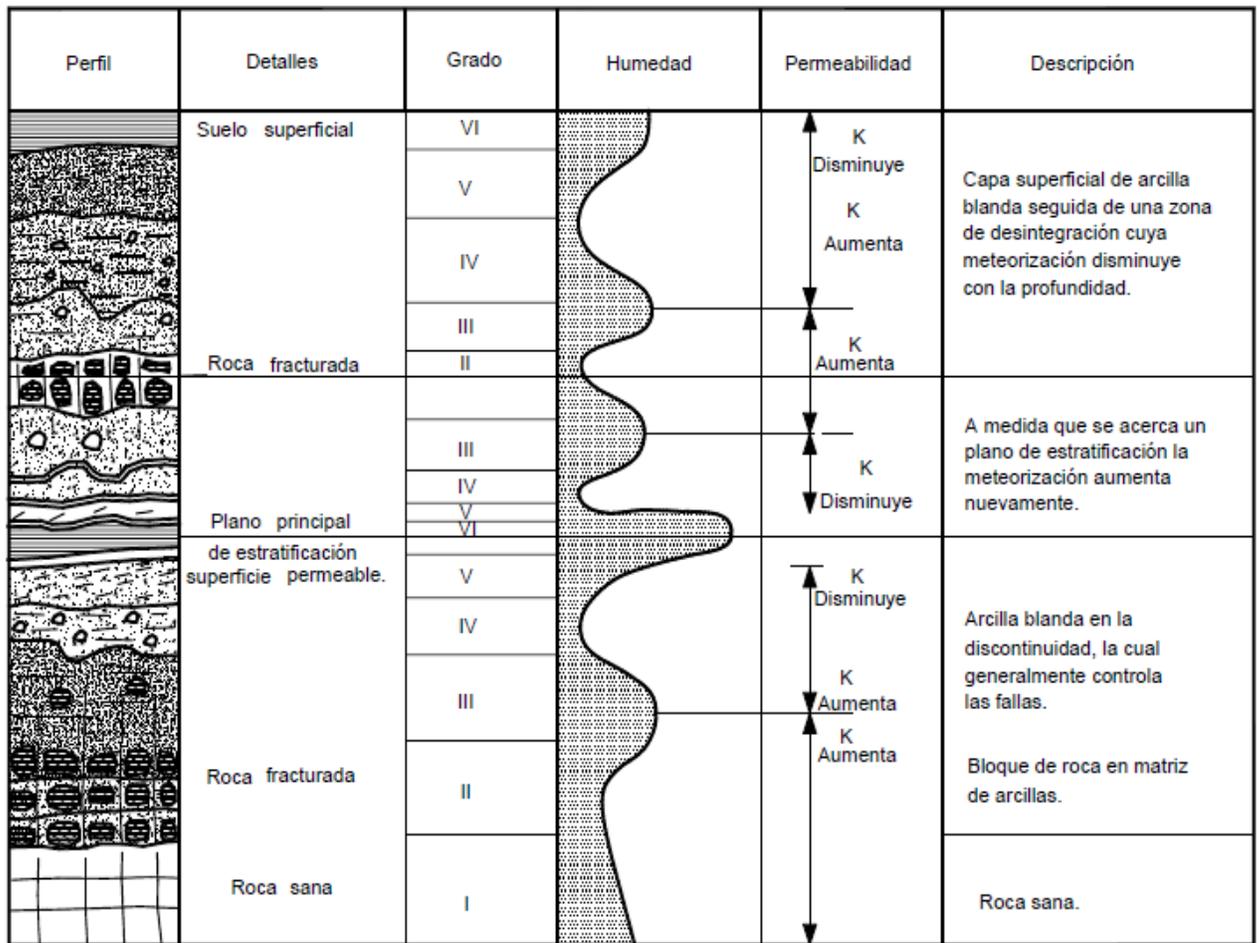
Las diferencias de conductividad hidráulica debidas a la distribución granulométrica y a la estratificación, pueden generar niveles colgados de corrientes de agua, que a su vez,

producen meteorización diferencial de acuerdo con las condiciones de humedad y saturación de cada capa de suelo estratificado ver Gráfica 2.24



Gráfica 2.24 Niveles freáticos suspendidos en la estratificación de lutitas y areniscas (Suárez J. , 2009).

En los perfiles residuales de lutitas, aparece una capa superior blanda, completamente desintegrada, seguida de una zona de desintegración que disminuye con la profundidad (Bjerrum, 1967 en Suárez, 1998) y curiosamente, el contenido de agua aumenta bruscamente en la zona de contacto de la lutita inalterada con la zona medianamente alterada. Entre mayor es la meteorización, la conductividad hidráulica se hace menor. Aunque se conocen casos de meteorización aislada de capas profundas asociadas con capas delgadas donde la permeabilidad varía esto se puede ver en la Gráfica 2.25.



Gráfica 2.25 Perfil general de meteorización en materiales de origen sedimentario (Suárez J. , 2009)

Las fallas generalmente están relacionadas con capas algo profundas, por superficies de debilidad más o menos planas e intensamente meteorizadas con presiones de poros altas. De las rocas sedimentarias, las lutitas son las más susceptibles a deslizamientos. Las lutitas están conformadas por capas de diferente composición y por lo tanto de diferentes propiedades, tales como capas de bentonita, zonas de margas y planos de estratificación que pueden controlar las superficies de deslizamiento y las trayectorias de infiltración.



Las intercalaciones de rocas permeables e impermeables pueden representar situaciones propicias para la ocurrencia de deslizamientos, como en el caso de mantos de areniscas y arcillolitas intercaladas. De acuerdo con la posición de los diversos mantos y el buzamiento de los estratos, se puede presentar un determinado mecanismo de falla. En lutitas o en alteraciones de areniscas y lutitas, existe un perfil general similar a los propuestos en los sistemas de clasificación, pero a su vez, cada capa entre planos muy definidos de estratificación, genera su propio perfil por meteorización diferencial.

Calizas y Rocas Carbonatadas

Las calizas presentan perfiles relativamente profundos de meteorización, en presencia de humedades altas, en pendientes suaves. En las calizas o rocas carbonatadas la meteorización es controlada por el proceso de disolución en agua (Sowers, 1985); los materiales no solubles o que no han tenido suficiente contacto con el agua para disolverse, se mantienen intactos, mientras los solubles se descomponen totalmente.

La disolución y remoción rápida de evaporitas, yeso y otros componentes carbonatados por acción del flujo de agua, generan dificultades importantes de ingeniería. El resultado de este proceso de meteorización por disolución, es una mezcla heterogénea de materiales blandos y duros con cambios bruscos pero irregulares.

Suelos aluviales meteorizados

En ocasiones, se encuentran formaciones aluviales del Cuaternario o Terciario que han sufrido procesos de meteorización por descomposición, desintegración, oxidación y recementación. Los perfiles de meteorización son poco profundos en las formaciones poco permeables, pero pueden alcanzar grandes profundidades en los materiales permeables y son escasas las discontinuidades heredadas, las cuales son comúnmente verticales y discontinuas, ocasionadas por procesos de secado y humedecimiento, o por sismos, sin embargo, en los materiales que han sufrido procesos de neotectónica, se pueden presentar discontinuidades similares a las diaclasas de las rocas.



La meteorización de los suelos aluviales ocurre en tres formas así:

- Por *descomposición de los cantos o partículas gruesas dentro del conjunto*. Cada material meteoriza en forma diferente y algunas partículas, presentan una resistencia muy alta a la descomposición.
- Por *oxidación*. Los materiales finos se oxidan formando óxidos de hierro, el cual le da una coloración roja al suelo.
- Por *lixiviado*. En suelos permeables se produce el lavado y depositación de las partículas finas por acción de las corrientes de agua.

Las terrazas aluviales generalmente son de materiales permeables y están sujetas a procesos de humedecimiento y secado. En el proceso de secado, se depositan óxidos de hierro. El proceso de secamiento es muy importante en la formación de suelos residuales cementados por la precipitación de sales solubles.

Dependiendo de la temperatura, el proceso de secado puede desintegrar el suelo, rompiendo la cementación de los óxidos de hierro y generando fisuras o disolviendo los óxidos de hierro relacionado con la acidez de la superficie de arcilla, también se pueden generar partículas de arcilla más grandes debido a la deshidratación de los cationes y óxidos de hierro.

Esta situación ha sido estudiada en los depósitos aluviales antiguos de San Juan de Puerto Rico (Zhang y otros, 2004 en Suárez, 2009) y en los suelos de la terraza de Bucaramanga, en Colombia. Los procesos de meteorización son muy similares en los dos sitios (Suárez J. , 2009).

En el caso de San Juan de Puerto Rico, se encuentran los siguientes detalles:

- Existen agrupaciones de partículas de arcilla (caolinita y esmectita) formando clusters (pequeños grupos de partículas) de 10 a 20 μm de tamaño.
- Los óxidos de hierro forman capas impermeables alrededor de los clusters de arcilla. Estos óxidos, en la práctica, desactivan el comportamiento de las arcillas.



- Los grupos de partículas cementadas por los óxidos de hierro forman agregados duros de mayor tamaño (50 a 100 μm).
- Las partículas de limo y arena se unen y se cementan a los agregados de arcilla, cementados con los óxidos de hierro.

El resultado es un depósito meteorizado, cementado, con una microestructura compleja. En el proceso de meteorización por humedecimiento y secado, se genera una preconsolidación de estos mantos formando costras duras, densas, cementadas, de espesor importante. En el caso de Bucaramanga, el espesor de los materiales meteorizados puede alcanzar más de 5.0 metros (Suárez J. , 2009).

El material intacto es muy duro, pero al mismo tiempo muy frágil, especialmente en el caso de sismos y se pueden generar agrietamientos, los cuales pueden actuar como superficies de debilidad para la activación de deslizamientos. El perfil meteorizado está más cementado y posee una cohesión mayor en la superficie del terreno que en los mantos más profundos, pero las partículas gruesas y cantos se encuentran más descompuestos en la superficie.

Las formaciones aluviales de arenas y gravas, tienden a formar superficies de falla en planos más o menos rectos y en casos de alturas grandes de capilaridad se presentan fallas casi verticales con la presencia de grietas de tensión y una componente pequeña de volteo. En las formaciones arcillosas, las fallas de deslizamiento tienen superficies generalmente curvas.

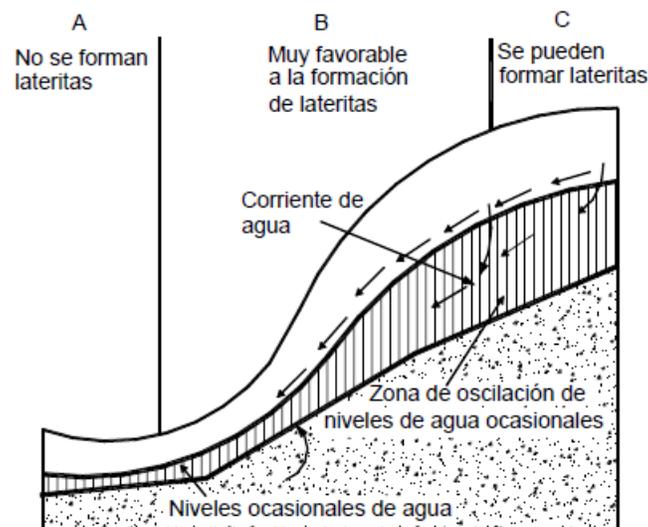
2.3.6 Suelos residuales especiales

2.3.6.1 Las Lateritas

Los suelos arcillosos ricos en aluminio y hierro son muy frecuentes y se caracterizan por la presencia de óxidos e hidróxidos de hierro y aluminio; el hierro en pequeñas cantidades, que es movilizado por el agua subterránea, es luego oxidado.

El movimiento cíclico de los niveles de agua conduce a la acumulación de óxidos de hierro, formando una capa de suelos cementados, generalmente semipermeables ver Gráfica 2.26. Estos materiales se van endureciendo en presencia del aire, formando suelos lateríticos, los cuales poseen una gradación que puede ir desde las gravas a las arcillas y una plasticidad de baja a intermedia ver Tabla 2.13 Es el proceso físico-químico que convierte el suelo o roca en laterita.

Las lateritas no son derivadas directamente de las rocas, sino que son el resultado de la remoción gradual de sílice y sales solubles.



Gráfica 2.26 Formación de lateritas por corrientes de agua ocasional (Wesley L. , 2009).

Este proceso ocurre cuando el agua se percola a través del suelo o la roca. La grava laterítica es un suelo de consistencia gruesa, granular, que tiene partículas que se forman de la cementación de partículas más pequeñas. Al clasificarse, podría ser grava o arena, pero posee matriz de arcillas o limos. Estos suelos comúnmente son de color rojo.

Las lateritas tienen su importancia, especialmente en la construcción de carreteras, por el uso de las gravas lateríticas como material de base y sub-base vial. El cuarzo como mineral no soluble es abundante y hace que su resistencia al corte sea apreciable. Las rocas que forman con frecuencia lateritas, son las rocas ígneas ácidas y algunas metamórficas como el gneis, los basaltos y las areniscas.



Algunas rocas que no son favorables para el desarrollo de lateritas son las calizas, que aunque son muy solubles, no poseen una permeabilidad que permita la ocurrencia de lateritas. Lo mismo ocurre con las lutitas y pizarras.

Ante la presencia de una gran cantidad de suelos residuales tropicales de coloración rojiza, la identificación de lateritas debe hacerse por la presencia de partículas del tamaño de la grava y por su ocurrencia en sitios de poca vegetación, donde la humedad no es permanente, pero que están expuestos a la acción de la lluvia. En la Tabla 2.13 se presentan algunas propiedades típicas de los suelos lateríticos

Tabla 2.13 Propiedades típicas de los suelos tropicales lateríticos (Hoyos, 2004).

Propiedad	Valor
Contenido de agua	10 a 49 %
Límite líquido	33 a 90 %
Límite plástico	13 a 31 %
Porcentaje de arcilla	15 a 45 %
Peso unitario seco	1.6 a 2.0 g/cm ³ .
Angulo de fricción interna	28° a 39°

2.3.6.2 Arcillas Negras Tropicales (Vertisol)

Otro tipo de suelo común en los ambientes tropicales, son las arcillas negras (Black cotton soil), las cuales se desarrollan en áreas de drenaje pobre, con periodos secos y húmedos muy bien definidos.

La arcilla presente más común en los suelos negros tropicales es la montmorillonita, lo cual conduce a que estos suelos sean generalmente expansivos, especialmente en los



metros más subsuperficiales del perfil, en la Tabla 2.14 se presentan algunas de las propiedades típicas de estas arcillas negras tropicales

Tabla 2.14 Propiedades típicas de las arcillas tropicales negras (Hoyos, 2004).

Propiedad	%
Porcentaje de arcilla	Más del 50
Porcentaje de limos	20 a 40
Porcentaje de arenas	10 a 30
Materia orgánica	Menos del 2%
Límite líquido	50 a 100
Índice plástico	25 a 70
Índice de contracción	10 a 12

2.3.6.3 Suelos Dispersivos Residuales

Es frecuente en las áreas tropicales, la presencia de suelos arcillosos o arcillo-arenosos dispersivos, los cuales son muy susceptibles a ser erosionados por las corrientes de agua. Estos suelos son generalmente de coloración amarilla a roja. No existe realmente una velocidad crítica de erosión para los suelos dispersivos, los cuales son disueltos en aguas desintegran por acción química por ejemplo son muy susceptibles como los suelos de bentonita, montmorillonita son al sulfato de sodio (Na_2SO_4) (Ouhadi, 2005).

2.4 Factores que controlan los procesos de meteorización

El modelado del relieve se produce, en gran medida, por la acción de la meteorización sobre los materiales preexistentes. El modelado, por tanto, vendrá condicionado por los mismos factores que controlan la meteorización. De estos factores los más importantes son el tipo de materiales (litología) y el clima (temperatura, humedad, vientos, y radiación



solar), pero existen otros factores que contribuyen a exagerar o suavizar los efectos que marcan los factores básicos, estos son: la estructura variable y el tiempo.

Los procesos de meteorización son influenciados por factores endogenéticos y/o exogenéticos, los factores endogenéticos están relacionados con la estructura y la composición de la roca, la presencia de minerales susceptibles a un proceso químico, ejemplo de esto es la calcita, la cual es afectada por la carbonatación y feldespatos afectados por hidrolisis la cual influencia los patrones y efectividad de la meteorización química.

La textura también es un factor importante, las rocas de granos finos las cuales poseen una red cerrada e intrínseca de uniones en sus cristales, pueden meteorizarse más rápido que las rocas de granos grueso como el granito. En la cual hay menos líneas de debilidad, la ocurrencia de las juntas y los planos inclinados, juntas con micro fisuras, son un factor vital para que ocurran varios procesos de meteorización. Las rocas que poseen menos juntas (las rocas masivas) normalmente son muy resistentes a la meteorización.

La superficie de meteorización puede realizarse en capas, exfoliación, grano a grano o por desagregación granular.

2.4.1 Exógenos

Dentro de los factores exogenéticos se incluyen el clima y la vegetación. El clima determina la presencia de agua, el ambiente atmosférico y la temperatura del suelo, y los rangos de temperatura (diurna y anual) en una área determinada, el agua es importante para la mayoría quizá todos los procesos de meteorización, tanto para los físicos como para los químicos (Small, 1982)

2.4.1.1 Clima

El clima tiene variaciones por: épocas, por estaciones, por la actividad solar, por los volcanes, etc., un factor importante para que se genere la meteorización química es la disponibilidad de aguas lluvias, Weinert (1974, en Selby, 1993)) propuso un índice



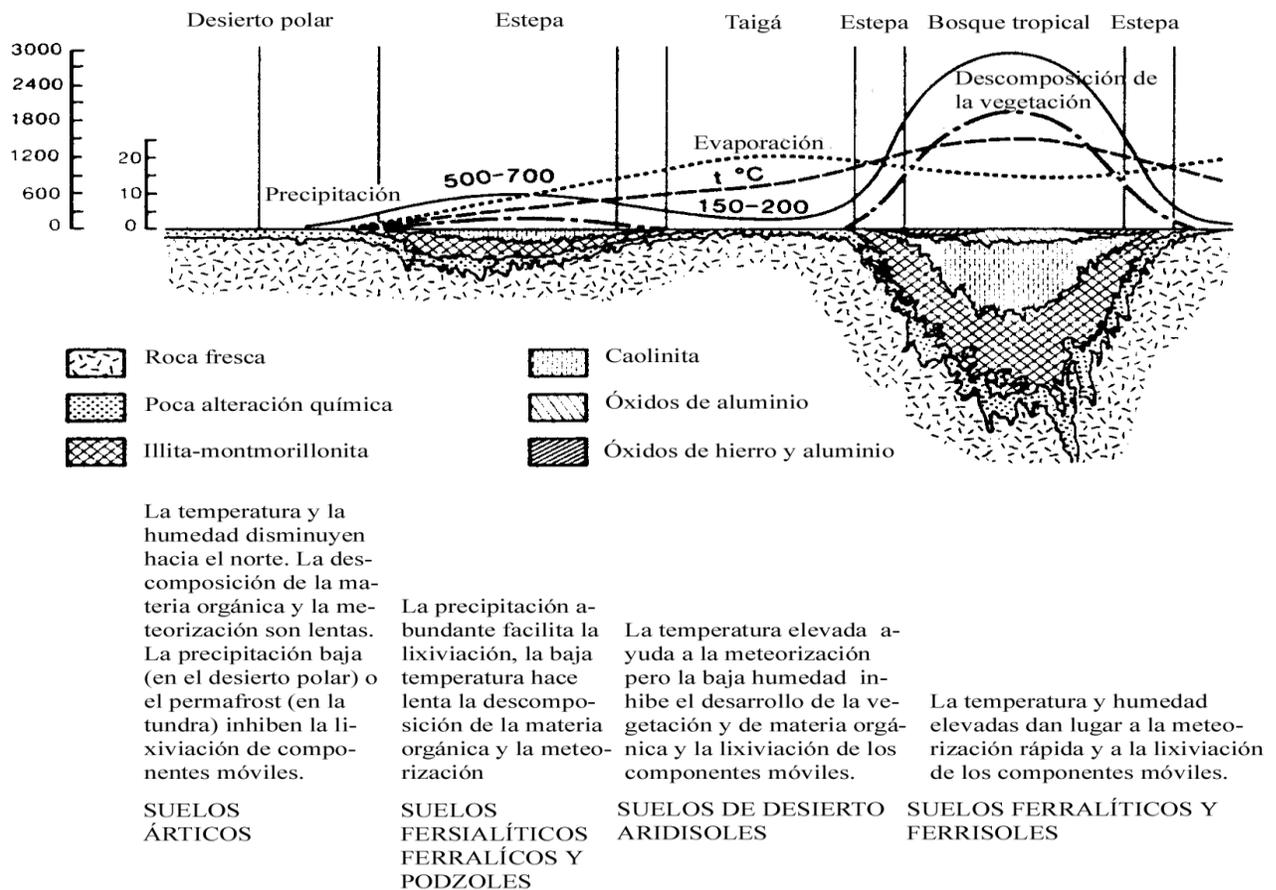
definido como el índice de Weinert, N , calculado como 12 veces la evaporación del mes más caliente sobre la precipitación anual. Para valores bajos de N favorece la lixiviación y descomposición química, mientras altos valores de N favorecen la desintegración física, Goodman (en Selby, 1993) define que el límite entre estos dos tipos de meteorización un valor de $N=5$, entonces: los valores de $N < 5$ indican condiciones climáticas que dan lugar a un manto de suelo residual.

$$N=12 E_j/P_a$$

Dónde:

E_j : es la evaporación durante el mes más cálido y P_a es la presión atmosférica.

La capacidad de predecir la profundidad de los suelos residuales está limitada por las complejas interacciones de diferentes factores que la controlan. Sin embargo, es posible presentar algunas pautas. La variabilidad puede ser definida como zonal, regional o local. Es posible indicar intervalos probables de espesores de meteorización en el interior de zonas climáticas características. La Gráfica 2.27, Selby (1993), muestra que los horizontes superficiales profundamente alterados en los trópicos dan paso en profundidad a materiales menos alterados que frecuentemente son similares a los horizontes superficiales de los perfiles en zonas climáticas más frías y menos húmedas



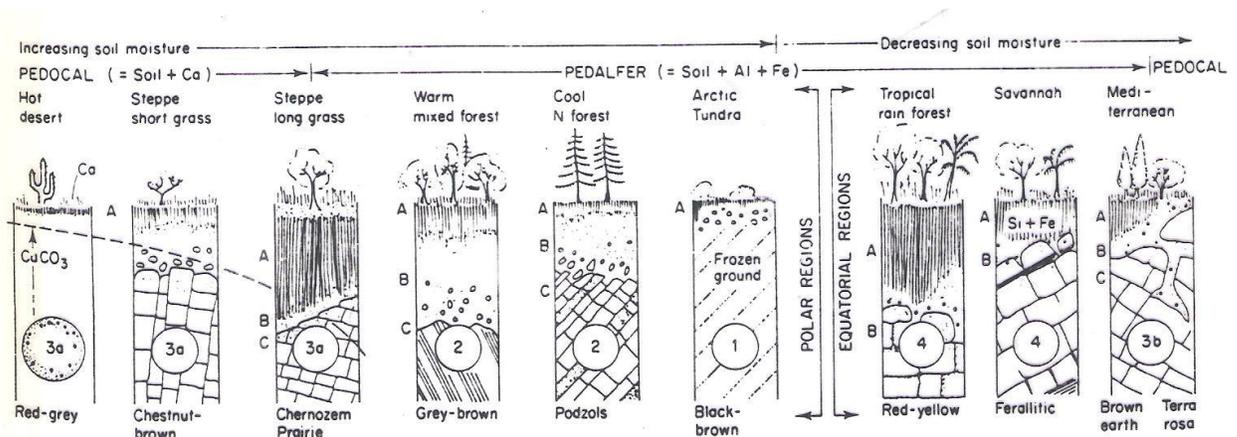
Gráfica 2.27 Formación de mantos en áreas de estabilidad tectónica y bajo relieve. Este esquema muestra una relación entre los factores climáticos, vegetación, y profundidad de meteorización, y los horizontes predominantes (Selby 1993).

En la Gráfica 2.27 se puede comparar el espesor y características del perfil de meteorización para diferentes tipos de clima. Así por ejemplo en una zona de Taiga (un clima sur ártico con escasa vegetación) donde la precipitación anual fluctúa entre 500 mm y 700mm y la temperatura es inferior a 10°C, con evaporación comparable a la precipitación, no se forman hematita y gibsita; la caolinita es escasa mientras proporcionalmente abunda la montmorillonita. La profundidad de la descomposición es pequeña.

En contraste en la zona de bosque tropical con alta precipitación anual, por encima de los 1.800mm se presenta todos los minerales de alteración y el suelo residual es profundo, es

decir que abundan los suelos lateríticos junto con la caolinita en la parte superior del perfil. Estos suelos abundan en la Cordillera Central de Colombia, junto con la Halloysita y la alofana, esta última asociada a los suelos volcánicos jóvenes.

En la Gráfica 2.28 se muestra la representación gráfica de cada uno de los suelos formados por los anteriores factores climáticos mostrados en la Gráfica 2.27.



Gráfica 2.28 Perfiles de meteorización de diferentes tipos de roca y diferentes condiciones ambientales (Blyth & Freitas, 2003).

Adicionalmente en la Gráfica 2.28 en la parte inferior se encuentran los nombres de los suelos, que son explicados uno por uno más adelante

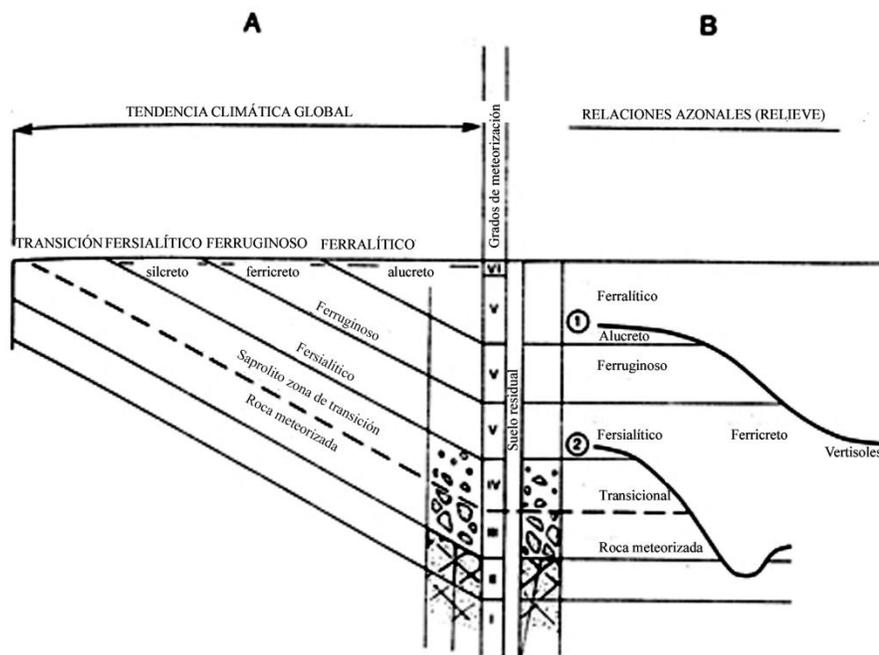
2.4.1.2 Localización

Este es un factor importante, el terreno debe ser considerado en términos del clima regional y de la provincia estructural en un extremo y de la geología de afloramiento, la estructura local y la morfología del sitio, a escala local depende de la apreciación de las propiedades específicas del terreno y de sus alrededores. Los factores climáticos modernos incluyen la temperatura media anual, la precipitación anual y su distribución estacional. Las variaciones climáticas del cuaternario son importantes debido a que la mayoría de los suelos se desarrollan en intervalos prolongados de tiempo; los cambios latitudinales resultantes de los movimientos de placas pueden ser relevantes en el caso

de suelos muy antiguos (Geological Society Engineering Group Working Party Report, 1995).

La Gráfica 2.29 (A) tiene la intención de demostrar las correspondencias generales entre las clases de suelos residuales y los tipos de meteorización, entre el grado de meteorización y el tipo de suelo residual en un perfil vertical. Tales correspondencias pueden ser útiles conceptualmente y pueden ser usadas con precaución. En algunos perfiles tropicales, por ejemplo, se presenta una completa transición desde la roca fresca hasta los materiales de suelo ferralítico en una distancia menor a 1m. alrededor de los núcleos residuales de roca.

En la Gráfica 2.29 (B) 1 y 2 son ejemplos de secuencias a través de pendientes hipotéticas desarrolladas en rocas premeteorizadas, mostrando cómo los diferentes horizontes del perfil de meteorización (roca y suelo residual) pueden aflorar y donde pueden desarrollarse otros tipos de suelo residual y de corazas.



Gráfica 2.29 Diagrama esquemático para relacionar la profundidad y grado de meteorización (Hoyos, 2004).



2.4.1.3 Condiciones geomorfológicas del terreno

Este factor afecta la profundidad de meteorización debido a la influencia de la pendiente cercana y del relieve aledaño en el drenaje y, en consecuencia, en la velocidad de lixiviación. Además, la meteorización frecuentemente es menos intensa en alturas elevadas debido a las bajas temperaturas. La historia geomorfológica ayuda a aproximar la edad de la superficie del terreno, lo cual indica la fecha más temprana posible de la iniciación del desarrollo del perfil. En los trópicos húmedos, se da una mayor eficiencia del drenaje subterráneo en los interfluvios y en la parte superior de las pendientes de los valles, lo que permite una mayor penetración de la meteorización, y las corrientes superficiales permanentes o estacionales excavan los residuos de meteorización y exponen el basamento rocoso. En los trópicos semiáridos y en las sabanas, los interfluvios y las partes superiores de las laderas están sometidas a una fuerte erosión laminar que puede exponer el basamento rocoso o corazas antiguas, el material erosionado frecuentemente se acumula en la parte inferior de las laderas y forman gruesos suelos de acumulación. Las corrientes efímeras que no están confinadas a canales contribuyen a que la meteorización penetre profundamente debajo de los fondos de los valles (Hoyos, 2004).

En los climas monzónicos tiene lugar una profunda meteorización por debajo de los valles de corrientes de bajo orden (conocidos localmente como bolis, dambos, vleis o biexas). Los ríos perennes o las corrientes estacionales de orden alto usualmente transcurren por canales excavados en la roca (Thomas 1974 en Hoyos, 2004) pero puede presentarse la meteorización donde los valles siguen el alineamiento del patrón de fracturamiento de la roca, o donde las corrientes han migrado sobre amplias llanuras de inundación durante 10.000 a 100.000 años. Las zonas de percolación alrededor de grandes colinas (inselberg) o al pie de los escarpes frecuentemente están asociadas con meteorización profunda aun cuando se encuentren adyacentes a afloramientos rocosos.

Los mantos de meteorización profundos en áreas tropicales semiáridas generalmente son el resultado de períodos húmedos anteriores, que pueden datar del Mesozoico tardío o del Cenozoico temprano (Partridge & Maud 1987 en Hoyos, 2004) y actualmente están



protegidos por lateritas o silcretos. Algunos mantos profundos también están preservados por una cubierta forestal en los trópicos húmedos sobre pendientes relativamente altas, hasta 20°. Tales mantos llegan a ser inestables después de la tala y puede ocurrir erosiones aún bajo la vegetación después de períodos prolongados de lluvias fuertes, (Hoyos, 2004).

2.4.2 Endógenos

Son factores en su interior que producen alteración del material.

Los términos microestructura, fábrica y textura se refieren al arreglo físico de los granos o partículas. Este arreglo junto con la mineralogía, el grado de meteorización y la estructura de discontinuidades determina el comportamiento ingenieril de la mayoría de los suelos residuales. La microestructura incluye la microfábrica, la composición y las fuerzas entre partículas. Las investigaciones de microestructura se realizan utilizando microscopios ópticos o microscopios electrónicos. La cementación de grupos de partículas es responsable de altas relaciones de vacíos, bajas densidades, altas resistencias, baja compresibilidad y alta permeabilidad. Generalmente la microestructura se analiza en dos niveles: textura y fábrica (Suárez J. , 1998).

2.4.2.1 Litología

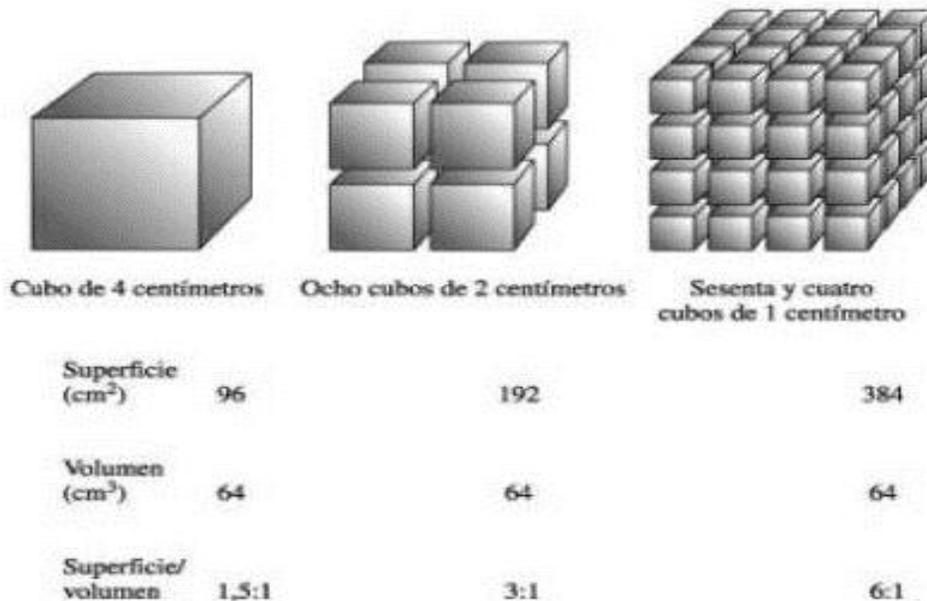
Partiendo del hecho que el relieve es el conjunto de formas que adoptan los materiales y rocas de la corteza terrestre, se podría decir que este factor es el más importante que influye en el modelado del relieve, debido precisamente que es allí donde se producen todos los procesos de la meteorización, aunque para que se de la meteorización es importante contar con otras variables como temperatura, agua y viento. Todos estos agentes son los encargados de provocar los relieves que podemos observar hoy en día.

La susceptibilidad de las rocas a la acción química es una función de su composición mineralógica, textura y presencia de fracturas. En términos generales, el proceso de meteorización aumenta con la finura del tamaño de los granos, con la porosidad y con la permeabilidad, en la mayoría de los procesos de meteorización en las rocas ígneas,

predominan los procesos químicos, mientras en las rocas sedimentarias predominan los procesos físicos; sin embargo, estos procesos se interrelacionan (Suárez J. , 2009).

2.4.2.2 Superficie específica

El tamaño de las partículas, la dureza, la permeabilidad y el grado de cementación así como la mineralogía y la superficie específica, influyen en el proceso de meteorización. Sobre todo este último ya que la química ocurre sobre la superficie específica de las partículas más específicamente entre la solución y los granos del mineral, por esto mismo la velocidad de la meteorización dependerá de esta superficie específica.



Gráfica 2.30 superficie específica (González C. A., 2012)

Al actuar los diferentes procesos de meteorización química sobre la superficie específica las partículas se van fragmentando haciendo que la superficie específica sea mayor y aumentando la porosidad en el suelo. Estos procesos de meteorización química suceden en su mayoría debido al agua, por lo tanto uno de los factores más importantes, sino el más importante es la permeabilidad.



2.5 Tasas de meteorización

Las tasas de meteorización dependen de:

- **Clima:**
 - a. **Lluvia:** como se puede apreciar previamente en la meteorización química, en un ambiente con muchas lluvias la velocidad de la meteorización aumenta.
 - b. **Temperatura:** al igual que la lluvia son los factores que más afectan la meteorización, un ambiente cálido produce mayor meteorización, especialmente si hay variación abrupta de la temperatura
- **Hidráulica:**
 - a. **Discontinuidades:** este factor afecta gravemente a los suelos que se encuentran en regiones con estaciones por ciclos de humedecimiento y secado, dicho proceso genera y prolonga las grietas existentes aumentando así cada vez más la velocidad de la meteorización, También son afectados en menor medida los suelos donde pueden crecer raíces.
 - b. **Permeabilidad:** la velocidad con la que se pueda meteorizar un suelo depende en gran medida la susceptibilidad que tenga este al agua, entre más permeable sea el suelo menor capacidad de agentes meteorizantes que el agua trae consigo afectaran el suelo, ya que si el suelo tiene una permeabilidad baja se verá menos afectado que un suelo de permeabilidad alta.
 - **Tipo de roca:** algunos tipos de suelos tienden a meteorizarse más rápido que otros por la misma susceptibilidad de algunos materiales a acciones químicas. Por ejemplo un suelo susceptible al dióxido de carbono como una Calcita en un ambiente con mucho dióxido de carbono se verá más meteorizado en un menor tiempo menor en un ambiente expuesto a este, que en un ambiente libre de este gas.

A corto plazo la meteorización puede afectar las lapidas en los cementerios, de hecho inicialmente este método se utilizó para medir la velocidad de la meteorización de algunos tipos de rocas dado que se sabe a ciencia cierta cuando fueron colocadas y el clima, en la



Gráfica 2.31 se muestran 2 lapidas de diferentes tipos de rocas relativamente de la misma época una en granito y otra en calcita.



Gráfica 2.31 El examen de las lapidas revela la velocidad de meteorización química en diversos tipos de roca (Tarbuck & Lutgens, 2005)

Una meteorización más rápida que esta la sufren los agregados o escolleras. Dichas estructuras se ven afectadas en cuestión de meses o décadas, Christodoulina & Giannaros, 1993 y Emerik, 1995), en Tarbuck & Lutgens, (2005), determinaron una velocidad de meteorización aproximadamente entre 0.5 a 1mm en 100 años para la calcita dependiendo de las condiciones climáticas.

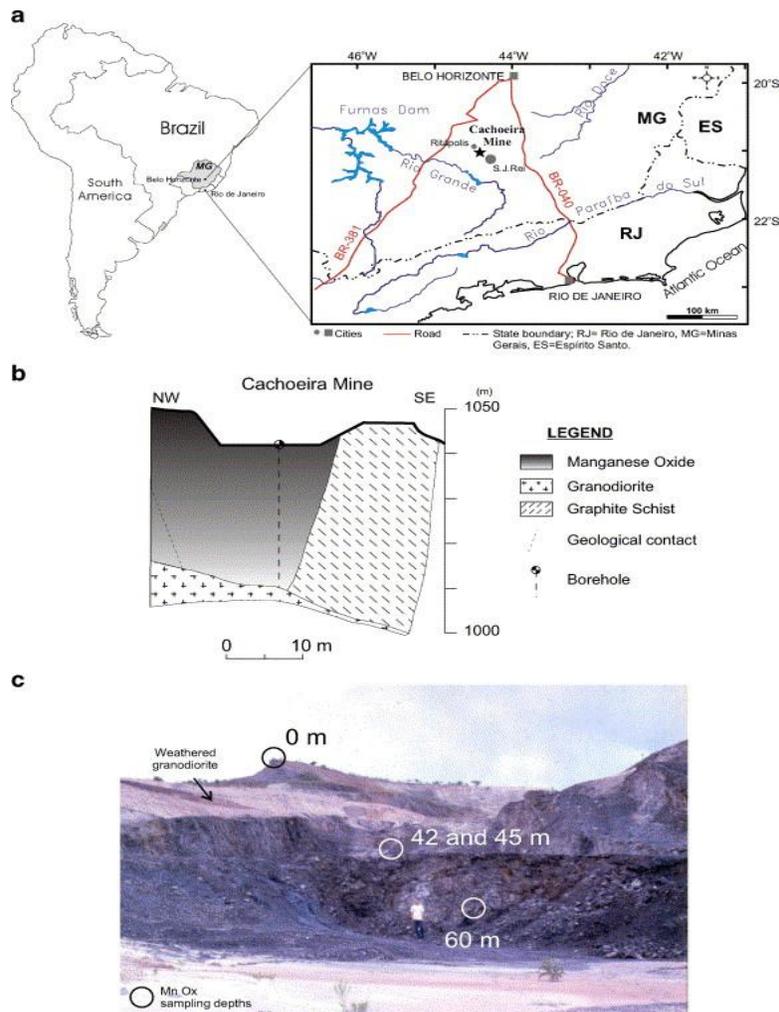
Por todo lo anteriormente mencionado no podemos hablar de una tasa de meteorización en general, por el contrario tenemos que hablar de una tasa de meteorización para determinados tipos de suelos o rocas, en determinados climas. Algunos autores estudiaron perfiles de meteorización y reportan los tiempos en los que se desarrolla la meteorización para determinados lugares, por ejemplo: Fookes (1988) habló de una tasa meteorización de aproximadamente 0.001mm/año estas tasas fueron recalculadas posteriormente por Olliver (1984) y Shelvy (1993) donde establecieron que por año puede llegar hasta los 11.5mm por año dependiendo del tipo de la roca y de condiciones ambientales locales, para suelos en Reino Unido, Ruxon (1980), propone que tomó 17.000 años para producir una meteorización parcial de 4m de profundidad en Hong Kong (Geological Society Engineering Group Working Party Report, 1995).



En la Gráfica 2.32(a) se encuentra la ubicación de una mina en Brasil donde se muestran 3 horizontes los cuales tienen diferentes tasas de meteorización, todo el perfil mide 60 metros; el primer estrato de 0 a 42m en profundidad tardó de 12.7 ± 0.1 a 7.6 ± 0.1 Ma (millones de años) en meteorizarse; el segundo estrato de 42 a 45m tardó 7.6 ± 0.2 a 6.1 ± 0.2 Ma ; y el tercer estrato de 45m a 60m tardó 7.1 ± 0.2 to 5.9 ± 0.1 Ma at 45 m; 6.6 ± 0.1 to 5.2 ± 0.1 Ma.

El método usado para determinar estos tiempos fue usando mezcla entre balance de masas y por denudación de isótopos cosmogénicos.

Nota: El balance de masas es un cálculo químico que se hace para cuantificar la entrada y salida de reactivos y productos en la meteorización. Y el proceso de denudación de isótopos cosmogénicos es un método algo parecido al uso de la prueba de radiocarbono (carbono-14) en materiales orgánicos. (Oliveira & Vasconcelos, 2005)



Gráfica 2.32 Perfiles de la mina Cachoeira Brasil (Oliveira & Vasconcelos, 2005).

(Duan, Hao, Xie, Zhou, & Yea, 2002) Determinaron la tasa de meteorización para diferentes suelos en china basados en: balance electro químico de masas, simulaciones de la lixiviación, temperatura, promedio de lluvias anuales y el pH. Para varios tipos de suelos en China:

La tasa de meteorización se presenta en las siguientes unidades:

$$\frac{Keq}{\text{año} * Ha}$$



Donde Keq (Kilo equivalente): Es la cantidad de un elemento que reemplaza o se combina con 1,008 gramos de hidrógeno

Entonces:

$$\text{Peso Equivalente} = \text{Peso atómico} / \text{electrones de valencia}$$

Ejemplo:

$$1 \text{ eq de Sodio} = 23 \text{ g de Sodio} / 1 \text{ electrones de valencia} = 23\text{g de Na}$$

Por lo tanto:

$$1 \text{ KEq de Potasio} = 39 \text{ Kilogramos Potasio} / 1 \text{ electrón de valencia} = 39\text{Kg de K}$$

$$1\text{Keq de Calcio} = 20 \text{ Kilogramos de Calcio} / 2 \text{ electrones de valencia} = 10\text{Kg de Ca}$$

Esto porque el sodio y el potasio tienen un electrón de valencia y el calcio tiene 2 electrones de valencia y teniendo en cuenta que los electrones de valencia son los que se desprenden en el momento de haber una reacción química hace que al tener menos electrones de valencia tenga el elemento el suelo se vea más afectado. (Washington, 2002)

En la Tabla 2.15 se muestran 18 lugares donde se determinó el tipo de suelo, material parental, el uso del suelo, la temperatura y la pluviosidad, con esto se estableció la estabilidad electro química de cada elemento que se tenía en una hectárea de suelo en un año.



Tabla 2.15 factores tenidos en cuenta para el cálculo de la velocidad de meteorización en diferentes lugares (Duan, Hao, Xie, Zhoua, & Yea, 2002).

No	lugar	tipo de suelo	material parental	Uso del suelo	temp °C	Pluviosidad	Tasa de meteorización química (estabilidad electro química)		
							Keq	(Ha* ² año)	
1	Suixi, Guangdong	Latosol	Basalt	Masson pine	22	1.8	1.9	1.5	1.1
2	Wuchuan, Guangdong	Latosol	Granite	Masson pine	23	1.8	1.6	1.2	0.9
3	Zhanjiang, Guangdong	Latosol	Sediment	Masson pine	23	1.8	1.5	1.2	0.8
4	Jiujiang, Jiangxi	Red Earth	Phyllite	Masson pine	17	1.6	1.2	1.1	0.9
5	Jiujiang, Jiangxi	Red Earth	Sandstone	Masson pine	17	1.6	1.2	1.2	1.0
6	Xiangtan, Hunan	Red Earth	Granite	Masson pine	17	1.4	1.5	1.5	1.2
7	Jingxian, Anhui	Yellow-Red Earth	Granite	Masson pine	14	0.9	1.7	0.7	1.4
8	Conghua, Guangdong	Lateritic Red Earth	Granite	Masson pine	22	1.7	2.0	1.6	1.1
9	Shenzhen, Guangdong	Lateritic Red Earth	Sandstone	Masson pine	22	1.9	1.8	1.4	1.0
10	Guiyang, Guizhou	Yellow Earth	Granite	Masson pine	15	1.2	1.5	0.6	1.1
11	Jinzhai, Anhui	Yellow-Brown Earth	Granite	Masson pine	15	1.0	1.5	1.0	1.3
12	Zhouxian, Shandong	Brown Forest Soil	Granite	Chinese pine	13	0.7	1.0	0.7	1.1
13	Shenyang, Liaoning	Cinnamon Soil	Loess	Chinese pine	8	0.7	1.9	0.8	1.5
14	Leshan, Sichuan	Purplish Soil	Schist	Masson pine	16	1.0	1.5	0.4	1.3
15	Acheng, Heilongjiang	Black Soil	Proluvium	Larch	2	0.5	0.3	0.4	0.8
16	Hulin, Heilongjiang	Albic Bleached Soil	Granite	Larch	3	0.5	0.3	0.5	0.9
17	Huma, Heilongjiang	Dark Brown Soil	Granite	Larch	-3	0.4	0.4	0.6	1.2
18	Xinlin, Heilongjiang	Podzolic Soil	Quartzite	Larch	-4	0.4	0.3	0.4	0.8



Una vez fueron obtenidos los valores de la estabilidad electro química de cada tipo de elemento, y conociendo la composición por porcentajes de la mineralogía del suelo, se determinaron las tasas de meteorización total (R_w), incluyendo la suma de todos los elementos a diferentes profundidades por medio de la siguiente ecuación:

$$R_w = \frac{\rho_{sz}}{(\Delta t z)} \sum_i \left[\frac{1}{M_i} \left(\frac{X_{S,R}}{X_{P,R}} \right) X_{P,i} - X_{S,i} \right] , \quad i = Ca, Mg, K, Na$$

Donde:

R_w es la tasa de meteorización.

z : es la profundidad

Δt : tiempo

ρ_s : es la densidad BULK

M : es la masa

$x_{P,R}$: es la fracción del material parental

$x_{P,i}$: es la fracción del elemento

$x_{S,i}$: es la fracción del elemento en el suelo.

Como se puede ver la formula no es más que una sumatoria de factores en los que se tienen en cuenta: la profundidad, el tiempo, la densidad del suelo, la masa del material, las fracciones parentales del material, la fracción de los elementos presentes en el suelo (Calcio, Magnesio, Potasio, Sodio, etc.) y la fracción del producto del suelo (Duan, Hao, Xie, Zhoua, & Yea, 2002)

Al realizar todos los cálculos se obtiene la velocidad de la meteorización presentada en la Tabla 2.16



Tabla 2.16 tasas de Meteorización para diferentes tipos de suelos (Duan, Hao, Xie, Zhoua, & Yea, 2002)

Tipo de suelo	Lugar de muestreo	Tasa de meteorización química (estabilidad electro química) $\text{Kg}/(\text{Ha} \cdot \text{año})$
Yellow Earth (Tierra Amarilla)		0.59
Red Earth (Tierra Roja)		0.50
Lateritic Red Earth (Tierra roja Laterita)		0.39
Latosol		0.35
Red Earth	Liuzhou, Guangxi	0.20–2.3
Sandy (arena)		0.20–0.69
Loamy (Loam)		0.95–2.3
Yellow Earth	Liuzhou, Guangxi	0.54
Lateritic Red Earth	Liuzhou, Guangxi	0.80
Purple Soil (Suelo purpura)	Liuzhou, Guangxi	0.56



Se puede concluir por ejemplo que para un Latosol se meteoriza químicamente aproximadamente $0.35 \frac{Keq}{año*Ha}$, lo que significa que aproximadamente en un año se meteorizan en un año 350 gramos de suelo en una hectárea (Washington, 2002).

En la Tabla 2.17 se presenta la estabilidad electroquímica para diferentes tipos de suelos

Tabla 2.17 Estabilidad electroquímica para diferentes tipos de suelos (Macías, Rodríguez, Camps, Camps, & Barreal, 2005).

Material original	Tipo de Sudo (FAO)	Carga crítica Keq/Ha/Año
Cuarцитas	Leptosoles	1,396 - 3,654
	Regosoles	1,819 - 3,795
Filitas y pizarras	Leptosoles	1,971 - 3,775
	Reyosoles	2,523 - 3,775
	Cambisoles	1,137 - 4,250
Granitos	Leptosoles	0,487 - 3,684
	Reyosoles	1,137 - 4,289
	Cambisoles	1,137 - 4,289
Esquistos	Leptosoles	2,788 - 3,332
	Reyosoles	2,788 - 3,332
	Cambisoles	4,061 - 4,559
Rocas Básicas	Leptosoles	1,019 - 1,190
	Andosoles someros	3,030 - 3,566
Rocas Básicas	Andosoles cumúhcos	4,487
	Cambisoles y Ferralsoles	4,569 - 5,674



3 PROPIEDADES FÍSICAS Y MECÁNICAS DE SUELOS RESIDUALES

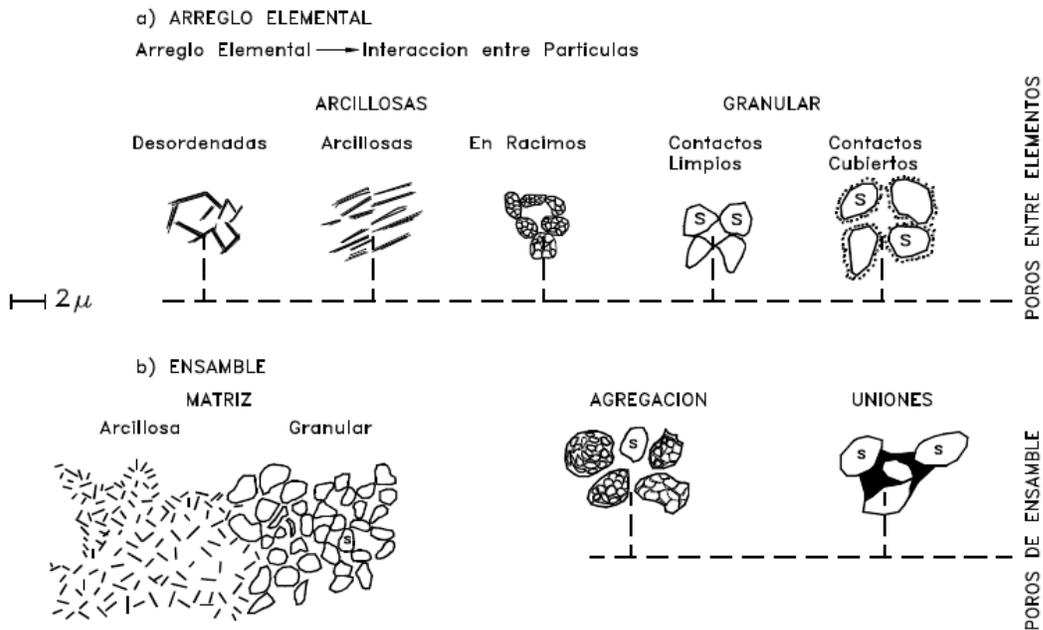
3.1 Estructura de los suelos residuales

3.1.1 Textura

La textura puede revelar la orientación entre las partículas, la cementación y el contacto entre ellas ver Gráfica 3.1 . La influencia de la textura en las propiedades ingenieriles de los suelos residuales tropicales fue enunciada por Terzaghi (1960 en Suárez, 2009), sobre la base de que ésta ocurría en grupos densos de partículas de arcilla cementados por óxido de hierro. Esta afirmación ha sido ratificada por varios autores a través de los años (Suárez J. , 2009).

3.1.1.1 Arreglo elemental de partículas

El arreglo elemental de las partículas corresponde a la localización en el espacio de las partículas y la interacción entre sí. Las partículas arcillosas pueden encontrarse en arreglos desordenados, paralelos o en racimos y las partículas granulares (Arenas y limos) en grupos, con los contactos limpios o cubiertos de otro material, generalmente de arcilla como se puede ver en la Gráfica 3.1. La mayoría de los suelos residuales son susceptibles a descomposición física por la manipulación de los “terrones o racimos” que se forman. El rompimiento de estos racimos dificulta la determinación exacta de sus propiedades físicas y complica el proceso de compactación en campo.



Gráfica 3.1 Elementos de la textura en un suelo residual (Blight, Wardle, & Fourie, 1997)

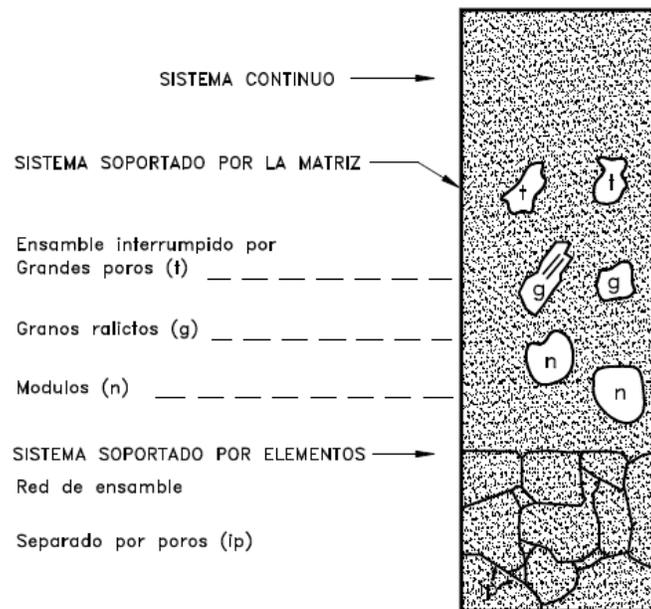
3.1.1.2 *Ensamble de matriz*

El ensamble de las partículas corresponde a la forma como interactúan las partículas, unas con respecto a las otras. El ensamble presupone la existencia de una matriz, la cual puede ser arcillosa o granular y se forma por la agregación o la unión de las partículas como se puede como se muestra en la Gráfica 3.1. La disolución y lavado de la matriz o las uniones y la cementación conducen al desarrollo de una estructura porosa. Este efecto es producto por la frecuente ocurrencia de lluvias y por esto es necesario analizar el efecto de las lluvias sobre los poros y uniones entre las partículas. El ensamble puede ser modificado por el flujo de corrientes de agua, esto se da cuando por acción de la lluvia lava los cementantes, por ejemplo la pérdida de pequeñas partículas que traban el material cuando son simples agregaciones de material o por pérdida en las uniones de cementantes por ejemplo la cal, y para el caso de las arcillas pérdida de los enlaces

iónicos por acción de la meteorización química o por el secado del agua en la matriz de suelo provocando la pérdida de esfuerzo de succión.

3.1.2 Fábrica

La fábrica muestra la organización general de los grupos de partículas Gráfica 3.2. El sistema de fábrica puede ser de tres formas: continua, embebido por una matriz y por medio de los procesos geológicos que se suceden en las rocas la fábrica puede evolucionar estructuralmente de una u otra forma.



Gráfica 3.2 Sistema de fábrica en un suelo residual (Suárez J. , 1998).

La fábrica juega un papel muy importante en los taludes ya que la orientación de las discontinuidades podría condicionar la inestabilidad de este, una orientación desfavorable se presentaría cuando las discontinuidades o la familia de discontinuidades se encuentren paralelas al buzamiento.



3.1.2.1 Sistema continuo

En el cual la matriz y las partículas o elementos forman un todo homogéneo aunque existen uniones entre partículas estas no interrumpen la continuidad de la fábrica, como se puede ver en la Gráfica 3.2. En un sistema continuo no hay presencia de grandes poros, granos, nódulos de materiales diversos, en un sistema continuo los procesos de meteorización no afectan tanto como por ejemplo en un sistema por bloques o diaclasas donde los agentes meteorizantes entran más fácil y atacan la matriz de suelo meteorizado.

Cuando la meteorización es tan avanzada en los suelos la fábrica presenta un sistema continuo en la cual el comportamiento se rige por las características de los minerales que se han meteorizado, por ejemplo cuando por medio de la meteorización química de la ceniza volcánica por alteración se forma la montmorillonita, la cual tiene como característica principal una extraordinaria expansión al saturarse y contraerse al secarse lo cual provoca agrietamientos y esfuerzos internos que además hace que se rompan uniones que el suelo se pierda la cementación y posteriormente falle debido a la pérdida de esta cohesión que daban dichos cementantes.

3.1.2.2 Sistema embebido por una matriz

A diferencia del sistema continuo aquí el ensamble es un elemento homogéneo pero está interrumpido por poros, granos grandes, relictos o nódulos de materiales diversos. Este sistema es un poco más complicado de analizar y está determinado por diferentes factores, debido a que por ejemplo la presencia de poros hace que la matriz de suelo se vea más afectada por lo anteriormente mencionado en el sistema continuo, la presencia de nódulos y materiales más grandes hacen que sea un poco más resistente a la meteorización, a su vez hay que considerar cuales son los agentes de meteorización más activos en determinadas zonas.

Debido a la presencia de relictos en la matriz, el material tiene un comportamiento caótico e impredecible debido a la acomodación que estos relictos tengan en la matriz de suelo, puede darse el caso en el que por la falta de cementación entre el suelo y los relictos o



nódulos se presenten planos de debilidad entre estas juntas por donde por presencia de cambios en la saturación se genere un incremento en la presión de poros debida a temporadas fuertes de lluvia y se genere una inestabilidad del talud, como también puede suceder lo contrario, que debido a la presencia de grandes nódulos en la matriz de suelo ayuden al suelo a auto soportarse y eviten que este falle, pero a este último caso hay que manejarlo con precaución porque al perderse esa estabilidad implica movimientos de volúmenes mayores y puede no ser descubierto hasta que sea demasiado tarde (American society of civil engineers, 1971).

3.1.2.3 Sistema soportado por una red de bloques o terrones

En este caso aparecen varios elementos que se integran entre sí, separados por poros, pero es la microestructura del ensamble de estos elementos los que le dan soporte al material, provocando así una meteorización más rápida que en los anteriores caso. Sin embargo esto no quiere decir que el sistema rija la velocidad de meteorización, factores exógenos como la temperatura como la termoclástia y el clima tienden a regir la velocidad de esta, debido a que la lluvia lava los cementantes dejando cada vez más abierta la estructura, promoviendo por ejemplo la caída de bloques.

El comportamiento en una red de bloques está determinada por la fábrica del material, factores estructurales como: la frecuencia de grietas, la densidad, la orientación, el rumbo y el buzamiento condicionan la formación de cuñas y bloques inestables que causan la caída de bloques y derrumbes, los cuales son típicos en materiales provenientes de rocas sedimentarias foliadas.

3.2 Resistencia al cortante

La estabilidad de los suelos residuales muy meteorizados (grado VI), se puede analizar utilizando las teorías tradicionales de la mecánica de suelos, con cierto grado de confiabilidad; sin embargo, a medida que se profundiza en el perfil, las propiedades de los materiales cambian sustancialmente. Según Massey y Pang (1988 en Suárez, 2009) el comportamiento y la resistencia al corte de los materiales son una función de:



- La naturaleza de la roca original.
- La mineralogía y microfábrica derivada de los procesos de meteorización física y química.
- El grado de saturación y los cambios inducidos por modificaciones del contenido de humedad.
- La presencia, orientación, espaciamiento, persistencia e imperfecciones de las discontinuidades heredadas, junto con la naturaleza de los rellenos o coberturas.
- La presencia, forma y distribución de material de roca menos meteorizada en forma de bloques o bandas dentro de la matriz más fuertemente meteorizada.

Tiene gran importancia en el comportamiento de un talud, el efecto de la presión de poros a lo largo de los contactos de materiales diferentes, zonas de mayor permeabilidad y discontinuidades heredadas.

Vaughan (1988 en Suárez, 2009) explicó la relación entre la resistencia al cortante y la relación de vacíos en la siguiente forma:

- La resistencia derivada de la evolución del suelo y encontrada en equilibrio con el estado de esfuerzos, influencia el comportamiento del suelo y su resistencia.
- La historia de esfuerzo durante la formación del suelo tiene muy poco efecto sobre las propiedades de los materiales.
- Los suelos tienen una variedad muy amplia de mineralogía y resistencia de los granos.
- Los suelos en el sitio tienen un rango muy amplio variable de relación de vacíos. Las deformaciones pequeñas inducidas durante el muestreo pueden debilitar las uniones y disminuir la resistencia al cortante. Brand (1985 en Suárez, 2009) sugirió que los saprolitos a bajas presiones efectivas tienen resistencias más altas que las obtenidas en ensayos triaxiales con envolvente de falla de línea recta.



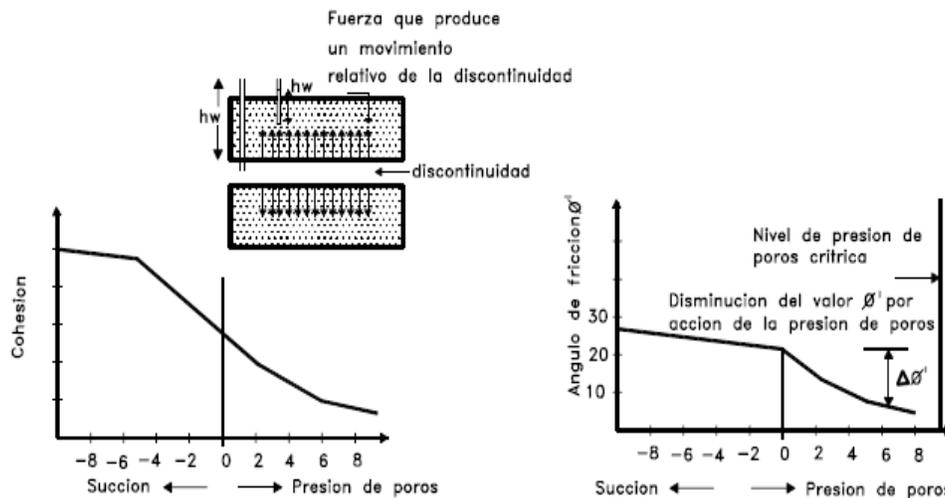
3.2.1 Variación de la resistencia al cortante

La cohesión y la fricción entre las partículas o bloques varían considerablemente de acuerdo al tipo de suelo, contenido de minerales, tamaño y forma de las partículas, humedad, presión de poros y la historia de la formación del material. Adicionalmente, cuando ha ocurrido anteriormente un movimiento, la cohesión y la fricción han disminuido, especialmente. Cerca de las superficies de falla o fractura. La resistencia al cortante es generalmente, menor en el suelo que en el saprolito o en la roca, pero las formaciones residuales tienen generalmente, superficies de discontinuidad equivalentes a superficies de debilidad de baja resistencia que facilitan la posibilidad de movimientos. Es común que la resistencia al cortante sea menor a lo largo de las discontinuidades heredadas, que en la matriz del material residual y se reportan casos en los cuales la resistencia a lo largo de la discontinuidad puede ser muy pequeña, comparada con la resistencia a través del suelo en sí, especialmente cuando las discontinuidades se encuentran rellenas.

La resistencia al corte disminuye por acción de dos efectos:

1. La disminución de los esfuerzos efectivos de acuerdo al principio de Coulomb.
2. La separación de las superficies a lado y lado de la discontinuidad, debidas a movimientos de compresión elastoplástica de los materiales, por acción de la fuerza diferencial generada por la presión de poros a lo largo de la discontinuidad. Al aumentar la presión de poros la discontinuidad tiende a separarse y la resistencia al corte disminuye.

Estudios realizados por Massey & Pang (1988) muestran que al haber presiones de poros entre las discontinuidades por ejemplo en un suelo con un ángulo de fricción de aproximadamente 20° , el suelo se comporta en la práctica como si el ángulo de fricción fuera de menor a 10° , esto se puede ver en la Gráfica 3.3. El caso contrario también ocurre en el cual la succión aumenta el ángulo de fricción y puede subir a 28° , el mismo efecto ocurre con la cohesión, disminuye con la presión de poros y aumenta con la succión.



Gráfica 3.3 Variación de cohesión y el ángulo de fricción dentro de una discontinuidad por el aumento de la humedad y de la presión de poros (Massey & Pang, 1988)

3.2.1.1 Cohesión

La cohesión es una propiedad determinante en el comportamiento de un suelo residual. En suelos no saturados hay una cohesión aparente, la cual es el producto de las presiones negativas en el agua de poros, la cual desaparece por saturación, sin embargo en muchos casos, la cohesión es debida a la cementación de productos precipitados (Sowers G. F., 1985) La cohesión generalmente, no es continua a lo largo de una superficie y desaparece con frecuencia por la abertura de las discontinuidades debida a fuerzas de tensión o a presión de poros.

3.2.1.2 Ángulo de fricción

El valor del ángulo de fricción interna de los materiales disminuye con el avance del proceso de meteorización. En ensayos realizados en materiales de granitos y gneises en Colombia, se encuentran variaciones de 26° a 38° similares a los indicados por Deere y Patton (1971), para materiales de Lutitas entre 10° y 35° y para materiales de areniscas entre 25° y 45° , en concordancia con los valores propuestos por Sowers G. F. (1985).



En materiales derivados de areniscas Sowers G. F. (1985) ha encontrado ángulos de fricción a lo largo de discontinuidades rellenas de arcilla con valores de 10° a 15° , cuando los ángulos de fricción de discontinuidades sin relleno dan valores de 35° a 38° en el mismo talud. Esta realidad dificulta la evaluación del comportamiento de los suelos residuales utilizando los modelos de la mecánica de suelos tradicional.

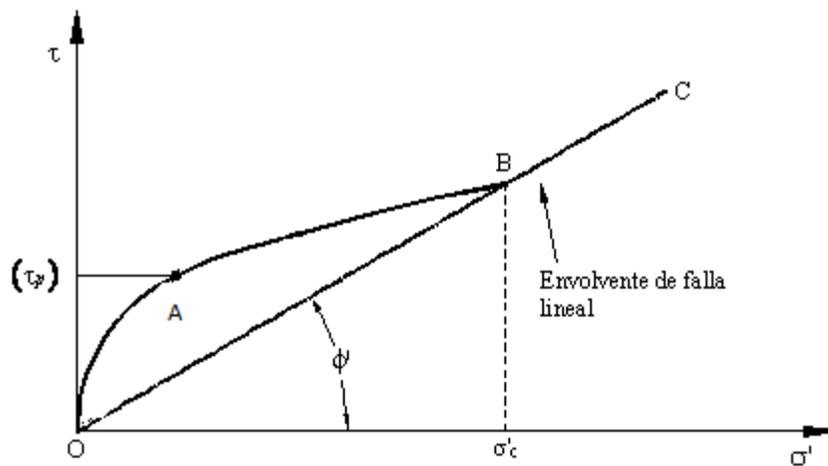
El ángulo de fricción residual de los suelos tropicales depende principalmente de la mineralogía, la distribución de tamaños de las partículas, los esfuerzos efectivos, el tipo de roca parental, el grado de meteorización entre otros factores. El ángulo de fricción residual (ϕ_r') varía generalmente de 5° a 33° (Suárez J. , 1998)

El ángulo de fricción de los suelos provenientes de rocas sedimentarias se correlaciona con el contenido de arcilla y el tipo de arcilla presente. Cuando el contenido de arcilla es mayor del 40%, las partículas de arcilla tratan de orientarse y esto puede disminuir la resistencia.

El ángulo de fricción residual ϕ_r' puede variar de 5° y 20° , dependiendo del tipo del mineral de arcilla. Los minerales que más afectan la ocurrencia de valores bajos de ángulos de fricción residual ϕ_r' son la presencia de esmectita y la presencia de mica. Cuando el contenido de arcilla es menor del 15%, la resistencia residual ϕ_r' es típicamente mayor de 25° y la resistencia depende principalmente de la interacción entre las partículas gruesas (Lupini, Skinner, & Vaughan, 1981).

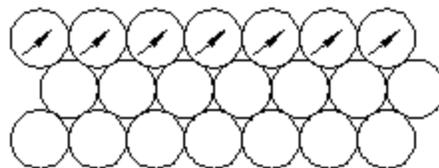
3.2.1.3 La envolvente de falla

En los suelos residuales la envolvente de falla puede tener una forma no lineal, especialmente en el rango de presiones bajas. Brand & Philipson (1985) Presenta el caso de los suelos residuales derivados de granitos en Hong Kong, donde la envolvente de falla presenta una curva en los niveles de esfuerzos normales bajos sin que se presente cohesión



Gráfica 3.4 envolvente real de falla para suelos residuales de granitos (Suárez F. , 1980).

La curva OAB mostrada en la Gráfica 3.4, está compuesta de los valores máximos del esfuerzo de corte pico determinados para este tipo de suelos, sin embargo a partir de un valor elevado del esfuerzo efectivo normal estos no presentan un valor pico, sino que al igual que en los suelos no meteorizados, presentan como valor máximo un esfuerzo de corte crítico (σ'_c) por lo que la envolvente de falla tiene la forma de la curva OABC, esto es debido a la forma en la que las partículas se ubican de manera en la que se tiene la menor cantidad de espacios vacíos entre partículas y existe un trabazón que impide el desplazamiento de unas respecto a otras, por lo que las partículas para iniciar su desplazamiento deben pasar unas encima de otras, lo que origina un esfuerzo de corte pico (τ_p) y la expansión en el suelo, como se puede ver en la Gráfica 3.5.



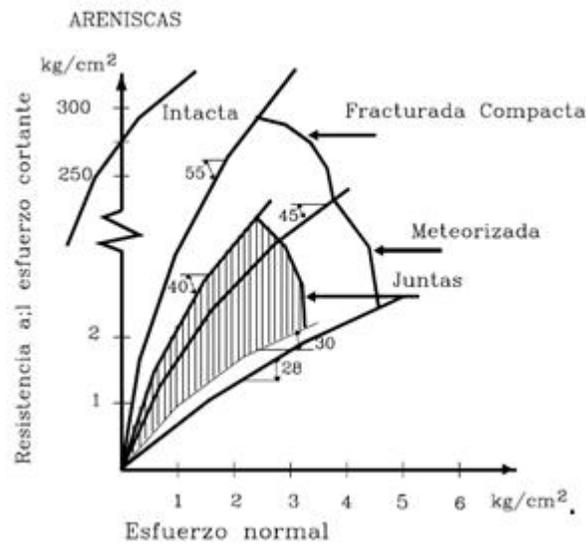
Gráfica 3.5 Forma de deslizamiento de las partículas en suelos residuales granulares, como en los granitos (Budhu, 2000).



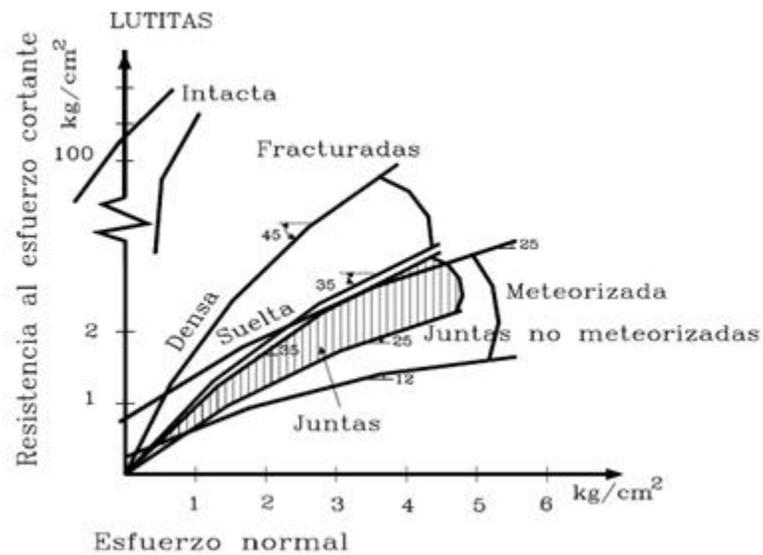
3.3 Resistencia de suelos residuales y saprolitos

Los suelos residuales poseen un comportamiento complejo al cortante y es difícil obtener unos parámetros de resistencia que sean confiables para los análisis de estabilidad. Lo ideal es realizar ensayos de campo a gran escala, en tal forma que la escala del ensayo sea representativa del prototipo o en su defecto ejecutar un gran número de ensayos a pequeña escala en el campo y el laboratorio. De los ensayos de campo los más utilizados son el ensayo de penetración estándar, la penetración con cono y los ensayos de veleta, utilizando formas diferentes para determinar la resistencia en planos diferentes. Empleando triaxiales (UU) y Corte Directo. A diferencia de los materiales homogéneos, cuya resistencia se puede considerar como una propiedad del material, en un suelo residual o un saprolito, las propiedades de los materiales son diferentes de un sitio a otro, aún dentro del mismo nivel del perfil estratigráfico. Esta característica es muy acentuada en formaciones residuales tropicales, donde el proceso de meteorización es intenso, heterogéneo y desigual. Los parámetros de resistencia obtenidos en los ensayos son diferentes para diferentes tipos de roca y dependen además, de la fracturación y meteorización en las etapas iniciales de la meteorización se producen fragmentos de gran tamaño y en el proceso final se producen arcillas y entre estos dos extremos se van a encontrar en un mismo manto, una composición de mezclas de diferentes tamaños de grano. En topografía plana el suelo residual permanece en el sitio y en las áreas de pendiente se producen depósitos de coluvión (Suárez J. , 1998).

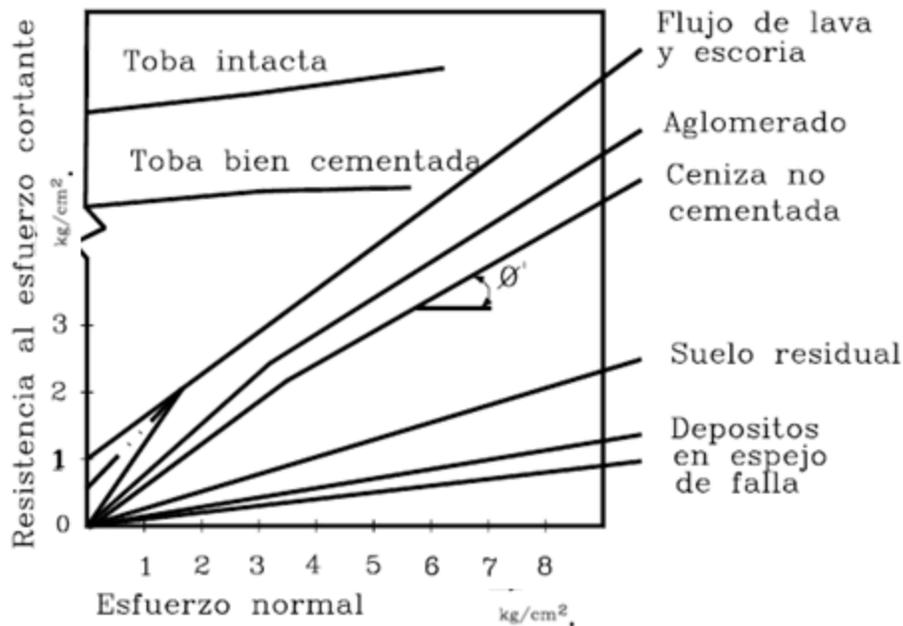
En la Gráfica 3.6, Gráfica 3.7 y Gráfica 3.8 se puede observar el ángulo de fricción en materiales residuales de arenisca, lutita y de origen volcánico respectivamente para diferentes estados de fracturamiento y meteorización.



Gráfica 3.6 Angulo de fricción en materiales residuales de arenisca (Sowers G. F., 1981).



Gráfica 3.7 Angulo de fricción en materiales residuales de Lutitas (Sowers G. F., 1981).



Gráfica 3.8 Ángulo de fricción en materiales de origen volcánico (Sowers G. F., 1981)

3.4 Factores que afectan el comportamiento esfuerzo-deformación

3.4.1 Historia de esfuerzos

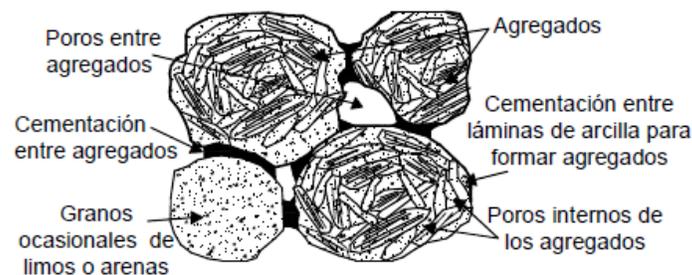
Los suelos residuales se forman por una historia de descomposición o meteorización y esta a su vez es afectada por procesos tectónicos de compresión, relajación, corte, etc. Estos esfuerzos tectónicos han producido una serie de cambios en el estado de los materiales, los cuales equivalen generalmente a disminuciones en los valores de la resistencia al cortante.

3.4.2 Resistencia de los granos o partículas

Las partículas que conforman un suelo residual muestran generalmente una gran variabilidad en la resistencia al aplastamiento o trituración y esta resistencia influye en forma importante sobre los valores de la resistencia al cortante. Por ejemplo, los suelos

residuales con partículas de cuarzo resistentes al aplastamiento muestran ángulos de fricción relativamente altos. (Suárez J. , 2009)

Debido a los procesos de meteorización en las rocas se desarrollan vacíos entre los granos minerales, vacíos que finalmente son rellenados o parcialmente rellenados por arcillas producto de la meteorización, lo que cambia finalmente la textura original de la roca intersticialmente, en casos extremos más de la mitad de la masa original se pierde por descomposición y subsecuentemente por el lavado por acción climática, esto es apreciado en la Gráfica 3.9



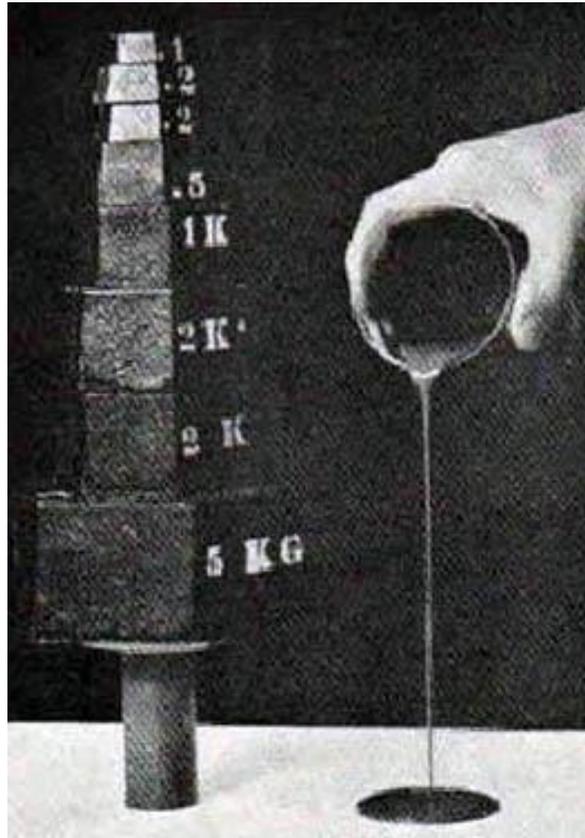
Gráfica 3.9 esquema de la relación de vacíos debidos a la meteorización (Geological Society Engineering Group Working Party Report, 1995).

3.4.3 Unión y cementación entre partículas (Microestructura)

Una de las características básicas de los suelos residuales es la existencia de uniones entre las partículas. Estas uniones pueden ser de cementación por la deposición de carbonatos, hidróxidos, materia orgánica, etc., o por la reprecipitación de agentes cementantes como los silicatos o el crecimiento de uniones durante la alteración química de los minerales. Las uniones entre partículas disminuyen a medida que avanza el proceso de descomposición. La roca poco meteorizada posee una resistencia al cortante mucho mayor que la roca descompuesta.

3.4.4 Alteración o Remoldeo

La resistencia al cortante es muy sensible a la alteración del material. Esta alteración puede deberse a causas naturales o antrópicas. Por ejemplo, el uso de explosivos para la ejecución de un corte puede disminuir la resistencia al cortante de toda la ladera. La estructura también puede destruirse durante la saturación o la toma de muestras. La resistencia al corte del suelo varía en forma grande de una muestra natural a otra compactada, debido a la pérdida del efecto de cementación por ejemplo en suelos altamente sensibles Gráfica 3.10, es difícil poder obtener valores confiables de diseño debido a esto.



Gráfica 3.10 Suelo altamente sensible (Mirchell & Soga, 2005)

Como se puede observar en la Gráfica 3.10 debido a la sensibilidad del suelo al ser remoldeado pierde su cementación y por tanto su resistencia.



Las uniones remanentes podrían no sobrevivir al momento de tomar, transportar y/o instalar las muestras en el laboratorio, por lo cual los resultados arrojados no serán realmente los reales *in-situ*, con el fin de cuantificar los efectos de la meteorización en las rocas (Vaughan, 1985), (Baynes & Dearman, 1987, en Mirchell & Soga, 2005), reportaron pesos unitarios en un rango entre los 11 y 20 KN/m³ en suelos residuales (Saprolitos) de Tailandia, los cuales presentaban una meteorización de los granos cercana al 30% que habían sido meteorizados en arcillas y a mayores meteorizaciones el saprolito presentaba un comportamiento más cohesivo y menor resistencia al corte según Cheung (1993, en Suárez, 2009), A pesar de su alta relación de vacíos, estos suelos cuentan con la presencia de una cohesión aparente debida al efecto de una succión ocasionada por una presión de poros negativa al estar parcialmente saturados, por esto mismo al momento de una completa saturación se pierde dicha succión según (Vaughan, 1988; Coop & Arkinson, 1993 en Geological Society Engineering Group Working Party Report, 1995).

Además de lo anterior otras propiedades se ven afectadas en el remoldeo por ejemplo: el límite líquido, límite plástico, índice de plasticidad, gravedad específica, densidad proctor y contenido óptimo de humedad.

A continuación en la Tabla 3.1 se puede apreciar los cambios que sufre una laterita libre de sesquióxidos por remoldeo.

Tabla 3.1 cambio de propiedades debido al remoldeo (Mirchell & Soga, 2005)

Propiedades	Suelo intacto	Remoldeado
Límite Líquido (%)	57.8	69.0
Límite Plástico (%)	39.5	40.1
Índice de Plasticidad (%)	18.3	28.0
Gravedad Específica	2.80	2.80
Densidad Proctor (kN/m ³)	13.3	13.0
Contenido de Humedad óptima (%)	35.0	34.5



3.4.5 Las estructuras heredadas y discontinuidades (Macro Estructura)

En la medida en que los detalles de la microestructura, fábrica y de la macro estructura se preservan en el suelo residual, presentan estructuras heredadas dentro del suelo, las cuales actúan como discontinuidades que pueden eventualmente facilitar la ocurrencia de deslizamientos, según Blight G. E (1977), las juntas en la mayoría de las rocas ígneas y la estratificación en rocas sedimentarias permanecen en los suelos residuales. Igual ocurre con la esquistosidad y la foliación de algunas rocas metamórficas. (Blight, Wardle, & Fourie, 1997)

La resistencia de los saprolitos puede ser determinada casi en su totalidad por los detalles estructurales. La resistencia de las discontinuidades es determinada también por el grado de meteorización y la cementación secundaria o laterización. En ocasiones, puede determinarse la resistencia de la masa de suelo mapeando cuidadosamente las discontinuidades del saprolito y midiendo la resistencia a lo largo de esas discontinuidades.

Aunque estas juntas relictas sufren un proceso de debilitamiento por la meteorización, su localización, orientación, continuidad y su papel como planos preferenciales de debilidad se mantienen (Aydin, 2006)

La meteorización induce cambios en las propiedades de las juntas tales como la alteración de las paredes, relleno con materiales diversos por deposición, disminución de la rugosidad, aumento de la abertura, ablandamiento de las asperezas, incremento de los planos de curvatura por acción de la fatiga y deformación de la masa. Cuando el suelo se encuentra muy meteorizado, es difícil identificar las discontinuidades heredadas.

Las discontinuidades en el suelo residual pueden originar superficies de fallas complejas de acuerdo con su localización y características. Se pueden presentar procesos de rotación de bloques, reptación y volteo. Gran cantidad de deslizamientos son asociados con las discontinuidades heredadas (Aydin, 2006; Chigira, 2001).



Las discontinuidades heredadas representan una incertidumbre en la generación de deslizamientos, debido a su dificultad para caracterizar y es muy común que en un estudio geotécnico éstas sean ignoradas. El relleno de las discontinuidades heredadas con vetas de otros materiales, como arcillas u óxidos de Fe-Mn, determinan en muchos casos, el comportamiento de estas discontinuidades (Suárez J. , 2009).

3.4.6 La anisotropía

La resistencia al cortante depende de la dirección del esfuerzo generado con relación a la fábrica del suelo y en los suelos residuales suelen tener una estructura fuertemente anisotrópica que se desarrolla a partir de la roca madre y esto es más común en suelos derivados de rocas metamórficas en especial en estos tipos de suelos: lutitas, pizarras, filitas y esquistos con estructura laminar. El efecto es aún más importante cuando se encuentran micas presentes por la cuales actúan como zonas de debilidad. (Sandroni, 1985 en Hoyos, 2004). En la Tabla 3.2 se muestra algunas mediciones de resistencia típica en tales suelos

Tabla 3.2 Ensayos de corte directo sobre suelos anisotropicos (Sandroni 1985 en Fookes, 1985)

Roca madre Macroestructura		ensayos corte directo Paralelo - Perpendicular (al bandeamiento)		Condición del agua
Cuarcita ferrítica	Laminada (arena limosa)	$c' = 20$ kPa $\phi' = 44^\circ$	$c' = 50$ kPa $\phi' = 44^\circ$	Parcialmente saturada
Cuarcita micácea	Esquistosa (limo arenoso)	$c' = 40$ kPa $\phi' = 22^\circ$	$c' = 45$ kPa $\phi' = 27^\circ$	Parcialmente saturada
Gneis migmatítico	Bandeada	$c' = 40$ kPa $\phi' = 20^\circ$	$c' = 52$ kPa $\phi' = 23^\circ$	Parcialmente saturada
Gneis migmatítico	Bandeada	$c' = 30$ kPa $\phi' = 21^\circ$	$c' = 49$ kPa $\phi' = 22^\circ$	Saturada



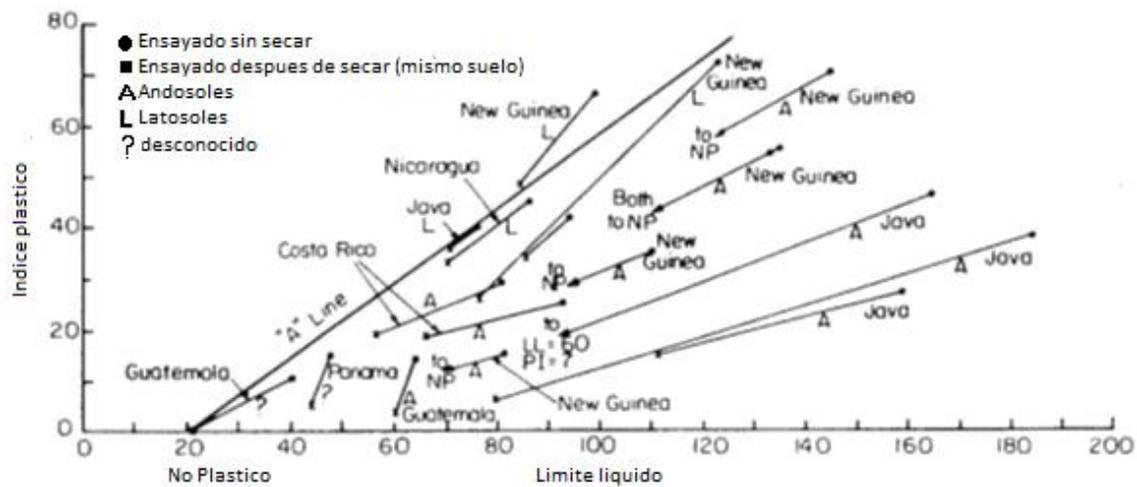
3.4.7 La humedad

Se ha detectado que en los suelos tropicales la humedad afecta sensiblemente su resistencia al corte. Se observa en ocasiones disminución de hasta 50% de la cohesión y 30% del ángulo de fricción por el proceso de saturación (Foes, 1973) Aparentemente la cementación es afectada en forma importante por la humedad. Es común el colapso de la estructura de estos suelos al saturarse, produciendo asentamientos diferenciales por saturación accidental por fugas de agua de conductos enterrados o por mal control del agua de escorrentía. Por ejemplo al secarse la Aloysita el agua de la capa hidratada se seca y se forma Metaloysita, lo cual cambia las propiedades del material y su comportamiento.

Lumb (1975 en Blight G, 1977) ensayando muestras saturadas y no saturadas encontró que las envolventes de falla, en ensayos drenados dependían en forma importante de la saturación y de la relación de vacíos, en granitos y en suelos volcánicos. La cohesión obtenida representa lo que se llama cohesión aparente, como un resultado de la succión capilar.

La presión de poros sobre el nivel freático no recibe atención, esto debido quizás a que en los suelos sedimentarios no tiene gran importancia, aun así en los suelos residuales si debe considerarse importante por dos motivos, la primera es que normalmente el nivel freático se encuentra a una gran profundidad, y la segunda es que la alta permeabilidad de muchos suelos residuales tienen importancia en la presión de poros cuando dicha agua no se encuentra en estado estático, aquí este efecto gobierna el comportamiento del suelo.

Por secado debido al aire puede suceder que las partículas de arcilla y limo formen agregados y se presente una pérdida de la plasticidad como se muestra en la Gráfica 3.11



Gráfica 3.11 Efecto del secado en los límites de Atterberg para algunos suelos (Morin & Todor, 1975)

3.5 La succión

La succión es la diferencia entre la presión del aire y el agua y se define como:

$pF = \log_{10}(\text{succión})$ esta expresada en centímetros de agua, esta expresión fue sugerida por Schofield, (1935 en Bujang, Toll, & Prasad, 2012).

Para mayor claridad en la Tabla 3.3 se presentan algunos puntos de referencia entre la condición húmeda y la succión en kPa como en centímetros de agua (pF)

Tabla 3.3 escala de succión (Bujang, Toll, & Prasad, 2012).

Succión kPa	Succión pF	Puntos de Referencia	Condición húmeda
1.000.000	7	Arcilla secado al horno	seco
100.000	6		
10.000	5		
1.000	4	Se marchitan las plantas Limite plástico	húmedo
100	3		
10	2		
1	1	Limite liquido	mojado
0,1	0	Saturado	

La máxima succión que se puede generar depende del tamaño del poro, Jones & Kohnke (1952 en Bujang, Toll, & Prasad, 2012), determinaron por medio de experimentos una relación entre la tensión mínima superficial producida por el radio del poro:

$$U_a - U_w = 2T/R$$

Donde:

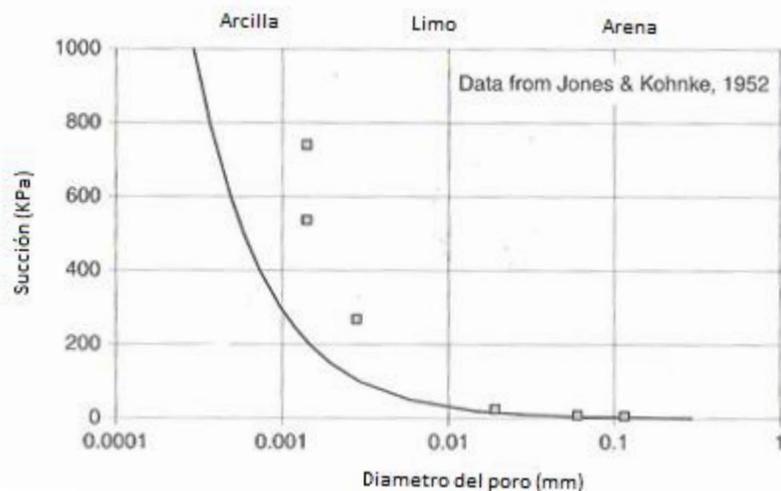
T es la tensión superficial (0.73 N/m por agua)

R es el radio del menisco

U_a es la presión de poros debido al aire

U_w presión de poros por agua

En la Gráfica 3.12 se presenta el modelo capilar propuesto por Jones & Kohnke (1952 en Bujang, Toll, & Prasad, 2012) junto con datos reales observados experimentalmente, la curva presentada en esta gráfica es la succión mínima que se puede presentar.

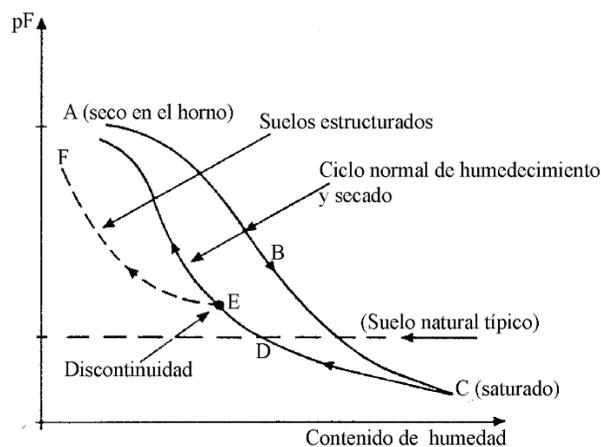


Gráfica 3.12 succión como función del tamaño del poro (Bujang, Toll, & Prasad, 2012).

La relación entre la succión en el suelo (valor de pF) y el contenido de humedad en los suelos residuales tropicales con estructura inestable, es diferente a dicha relación en los sedimentos no consolidados y en los suelos en zonas templadas. En la Gráfica 3.13 se

encuentra un ciclo típico de humedecimiento y secado de sedimentos no consolidados o de suelos de zona templada.

Durante la etapa de secado de un suelo residual ocurre un súbito aumento en la pérdida de humedad cuando la succión en el suelo alcanza un **punto de quiebre**, debido al colapso de la estructura. Esto se muestra en la Gráfica 3.13 en la curva CEF. Si el contenido de humedad de un suelo residual en el punto de quiebre se encuentra entre el límite líquido y el límite plástico, su estado no es el mismo que el del suelo natural cuando éste se encuentra en el límite plástico. Si el punto de quiebre ocurre por debajo del límite plástico entonces el cambio es pequeño o nulo entre el límite plástico y la condición natural. Sin embargo, si el suelo se humedece de nuevo a partir de una condición seca, resultará un cambio irreversible en la estructura de algunos suelos con la emergencia de un nuevo patrón de histéresis de patrones de secado y humedecimiento (Bujang, Toll, & Prasad, 2012).



Gráfica 3.13 Representación de las relaciones entre succión en el suelo (pF) y contenido de humedad (Bujang, Toll, & Prasad, 2012).

En los suelos parcialmente saturados se encuentra aire y agua en los poros del suelo. La presión del agua es siempre menor que la del aire debido a la presencia de meniscos capilares entre los dos fluidos. Si la evapotranspiración promedio supera a la infiltración, es probable que ocurra una profunda desecación del perfil de suelo. Y esto es común en condiciones del trópico cálido. La estabilidad de las excavaciones temporales es mejorada



en gran medida por estas condiciones. Algunas veces la infiltración media supera a la evapotranspiración, y entonces el flujo neto de agua mantiene la humedad relativamente alta y la succión del agua intersticial del suelo es baja, aún por encima del nivel freático donde éste se encuentra parcialmente saturado (Hoyos, 2004).

Pueden existir dos etapas de saturación parcial, cuando el suelo está relativamente seco (grado de saturación típicamente inferior a 85%) tanto el agua como el aire influyen en el esfuerzo efectivo y en el comportamiento del suelo. Cuando el suelo tiene un mayor grado de saturación entonces la masa de aire no es continua en el suelo sino que se encuentra en burbujas ocluidas dentro de los poros más grandes. Esto ocurre usualmente cuando un suelo ha sido inundado con agua libre y la presión del agua en los poros es igual o mayor que la presión atmosférica. La presión del aire en las burbujas tiene poca influencia en los esfuerzos efectivos, que dependen de la presión del agua intersticial, en tanto que el aire ocluido afecta la compresibilidad del suelo sin drenaje. Frecuentemente hay una diferencia considerable en la humedad del terreno en las estaciones seca y húmeda. Esto puede afectar el suelo hasta una profundidad significativa y los resultados obtenidos pueden ser afectados por la época del año en la que se hace la investigación del suelo (Hoyos, 2004).

Cuando se presenta succión de agua en los poros del suelo hay una disminución en los esfuerzos efectivos con la consiguiente reducción de la resistencia y una tendencia a la expansión si el suelo se expone a una presión nula del agua libre. Por ejemplo, durante una lluvia intensa hay una pérdida transitoria de resistencia en las pendientes de suelos parcialmente saturados. Cuando la evapotranspiración media supera la infiltración y se presenta una desecación profunda acompañada de grandes succiones, se produce una reducción similar de esfuerzos efectivos si la construcción de un edificio o el pavimento impermeable de una carretera previenen la evaporación de la superficie del terreno. Así los cambios en el uso del suelo producen cambios en los esfuerzos efectivos que también pueden producir movimientos del terreno, (Hoyos, 2004).



Influencia de la saturación parcial en los esfuerzos efectivos

Los suelos residuales frecuentemente existen en la condición de saturación parcial con una fase continua de aire en sus vacíos. La presión del aire intersticial se encuentra a una presión aproximadamente igual a la atmosférica debido a la alta permeabilidad del suelo respecto al aire, pero la presión del agua intersticial es menor que la atmosférica debido a efectos de capilaridad en los pequeños poros del suelo. Esta succión del agua intersticial genera una componente adicional de la presión efectiva, es decir, los esfuerzos efectivos son mayores que los esfuerzos totales. Este incremento de resistencia no es directamente proporcional a la succión del agua intersticial debido a los efectos complejos de la saturación parcial pero es un importante factor en la estabilidad de las laderas. Se ha sugerido que la pérdida de succión en las pendientes debida a las lluvias intensas es una causa importante de deslizamientos (Bujang, Toll, & Prasad, 2012). Sin embargo, el registro continuo de las succiones de agua intersticial en las pendientes ha mostrado que donde la lluvia es estacional las succiones son anuladas por la lluvia de una duración e intensidad que no causan fallas en la pendiente Chipp y *otros*, (1982 en Hoyos, 2004). La succión del agua intersticial puede perderse en períodos de lluvia fuerte, aunque una componente de la resistencia debida a la succión del agua intersticial puede ser controlada en las obras temporales; esta es una consideración importante en las obras permanentes.

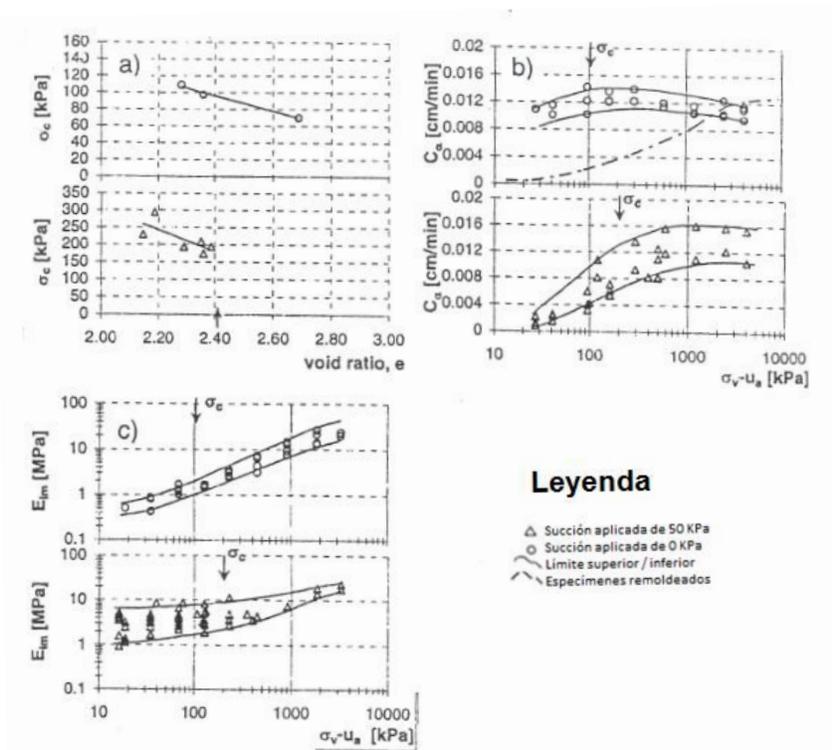
Un método simple de evaluar el efecto de la succión en el suelo es ensayar el suelo drenado con su contenido de agua *in situ* (con los poros del suelo expuestos a la presión atmosférica) y comparar la resistencia observada con la del suelo drenado en su estado saturado, es decir, con su presión de agua intersticial llevada hasta la presión atmosférica.

Una forma más sofisticada de determinar el efecto de la succión del agua intersticial es expresarla como cohesión aparente. Se ha sugerido (Ho & Fredlund 1982 en Geological society of London, 1997) que la cohesión aparente debida a la succión en el suelo varía linealmente con la succión, es decir, $c_A = (u_a - u_w) \tan \phi^b$. El valor del ángulo de succión, ϕ^b , puede ser determinado a partir de ensayos triaxiales escalonados en los que el valor



de la succión ($u_a - u_w$) es variado en cada etapa. El ángulo de succión, ϕ^b , tiene un valor típico; tal valor da lugar a un incremento de la cohesión de 36 kPa para una succión de agua intersticial de 100 kPa. Así aún succiones relativamente pequeñas pueden tener una influencia significativa en la estabilidad de las laderas. Más recientemente se ha demostrado que el ángulo de succión, ϕ^b , es una variable que depende de la succión y, posiblemente de otros parámetros, Escario & Saez (1986 en Hoyos, 2004), encontraron una relación bilineal entre la resistencia al cortante y la succión en tres suelos, presentaron una envolvente curva de la resistencia al cortante contra la succión, en la que ϕ^b disminuye hasta 5° para valores altos de succión. Estos estudios muestran que existe un límite a la resistencia adicional que puede producir la succión en el suelo Toll (1988 en Hoyos, 2004) revisó los datos disponibles sobre resistencia y concluyó que este límite depende del contenido de arcilla.

Por su parte Bilotta, Foresta, & Migliaro (2005), mostró en laboratorio en 2005 midiendo e , C_α y E , que la estructura del suelo permanece meta-estable y proponen que el colapso se da cuando se reduce la succión por el humedecimiento o por la falta de compresión en el suelo que se expande y colapsa (Bilotta, Foresta, & Migliaro, 2005), en la Gráfica 3.14 se presentan dichas mediciones de e , C_α y E en suelos piroclásticos de Italia.



Gráfica 3.14 prueba en odómetros con succión de 0 y 50 kPa en 24 horas (Bilotta, Foresta, & Migliaro, 2005).

3.6 Compresibilidad

Las diferencias más significativas en el comportamiento entre los suelos residuales y sedimentarios son, probablemente, los relacionados con las características de su consolidación. La comprensión convencional o la interpretación del comportamiento de los suelos sedimentarios se basa en su modo de formación, es decir, la deposición en el mar o un lago, seguido por compresión debido a su propio peso, debido a que el proceso de formación es tan diferente en los suelos residuales hace que esta interpretación convencional no sea pertinente aplicarla en estos suelos. Es más, no existe un marco ordenado o una alternativa para caracterizar el comportamiento de consolidación de los suelos residuales. Por tanto el uso de graficar "log (e) contra p" para la presentación de los resultados de las pruebas del odómetro en suelos residuales es un ejemplo de tratar de interpretar su comportamiento como si fueran suelos sedimentarios.

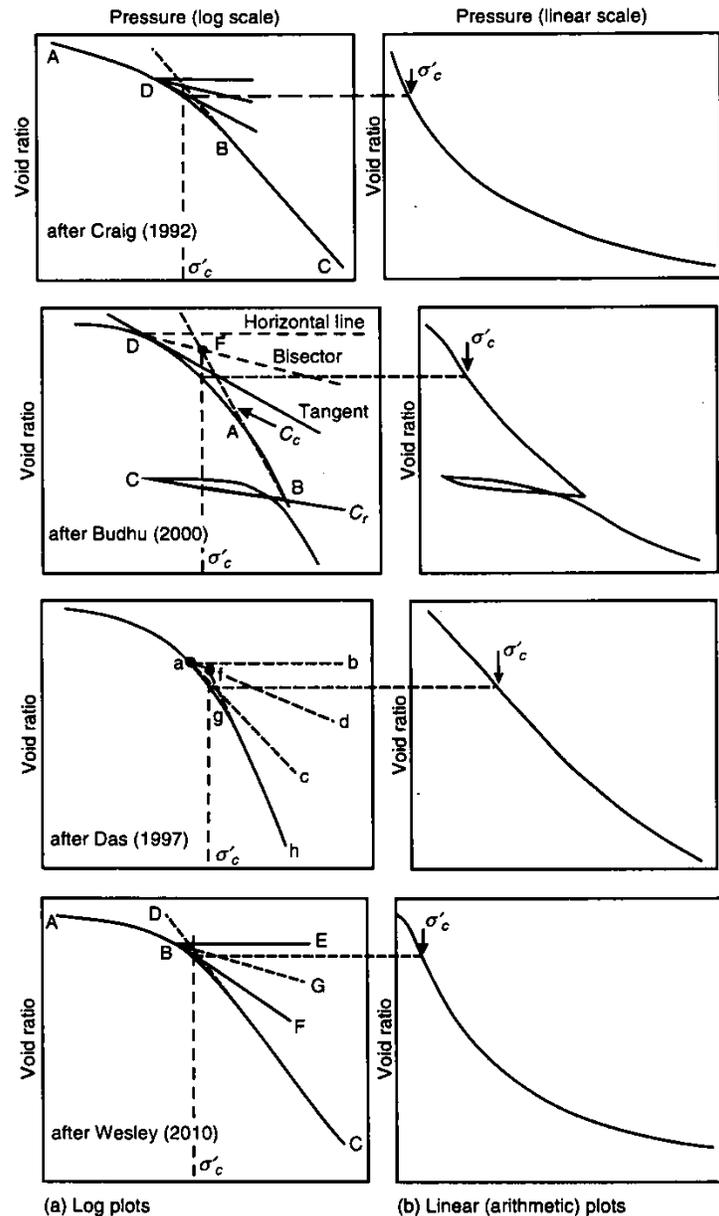


Los suelos residuales no se someten a un proceso de sedimentación y consolidación y no tienen una línea de consolidación virgen, por lo que no hay ninguna razón o justificación para el trazado de los resultados de ensayos de compresión convencionales utilizando el gráfico e-log contra p. El uso de tal gráfico puede conducir a errores graves en la comprensión y / o la interpretación de las características de compresibilidad de suelos residuales. Wesley & Irfan (1997) Mostraron que la interpretación errónea del comportamiento compresibilidad resultante de la gráfica no se limita a los suelos residuales, (Wesley L. , 2009),

En la Gráfica 3.15 se presentan curvas de compresión típicas usando la escala logarítmica relación de vacíos – presión (log y lineal), estos resultados fueron tomados directamente de las referencias mostradas en las gráficas, e incluyen la determinación de la la presión de preconsolidación usando la construcción de Casagrande, en las gráficas muestras varios puntos que son importantes a tener en cuenta:

1. La forma de las curvas en las gráficas logarítmicas (cóncava desde abajo), sugiere que el suelo muestra una zona inicial de baja compresibilidad seguido por una transición estable a una zona de mayor compresibilidad.
2. Este comportamiento a la vez sugiere que hay una presión de preconsolidación separando estas zonas y que es razonable aplicar la construcción de Casagrande para determinar la presión de preconsolidación.
3. al examinar las curvas trazadas en una escala lineal de la presión muestra una imagen bastante diferente. Las gráficas son ahora cóncava desde arriba, aunque la tercera es casi lineal, excepto a niveles altos de esfuerzo. No hay aumento en la compresibilidad con el esfuerzo y la compresibilidad permanece constante o disminuye con el aumento de nivel de esfuerzo.
4. Ya no existe ningún rastro en las gráficas lineales de la presión de preconsolidación determinada a partir de las gráficas logarítmicas. Simplemente, no hay cambio significativo en la pendiente de las presiones identificadas como las presiones de preconsolidación de acuerdo con la norma de construcción Casagrande.

5. La presión de preconsolidación determinada a partir de las gráficas logarítmicas no es por lo tanto, una propiedad del suelo, sino que es una ilusión creada exclusivamente por la forma en que los datos se trazan.



Gráfica 3.15 Resultados de ensayos de edómetro presión y relación de vacíos (Wesley L. , 2009).



Por supuesto, no es cierto que todas las gráficas logarítmicas den una imagen engañosa de la compresibilidad del suelo. Si hay un cambio claro y pronunciado del gradiente a un nivel de esfuerzo particular, entonces el mismo cambio aparecerá en una gráfica lineal. Esto es especialmente cierto en muchos casos, si no en la mayoría de suelos altamente sensibles. Existe un problema adicional con gráficas de e -log P que es aparente hasta cierto punto en las gráficas anteriores, y es que la determinación de los parámetros de compresibilidad, en particular, el índice de compresión C_c , el rebote y C_s . En ausencia de secciones lineales claramente definidas en las gráficas logarítmicas, la determinación de estos parámetros es una cuestión de criterio, o incluso una suposición. Esta dificultad se muestra claramente en la Gráfica 3.16 que muestra el resultado de un ensayo edométrico en una arcilla sedimentaria fuertemente sobre consolidadas (Wesley L. , 2009).

La Gráfica 3.16a muestra el resultado en su forma logarítmica original presentada por Lancellotta (1995 en Wesley, 2009) y La Gráfica 3.16b muestra los resultados reportados por (Wesley L. , 2009) usando una escala lineal.

Sería tentador partir del trazado logarítmico y aplicar la construcción de Casagrande para identificar la presión de preconsolidación, y a continuación determinar los parámetros C_c y C_s . sin embargo hay cierta incertidumbre en la determinación de estos parámetros. el valor de C_c es quizás suficientemente claro si lo tomamos a partir de la última parte del gráfico (en la escala logarítmica), la cual es lineal en las últimas lecturas, esta determinación solo es válida para el rango de esfuerzo de este ensayo en particular, el cual era muy alto, de hasta 20MPa. En los ensayos edométricos más convencionales se toman sólo una presión de entre aproximadamente 800 y 1600KPa. Si este ensayo se hubiese limitado a un nivel de esfuerzo menor, entonces la línea sería se presentaría más recta, y la sección sería menos evidente, por tanto el valor de C_c sería substancialmente menor, como se indica en la línea de la segunda figura.

El valor de C_c para un suelo es un parámetro comúnmente citado, y sin embargo parece ser a la vez poco definido y poca utilidad práctica de cómo se concibió originalmente, era la pendiente logarítmica de la línea de consolidación virgen de un sedimento de arcilla, comprimida por su propio peso. Parece que se ha desarrollado en el sentido de la

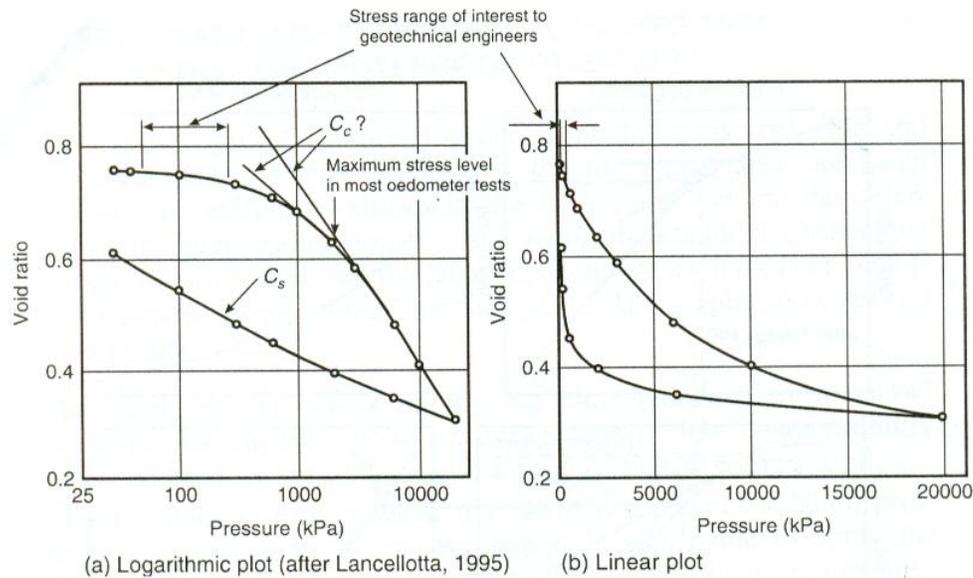


pendiente de la tangente a la gráfica e-log-p en el esfuerzo máximo a la que se toma el ensayo. Es entonces la pendiente de una línea que se encuentra casi en su totalidad fuera de los datos medidos, como se ha señalado por Janbu (1998 en Wesley, 2009). Por lo tanto, tiene un valor arbitrario apreciado poco o nada, ya que no tiene relación con la compresibilidad del suelo a niveles de esfuerzos relevantes para bases de diseño.

La determinación de C_s es igualmente problemático, en la Gráfica 3.15 ninguno de los gráficos de registro muestra una sección lineal bien definida antes de que la presión de preconsolidación sea alcanzada. En la Gráfica 3.16 por hinchamiento (rebote) se puede ver que la línea no es paralela a la sección inicial de la línea de consolidación. Por lo que el rango de esfuerzos de interés para un diseñador de fundaciones es probable que sea aproximadamente entre 50 y 400 kPa, por lo que el uso de un valor de C_s determinado desde la línea de rebote daría lugar a una sobre estimación del asentamiento de la fundación.

Hay que tener en cuenta la advertencia de Terzaghi (1936, en Wesley, 2009) sobre la impotencia de la teoría dice: “como sea el caso, tan pronto como se pasa del acero y el concreto al suelo, la omnipotencia de la teoría deja de existir. Primero que todo la tierra en su estado natural no es uniforme. Segundo, las propiedades son muy complicadas y el tratamiento teórico riguroso. Y por último, aún la aproximación a la solución que puede dar la matemática a los problemas más comunes es extremadamente difícil”. Terzaghi no plantea rechazar la “teoría”, y usa el término teoría, simplemente denota el hecho de que esta es una teoría y no deben ser confundidos con conceptos y principios fundamentales.

Resultará evidente a partir de la discusión anterior que serios errores pueden surgir fácilmente, y de hecho surgen de manera regular debido la interpretación de los resultados de los ensayos edométricos al usar el diagrama e-log p, incluso en suelos sedimentarios. Y como dice Wesley (2009) que por difícil que parezca de creer necesitamos hacer hincapié en la advertencia en “la omnipotencia de la tradición”, por el continuo uso que se da a la gráfica e-log-p (Wesley L. , 2009).

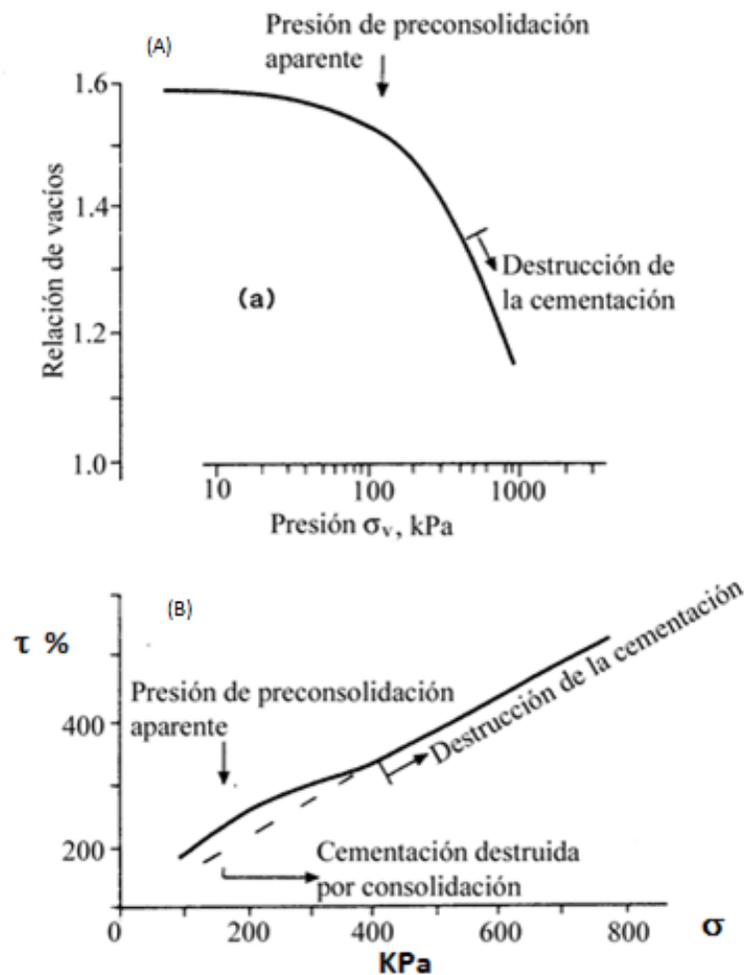


Gráfica 3.16 Ensayo de edómetro para una arcilla altamente sobre consolidada (Wesley L. , 2009).

La compresibilidad/expansibilidad intrínseca de un suelo está representada por el índice de compresión, C_c en el ensayo de compresión unidimensional en los suelos normalmente consolidados y por un índice similar para la expansión, C_s . La variación de estos índices, asociada a la mineralogía de la arcilla, fue discutida por (Lambe & Whitman, 1969). En los suelos naturales, los valores dependen de la cantidad de mineral de arcilla presente pero no son directamente aplicables a los suelos residuales *in situ*, debido a que la compresibilidad está controlada por la estructura cementada del suelo (Hoyos, 2004), Los efectos de una estructura cementada son los siguientes:

a) El suelo presenta un esfuerzo de cedencia. Este se define como la deformación irre recuperable del suelo, a partir de la cual sólo se recuperará la parte de su deformación correspondiente a la deformación elástica, quedando una deformación irreversible y cambio en la relación esfuerzo compresivo/relación de vacíos. Este efecto está ilustrado en la Gráfica 3.17 (a) (Vargas, 1974). El esfuerzo de cedencia es similar al que se presenta en un suelo sedimentario sobre consolidado. De hecho, el esfuerzo de cedencia observado en el edómetro frecuentemente se refiere a una semi-presión de consolidación pero está asociada a la estructura y a la cementación y no a la historia de esfuerzos. La

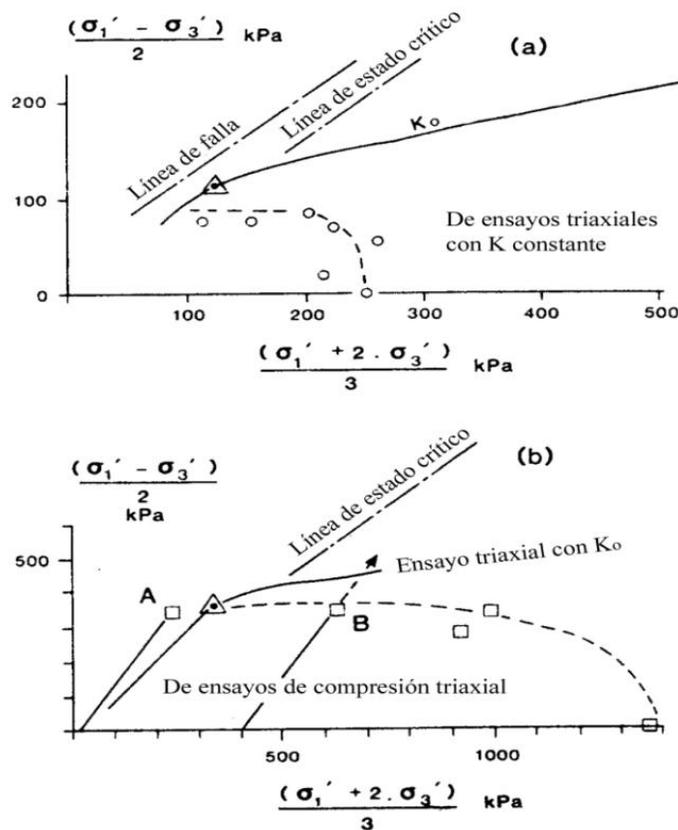
cedencia puede ser generalizada en el espacio de esfuerzos (Vaughan, 1985). En la Gráfica 3.18 se encuentran dos ejemplos de la destrucción de la cementación debido al incremento de esfuerzos que remodela el material.



Gráfica 3.17 Presión aparente de consolidación (a) observado en el edómetro (b) influencia en la resistencia al cortante en condición drenada en el ensayo de corte directo (Vargas, 1974).

(b) El suelo también presenta una envolvente de esfuerzos de resistencia máxima en términos de esfuerzos efectivos que tiene un intercepto de cohesión. Esto es debido a la estructura y a la cementación más que a la densidad y a la dilatancia (aunque esta última también puede estar presente). Esta propiedad frecuentemente permite la estabilidad de pendientes relativamente empinadas según Vaughan (1985) & Wesley L (2009). La

relación entre cedencia y resistencia se ilustra en la Gráfica 3.17 (Vargas, 1974) y un ejemplo de esta componente de la resistencia como función de la cementación más que de la densidad y de la dilatancia se muestra en la Gráfica 3.19 donde se encuentran los resultados de dos ensayos triaxiales drenados sobre basalto meteorizado. Los puntos de cedencia en estos ensayos se encuentran en la Gráfica 3.18(b). La resistencia máxima se alcanza con una presión de confinamiento baja mientras el espécimen aún se está contrayendo, y no en el punto donde la tasa de dilatancia tiene un máximo, como sería el caso en un suelo no cementado.



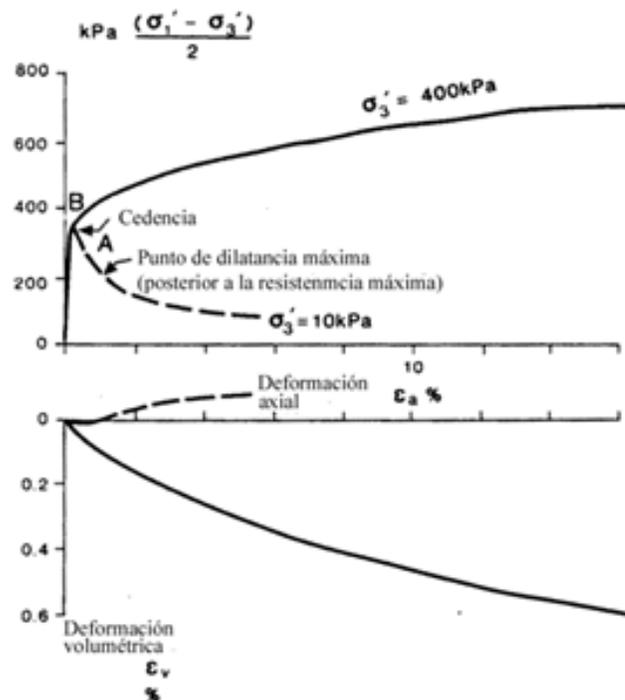
Gráfica 3.18 Esfuerzos de cedencia observados en ensayos en suelos residuales (a) suelos residuales; (b) suelo residual de basalto (Vaughan, 1985)

(c) Una vez el suelo ha superado su esfuerzo de cedencia su cementación es destruida progresivamente a medida que ocurren deformaciones relativamente grandes. A medida que esto ocurre, su porosidad tiende a hacerse igual a la que tendría el mismo suelo en el

mismo estado de esfuerzo en un estado desestructurado (no cementado). Así la deformación post-cedencia depende del esfuerzo de cedencia y de la porosidad inicial más que de la compresibilidad intrínseca del suelo desestructurado.

d) La estructura, y particularmente la cementación entre partículas, es sensible a la alteración durante la perforación y el muestreo y puede ser dañada fácilmente como se discute en estado de alteración o remoldeo.

(e) La cementación entre partículas también puede ser dañada por las deformaciones impuestas durante las etapas iniciales de los ensayos de cortante, si el tipo de ensayo y las trayectorias de esfuerzos correspondientes causan deformaciones relativamente grandes antes de la falla. En tal caso, la resistencia y el esfuerzo de cedencia quedan subestimados.



Gráfica 3.19 Ensayos triaxiales no drenados en suelos residuales derivados de basalto, (Hoyos, 2004).

(f) El uso de la resistencia y del esfuerzo de cedencia totales en los materiales completamente alterados puede no ser apropiados para suelos a profundidad somera,



que han sido sometidos a relajaciones de esfuerzos durante los trabajos de ingeniería, a alteraciones por excavación y compactación, etc. Schmertmann (1969 en Hoyos, 2004) discute un caso en el que la expansión potencial en una arcilla dura por debajo de una fundación fue aumentada por la destrucción de la estructura del suelo por la excavación y la compactación del terreno.

(g) Los cambios en los esfuerzos y deformaciones de los suelos que contienen esmectitas, cuando son sometidos a ciclos de humedecimiento y secado, pueden ser suficientes para destruir la estructura y la cementación (Hoyos, 2004).

Las propiedades de consolidación y permeabilidad dependen de la estructura del suelo, teniendo que distinguir entre suelos naturales y suelos compactados. La permeabilidad varía típicamente entre 1×10^{-2} a 1×10^8 cm/s. Y el coeficiente de consolidación de 1×10^{-1} a 1×10^{-3} cm²/s. En general para un mismo Límite Líquido la compresibilidad del suelo residual es menor que la indicada por Terzaghi & Peck, según (Vargas, 1974) para suelos tropicales:

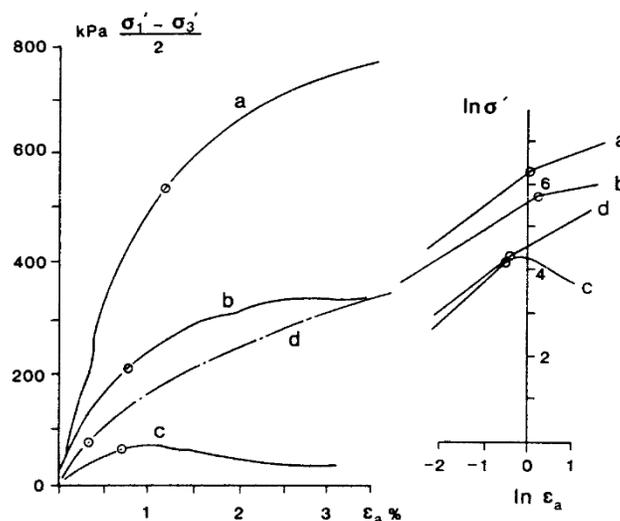
$$C_c = 0.005 (LL + 22) \pm 0.1$$

Generalmente las curvas de consolidación exhiben una preconsolidación aparente debida a la presencia de cementación. Esta preconsolidación aparente disminuye y la compresibilidad aumenta cuando los suelos son saturados. (Suárez J. , 2009)

3.7 Cedencia

La deformación de los suelos residuales *in situ* es pequeña a menos que se exceda el esfuerzo de cedencia. Esto hace que la determinación del esfuerzo de cedencia sea de gran importancia. La cedencia puede ser demostrada sólo por una discontinuidad en la relación esfuerzo/deformación, cuando ésta se dibuja en escalas lineales. El uso de escalas logarítmicas puede facilitar la demostración de la cedencia (Vaughan 1985, 1988 en Hoyos, 2004), como se ilustra en la Gráfica 3.20. Los gráficos de deformación o de relación de vacíos contra el logaritmo del esfuerzo, usados comúnmente en el ensayo de compresibilidad, no muestran claramente la cedencia y de hecho pueden indicar una

cedencia ficticia donde no ha ocurrido ninguna (Vaughan 1985 en Hoyos, 2004). La determinación de la cedencia en el laboratorio depende de la trayectoria de esfuerzos adoptada y de los efectos de la alteración del espécimen. La trayectoria de esfuerzos de un suelo cementado sometido a carga en el edómetro es diferente de la de un suelo sedimentario. La cementación da lugar a una trayectoria de esfuerzos empinada hasta el punto en que la cementación comienza a romperse (Vaughan 1985). La trayectoria de esfuerzos entonces migra hacia la de un suelo no cementado y desestructurado ($K_0 = 1 - \sin \phi'$) a medida que se destruye la cementación.



Gráfica 3.20 Cedencia en ensayos triaxiales de laboratorio mostrados en gráficos en escalas aritmética y logarítmica. (a)-(c) ensayos de compresión con drenaje en suelos derivados de basalto. (d) ensayos con relación de esfuerzos constante, $k = 0.45$ en suelo derivado de gneis (Hoyos, 2004).

La determinación del esfuerzo de cedencia mediante ensayos *in situ* depende de cómo se interprete en ensayo y de la alteración a la que se vea sometida el suelo antes de hacer el ensayo. La cedencia depende de la trayectoria de esfuerzos aplicada al suelo, lo que hace conveniente aproximar la trayectoria de esfuerzos del ensayo a la de la carga prototipo. La Tabla 3.4 resume algunos esfuerzos de cedencia típicos para diferentes tipos de carga. Debe tenerse en cuenta que los esfuerzos de cedencia determinados en el laboratorio probablemente son subestimados debido a los efectos de la alteración de la



muestra. El ensayo de compresibilidad en el edómetro subestima sustancialmente las presiones de cedencia en el campo como se resume en esta tabla.

Los suelos residuales pueden desarrollar una estructura fuertemente anisotrópica desarrollada a partir de la de la roca madre. Esto es común en suelos derivados de rocas metamórficas y el efecto es más importante cuando se encuentra mica presente. En la Tabla 3.4 se muestra algunas mediciones de resistencia típica en tales suelos.

Tabla 3.4 Esfuerzos de cedencia observados en suelos residuales (Hoyos, 2004).

TIPO DE OBSERVACIÓN Y DE SUELO <i>Edómetro y ensayos triaxiales K_0</i>	ESFUERZO DE CEDENCIA (KPA)	REFERENCIA
Papúa, Nueva Guinea: halloysita y alofana.	100 – 350	Wallace (1973)
Arcilla volcánica	110 – 270	Gradwell & Birrell (1954)
Brasil: gneis, basalto y arenisca	60 – 450	Vargas (1953, 1973)
Brasil: gneis, basalto y arenisca	50 – 200	Dias & Gehling (1986)
Sudeste de los Estados Unidos	100 – 550	Soers (1963)
Japón: alofana y halloysita	200 – 550	Koizumi & Ito (1963)
Brasil (PUC-RJ): gneis	150 – 500	De Britto & De Campos (1980)
Brasil (Tucuarui)	50 – 150	Dib (1985)
Venezuela (Guri): gneis	50 – 300	Prusza y otros. (1988)
Mauritius: basalto	900	Vaughan y otros. (1988)
Indonesia y Nueva Zelanda: ceniza volcánica	200 – 500	Wesley & Matuschka (1988)
<i>Ensayos de compresibilidad</i>		
Brasil (PUC-RJ): gneis	200 – 550	De Campos (1980)
Mauritius: basalto	1400	Vaughan y otros. (1988)
<i>Ensayos de placa</i>		
Venezuela (Hurí): gneis	300 – 500	Prusza y otros. (1983)
Brasil (PUC-RJ): gneis	250 – 300	Rocha & Celson (1983)
<i>Carga de campo (incremento en la presión de sobrecarga)</i>		
Brasil (Tucuarui): varios	300 – 400	Dib (1985)
Venezuela (Gurí): gneis	300 – 500	Prusza y otros. (1983)
Nueva Zelanda (New Plymouth): ceniza volcánica	100	Wesley & Matuschka (1988)



3.8 Relación de vacíos

La relación de vacíos de los suelos residuales puede variar ampliamente, independientemente de la roca madre, del tipo de meteorización y del estado de esfuerzos. Esto puede ser debido a las variaciones en la cantidad de productos de meteorización que han sido lixiviados del suelo (Lumb 1962 en Hoyos, 2004). Algunas relaciones de vacíos típicas de suelos residuales de Brasil se encuentran en la Tabla 3.5. La relación de vacíos es una función del proceso de meteorización y no está relacionado con la historia de esfuerzos.

Tabla 3.5 Valores típicos de relación de vacíos de suelos residuales brasileños (Sandroni 1985b en Hoyos, 2004).

Roca madre	Gravedad específica de los granos	Relación de vacíos
Gneis	2.60 – 2.80	0.30 – 1.10
Cuarcita	2.65 – 2.75	0.50 – 0.90
Esquistos	2.70 – 2.90	0.60 – 1.20
Pizarra y filita	2.75 – 2.90	0.90 – 1.30
Basalto	2.80 – 3.20	1.20 – 2.15

En un suelo débilmente cementado la relación de vacíos tiene una fuerte influencia en la resistencia en condición drenada, que varía en función de la densidad seca. La relación de vacíos también tiene influencia en la deformación; es decir en relación con el comportamiento del mismo suelo en estado desestructurado no cementado, que tiende hacia este estado a medida que es sometido a grandes deformaciones. La relación de



vacíos bajo un determinado esfuerzo puede encontrarse en uno de los tres estados de estabilidad que se enuncian más adelante en orden de estabilidad intrínseca creciente.

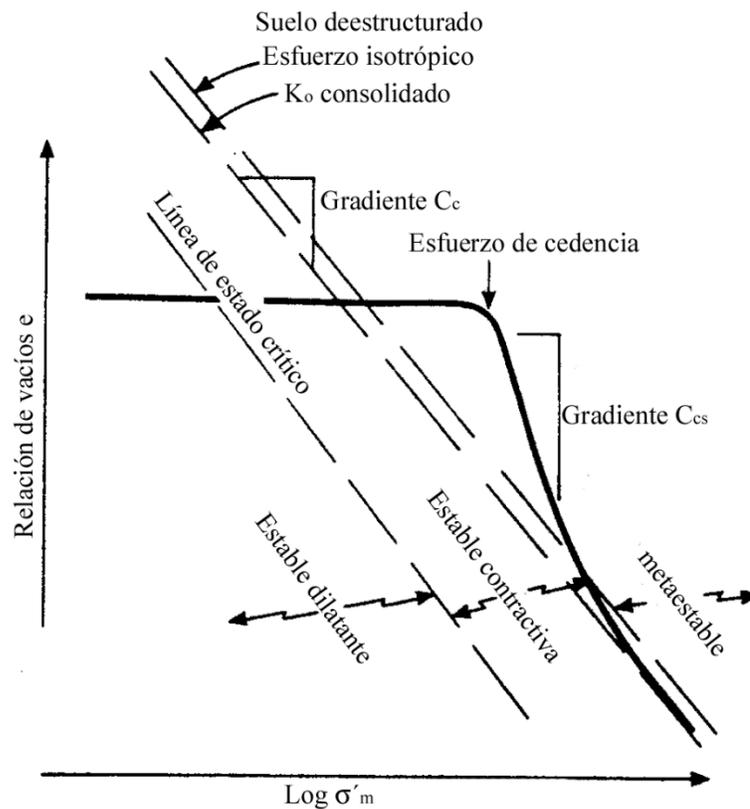
(1) Metaestable o estructuralmente dependiente, en el que el suelo natural existe con una relación de vacíos que es imposible para el mismo suelo en el estado desestructurado al mismo nivel de esfuerzo. El suelo puede existir en este estado debido sólo a la resistencia y estabilidad asociadas a su cementación entre partículas.

(2) Estable contractivo, en el que el suelo puede existir en el estado desestructurado, pero se contrae hacia el estado crítico a volumen constante al ser sometido a esfuerzos de cortante.

(3) Estable dilatante. En el que el suelo puede existir en el estado desestructurado, pero se dilata hacia el estado crítico a volumen constante al ser sometido a esfuerzos de cortante.

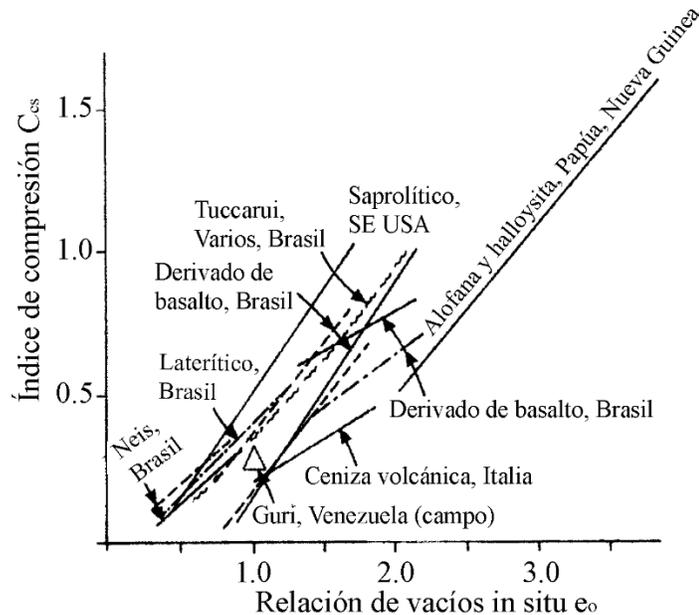
Estas características están ilustradas en la Gráfica 3.21. La cementación y la relación de vacíos se combinan para determinar las deformaciones que el suelo puede soportar cuando cede en un estado particular de esfuerzos. Si un suelo residual *in situ* pasa de su esfuerzo de cedencia (sea en falla por cortante o debido al incremento del esfuerzo medio por efecto de la presión de consolidación) las deformaciones que sufrirá subsecuentemente dependen en gran medida de su estado: si es metaestable quedará sujeto a grandes contracciones, si es estable dilatante sufrirá sólo deformaciones relativamente pequeñas (a menos que ocurra la falla por cortante). Así el reconocimiento del estado de estabilidad permite establecer las consecuencias de exceder el esfuerzo de cedencia. La pendiente de un gráfico relación de vacíos contra el logaritmo del esfuerzo de un ensayo de compresión unidimensional o de esfuerzos isotrópicos después de la cedencia es aproximadamente lineal. La pendiente de esta línea frecuentemente se asimila a la pendiente de la línea de compresión virgen en los suelos sedimentarios normalmente consolidados. Sin embargo, en un suelo residual está pendiente es una función del esfuerzo de cedencia y de la porosidad inicial del suelo, como se muestra en la Gráfica 3.21, más que una función intrínseca de la gradación y de la mineralogía del suelo. Se ha encontrado que el gradiente de esta línea en los suelos residuales llamada

aquí el parámetro C_{cs} es una función de la porosidad inicial más que del tipo de suelo. Esto concuerda con el mecanismo descrito anteriormente. Algunas correlaciones típicas se encuentran en la Gráfica 3.22 (Hoyos, 2004).



Gráfica 3.21 Estado de la relación de vacíos-esfuerzo de un suelo residual asociado a los estados posibles de un suelo deestructurado (Hoyos, 2004).

El gradiente C_{cs} es una función de E_0 y del esfuerzo de cedencia, y no una propiedad intrínseca del material como C_c



Gráfica 3.22 Relación entre el índice de compresión, C_{cs} , y la relación inicial de vacíos, e_0 (Wallace 1973; Lacerda y otros. 1985 en Hoyos, 2004).

Gráfica 3.22, Relación entre el índice de compresión, C_{cs} , y la relación inicial de vacíos, e_0 (tomado de Wallace 1973; Lacerda y otros. 1985 en Hoyos, 2004).

Si un suelo con un grado de saturación relativamente alto falla sin drenaje en un estado metaestable, entonces es probable que se generen presiones intersticiales altas, la resistencia sin drenaje puede ser muy baja y puede ocurrir un deslizamiento en forma de flujo.

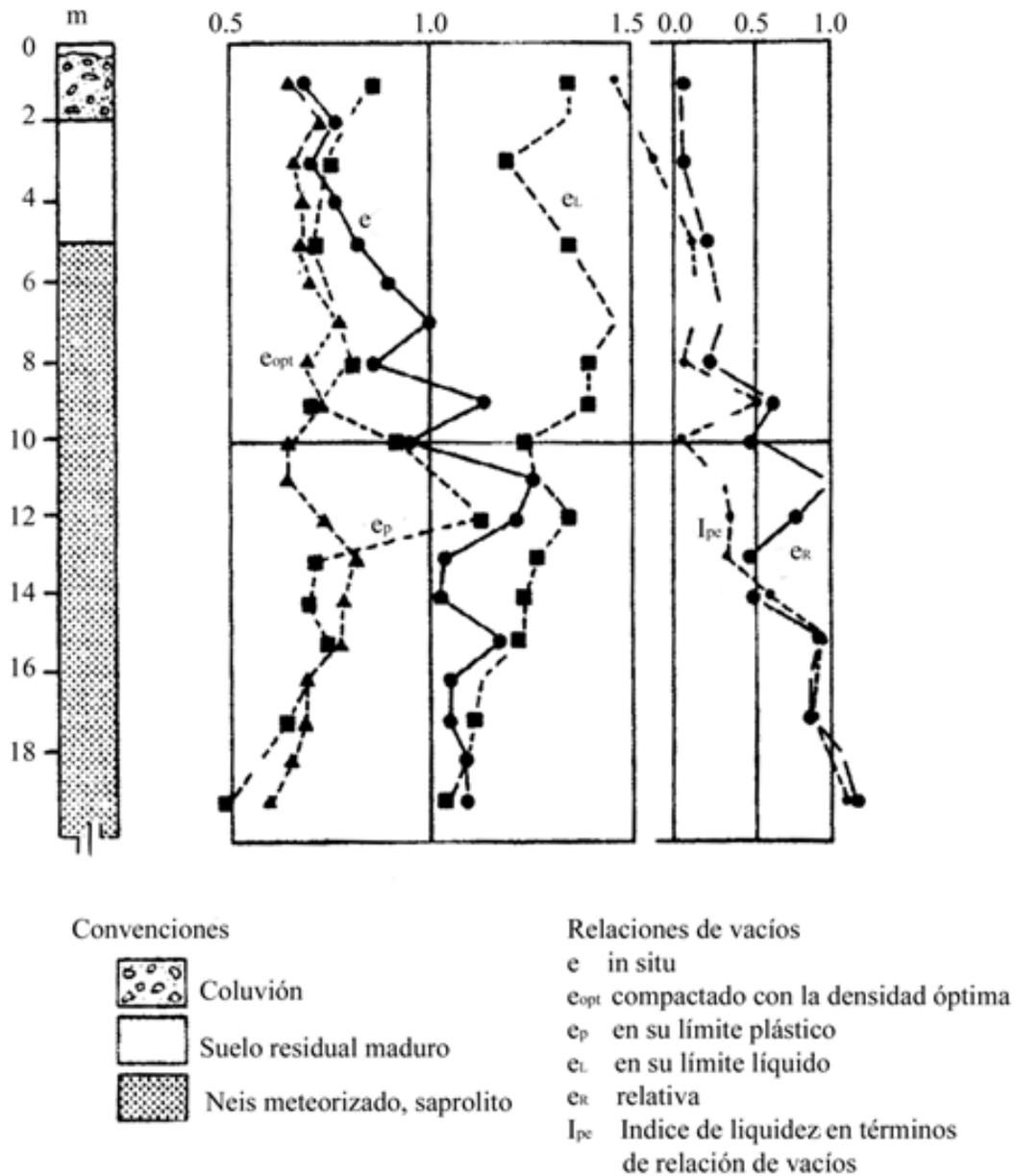
La descarga y una reducción en el esfuerzo medio efectivo pueden dar lugar a la cedencia de una estructura cementada cuando un suelo contiene minerales que se expanden suficientemente para romper la cementación interna. La presencia de mica puede ocasionar que esto ocurra, así como la presencia de minerales de arcilla activa (Leroueil & Vaughan 1990 en Hoyos, 2004).

El estado de un suelo *in situ* de acuerdo con las zonas de la Gráfica 3.22 puede estimarse mediante la comparación de los esfuerzos *in situ* y las relaciones de vacíos con la línea de



compresión del suelo amasado y desestructurado. Tal estado puede estimarse aproximadamente comparando la relación de vacíos *in situ* con el límite líquido y con la densidad seca máxima determinada con el ensayo de compactación estándar (Vaughan y otros. 1978). En los suelos parcialmente saturados es necesario usar la relación de vacíos o el equivalente de contenido de agua saturada cuando el contenido natural de agua es independiente de la densidad.

La ventaja de comparar la relación de vacíos *in situ* con los valores de ensayos convencionales está ilustrada en la Gráfica 3.23, donde se muestra un perfil de suelo derivado de neis de Guri conjuntamente con las relaciones de vacíos equivalentes a los límites líquidos y los límites plásticos y la densidad máxima seca óptima (Prusza y otros 1983; Vaughan 1988 en Hoyos, 2004). De éstos es posible deducir el índice de liquidez y la relación de vacíos relativa (el equivalente del índice de liquidez con el valor del límite líquido sustituido por el contenido óptimo de agua). Los límites líquido y plástico no han sido corregidos para tener en cuenta la remoción de la fracción gruesa del suelo. Es clara la incertidumbre aneja al uso del límite plástico como medida de la consistencia de los suelos de baja plasticidad. El límite plástico aumenta súbitamente a una profundidad de 10 m, dando lugar a una aparente disminución del índice de liquidez cuando todos los demás parámetros indican que el suelo se ha convertido en un material más poroso relativamente. Esto último está indicado por la relación de vacíos relativa. Un gráfico de este tipo indica que la relación de vacíos *in situ* relacionada con la consistencia del suelo aumenta fuertemente con la profundidad. Los cambios en la relación de vacíos en función de la profundidad dentro de un perfil de granito meteorizado fueron discutidos por Radwan (1988 en Hoyos, 2004).

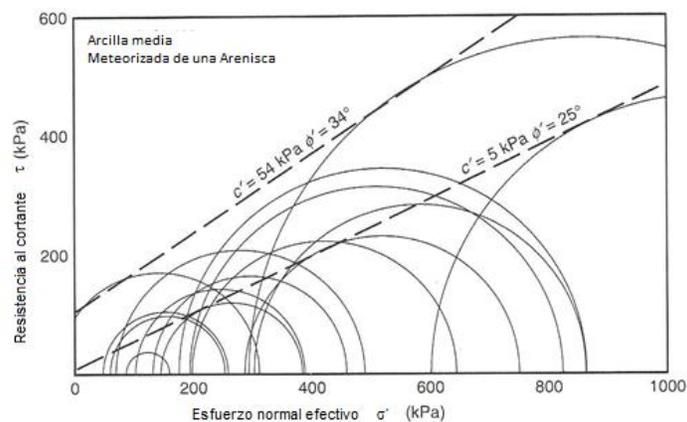


Gráfica 3.23. Perfil de neis meteorizado en la presa Guri, Venezuela, en términos de la relación de vacíos (tomado de Prusza y otros. 1983 en Hoyos, 2004).

3.9 Compactación

Las características de compactación de los suelos residuales tropicales son influenciadas por su gradación, resistencia a la desintegración de los grupos de partículas, composición mineral y esfuerzo de compactación.

En la Gráfica 3.24 se observan los resultados de un ensayo triaxial en una arcilla meteorizada de una arenisca, la cual contiene discontinuidades y así mismo se puede observar una gran variación en el esfuerzo debido a la falta de compactación.



Gráfica 3.24 resultados de ensayos de corte triaxial a suelos residuales de areniscas (Wesley L. , 2009).

En consecuencia, las características de compactación varían en un rango muy amplio. La mayoría de suelos poseen valores de peso unitario que varían entre 1.7 y 2.2 Ton/m y las humedades óptimas poseen un rango desde 6 a 22%.

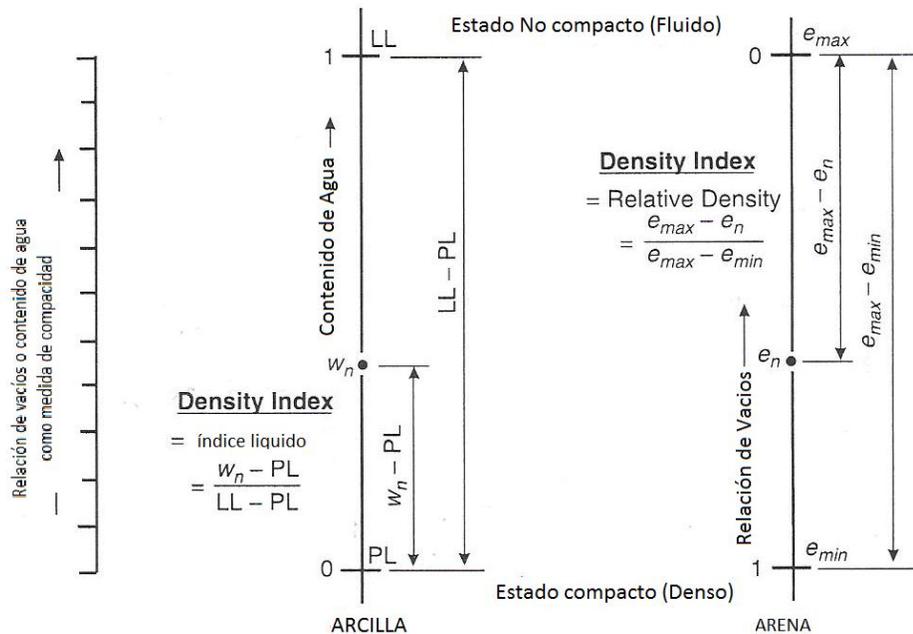
A medida que aumenta el contenido de arcilla o finos presentes, aumenta la humedad óptima y disminuye el peso unitario máximo. Townsend (1985, en Suárez, 2009) reportó que para algunos suelos naturales con permeabilidades de campo de 10^{-4} a 10^{-5} cm/s, la compactación producía una disminución de las permeabilidades de 10^{-5} a 10^{-7} cm/s (Suárez J. , 2009).



El tamaño de las partículas y los límites de Atterberg, dan información intrínseca de las propiedades del suelo, propiedades que surgen de su composición y que se presentan siempre en los suelos, hay valores que indican el comportamiento en el estado remoldeado pero que no brindan información en su estado natural. Hay dos parámetros que brindan información importante acerca de la naturaliza del estado del suelo estos son:

1. La resistencia al corte no drenada, que es una medición simple de su resistencia inalterado
2. Un parámetro indicador de su compacidad o densidad, que informa si la partícula se encuentra empaquetada o tiene un estado “no compacto” o abierto.

En el caso de las arcillas la compacidad la da el índice de liquidez, y en el caso de las arenas la a la densidad relativa, la forma en que estos índices son definidos se presentan en la Gráfica 3.25, el termino índice de liquidez solo indica la liquidez del suelo cuando está completamente remoldeado. Para suelos intactos el índice de liquidez es mejor considerado como un índice de compacidad ya que no hay una conexión directa entre el índice de liquidez y la consistencia o liquidez del suelo.





Gráfica 3.25 Índice de compacidad para arcillas y arenas (Wesley L. , 2009).

Un suelo con un índice de liquidez de cero tiene un contenido de agua igual al límite plástico y está en un estado compacto o denso, mientras que un suelo con un índice de liquidez de 1 tiene un contenido de agua natural igual a su límite líquido y no se encuentra en un estado denso, esto quiere decir que se comporta casi como un líquido, excepto después de remodelar, el hecho de que muchas arcillas naturales y limos tengan índices líquidos en exceso de la unidad todavía siguen firmes para materiales rígidos es simple reflejo de la influencia de la estructura de sus propiedades. La resistencia al corte no drenado de la mayoría de los suelos residuales es bastante alto, comúnmente se encuentra entre 75-200 kPa.

El índice de liquidez es una guía útil para determinar el comportamiento de un suelo residual, por ejemplo un suelo con un alto índice de liquidez es propenso a mostrar las siguientes propiedades:

1. Una gran pérdida de la resistencia a la alteración o al remodelo, en otras palabras, es un suelo sensible, y será un suelo que requiera de un manejo especial ante compactaciones y sismos.
2. Al aplicar un esfuerzo de compresión en una dimensión o en tres dimensiones, se genera un esfuerzo de cedencia bien definido. Aunque en algunos suelos de alta sensibilidad con estructuras fuertes requieren un gran esfuerzo para ser remodelados, en estos suelos no es tan claro el esfuerzo de cedencia.

3.10 Permeabilidad

El efecto de la meteorización sobre materiales rocosos aumenta la porosidad sobre estas, haciendo que los granos minerales sufran debilitamiento de sus cementantes provocando la pérdida de los granos que posteriormente son remplazados por nuevos minerales que se depositan en dichas porosidades y a lo largo de las fracturas. A continuación en la Tabla 3.6 se presentan algunos valores de permeabilidad en diferentes tipos de rocas junto con su porosidad.



Tabla 3.6 Porosidad y permeabilidad de algunas rocas y suelos (Selby, 1993).

Roca no consolidadas	Porosidad (%)	Permeabilidad m/día
Arcilla	45-60	10^{-6} - 10^{-4}
Limo	20-50	10^{-3} - 10^{-1}
Arena	30-40	10^{-1} - 10^4
Grava	25-40	10^2 - 10^6
Rocas Consolidadas		
Esquisto	5 - 15	10^{-7} - 10^{-10}
Arenisca	5 - 20	10^{-2} - 10^2
Caliza	1 - 10	10^{-2} - 10^{-10}
	5 - 25	10^{-7} - 1
Conglomerado		
Granito	10^{-5} - 10	10^{-7} - 10^3
Basalto	10^{-4} - 50	10^{-5} - 10^{-2}
Pizarra	10^{-4} - 1	10^{-9} - 10^{-6}
Esquisto	10^{-4} - 1	10^{-9} - 10^{-5}
Gneiss	10^{-5} - 1	10^{-9} - 10^{-6}

En la Tabla 3.7 se presenta la permeabilidad relativa para rocas ígneas y metamórficas relacionadas con algunas propiedades mecánicas.

La meteorización se ve reflejada principalmente en las propiedades como la densidad seca, la relación de vacíos, el contenido de arcilla y debido a esto la velocidad sísmica (Vaughan & Kwan, 1984 en Vaughan, 1985)

Hablando a mayor escala se producen nuevas fracturas o agrandando las ya existentes, debilitando la resistencia a tensión y su rigidez, cavidades que se producen debido a la pérdida por disolución de minerales carbonatados.

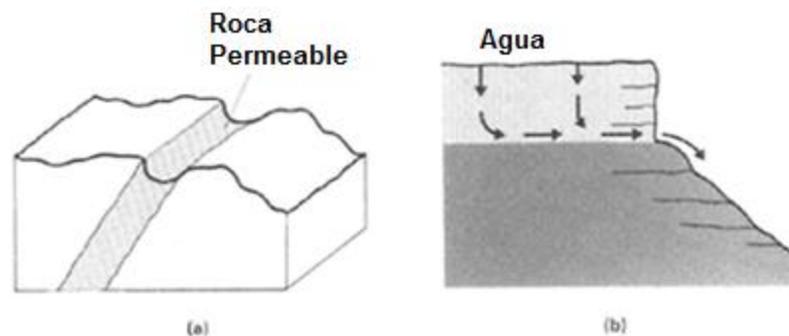


Tabla 3.7 permeabilidad relativa, resistencia relativa y RQD para perfiles de rocas igneas y metamórficas (Hunt, 2007)

zona	Descripción	RQD (%)	Recobro (%)	Permeabilidad relativa	Resistencia relativo
Horizonte A	superficie de suelo, raíces, zona de lixiviación y evaluación puede ser porosa	—	0	media a alta	Baja a media
Horizonte B1	Usualmente arcilla-enriquecida con acumulaciones de Fe. Al. Y Si. puede estar cementada no hay presencia de estructura relictica	—	0	baja	comúnmente baja, alta si es cementada
Horizonte C	estructura de roca con relictos, limos gradados a material (saprolito)	0	0-10	Media	baja a media (estructura relictica significativa)
Transición	arenoso menor al 10% normalmente micas altamente variable, suelo a casi roca comúnmente arena, 10 a 95% de rocas esferoidales meteorización común	0-50	10 - 90	Alta	media a baja, donde la debilidad o la estructura Estructura relectica presente
Parcialmente meteorizado roca	manchas y juntas alteradas en rocas débiles y fuertes pocas alteraciones de feldespatos y micas	50-75	>90	media a alta	media a alta para especímenes intactos
roca Sana	no hay rastro en las juntas no hay meteorización en feldespatos y micas	>75 >90	100	baja a media	muy alta para especímenes intactos

En la Gráfica 3.26(a) se muestra como el buzamiento en las rocas permeables permiten la entrada del agua produciendo una mayor meteorización debido por acción de los diferentes tipos de meteorización.

En la Gráfica 3.26 (b) la permeabilidad de la roca del estrato superior se encuentra sobre una roca impermeable, lo que produce procesos como infiltración que arrastra material y meteoriza más rápidamente la roca en la unión entre estos dos estratos.



Gráfica 3.26 Las capas de roca permeable ayudan a la meteorización (McClennan, 1995).

Esta permeabilidad puede variar debido a tres factores de meteorización principalmente.

- Relación de vacíos (e): El aumento de los vacíos
- densidad (γ): La integridad de la estructura remanente de los minerales
- Saturación (S): La posible lixiviación de los materiales alterados químicamente, que en etapas tempranas pueden mejorar las características y posteriormente ser lavados por agua lluvia.

Las generalizaciones son siempre arriesgadas en mecánica de suelos, pero como ya se ha indicado, no cabe duda de que los suelos residuales tienden a tener una permeabilidad mucho mayor que los suelos sedimentarios. Esto es debido a las características microestructurales, tales como la agregación de las partículas de arcilla en grupos, y la capacidad de los enlaces entre las partículas para crear una estructura muy abierta. El



moldeo y la compactación de suelo residual tienden a destruir esta estructura y los resultados en general en una disminución significativa en la permeabilidad. Hay que señalar también que la permeabilidad generalmente no se correlacionan bien con el tamaño de partícula como con los limos y arenas y en algunas arcillas sedimentarias. En la Tabla 3.8 se presentan algunos los valores del coeficiente de permeabilidad para una amplia gama de suelos residuales.

Tabla 3.8 Coeficiente de permeabilidad de algunos suelos residuales (Wesley L. , 2009)

tipo de suelo		Coeficiente de permeabilidad		
Roca parental	Descripción	Joven (Saprolito)	Maduro (Suelo)	Remoldeado
Granito		$4 \times 10^{-3} - 5 \times 10^{-9}$	$4 \times 10^{-6} - 5 \times 10^{-9}$	-
Gneis		$5 \times 10^{-6} - 1 \times 10^{-7}$	$5 \times 10^{-6} - 1 \times 10^{-6}$	-
Basalto		$3 \times 10^{-6} - 1 \times 10^{-9}$	-	-
Arenisca Andesita / Arcillas rojas	Arcilla gris (halloisita)		$10^{-9} - 10^{-6}$	$10^{-10} - 10^{-7}$
Cenisa volante			1×10^{-9}	$0,3 - 3 \times 10^{-10}$
Cenisa volante	Arcilla de ceniza volante (hallofanita)	$10^{-6} \text{ a } 10^{-7}$	$5 \times 10^{-7} - 10^{-8}$	$10^{-11} - 5 \times 10^{-10}$



4 DESLIZAMIENTOS EN SUELOS RESIDUALES

Si bien los principios generales de la estabilidad de los taludes que se aplican a los suelos sedimentarios son igualmente aplicables a los suelos residuales, existen diversos aspectos del comportamiento de los taludes que son propias o características de suelos residuales. Estos incluyen los siguientes (Wesley L. , 2009):

1. Las pendientes de los suelos residuales excluyendo los Vertisoles y suelos derivados de rocas sedimentarias blandas, tales como esquistos (Shale) por lo general se mantienen estables en ángulo mucho más pronunciado que en los suelos más sedimentarios. Las pendientes de 45 ° o más empinadas no son algo inusual. Los cortes en cenizas volcánicas (alofano) arcillas a menudo puede tener taludes de 60 ° de 10 m de altura, sin peligro de fallar.
2. La estabilidad de taludes en suelos residuales, especialmente cuando en pendientes pronunciadas, es improbable que sean por fallas circulares profundas. Estas son más propensas a ser relativamente poco profundas, a menudo con superficies de falla ligeramente curvadas, o casi planares. Sin embargo, el volumen de material en cuestión todavía puede ser muy grande.
3. El valor del intercepto de cohesión (c') normalmente juega un papel importante para mantener la estabilidad, parece ser debido a alguna forma de enlaces débiles entre partículas.
4. La resistencia residual es generalmente más cercana a la resistencia pico, que el caso de la mayoría de los suelos sedimentarios, especialmente en arcillas que contienen alofano o halloysita.



5. La contribución de la resistencia al corte resultante de la presión de poros negativa por encima del nivel freático puede ser un factor significativo en la estabilidad de los taludes en suelos residuales.
6. En algunos suelos residuales (posiblemente la mayoría), la presencia de discontinuidades pueden ser el factor principal que regula la estabilidad de las pendientes.
7. La medida en que la estabilidad de taludes en suelos residuales se puede evaluar por métodos analíticos a menudo es muy limitada, debido a las incertidumbres en los parámetros de resistencia del suelo y de las condiciones de infiltración.
8. Los deslizamientos en suelos residuales son generalmente provocados por las fuertes lluvias, que dan como resultado aumentos temporales en la presión de poros en las pendientes. Las temporadas de lluvia con fuertes tormentas aumentan la probabilidad de provocar fallas comparadas con temporadas secas.
9. Los sismos fuertes también son un detonante de deslizamientos y pérdida en la estabilidad de taludes.
10. La causa real de la activación de un gran número de deslizamientos en suelos residuales es la intervención humana. El movimiento de tierras, el relleno de pendientes, la deforestación, la interferencia con el drenaje natural y los patrones de infiltración son factores que reducen la estabilidad general y posiblemente conlleva a fallas especialmente en las zonas urbanas.

4.1 Factores que los condicionan y producen la falla

Las fallas en un talud pueden deberse a dos maneras diferentes o por la combinación de estos factores:

- por disminución de la resistencia al cortante
- por aumento de los esfuerzos a cortante



Estos factores se generan por procesos **antrópicos**, procesos **Físicos y Geomorfológicos**, a procesos **Hidrogeológicos**.

- Procesos antrópicos: son los que están ligados a la intervención del ser humano
 - Las excavaciones o cortes que modifican la topografía.
 - Los rellenos.
 - La infiltración en canales o cuerpos de agua.
 - Las fugas de agua de las redes de servicios.
 - La deforestación.
 - Las vibraciones artificiales, tránsito de vehículos.
 - vibraciones de maquinaria, detonaciones de explosivos, etc.

- Procesos **Físicos y Geomorfológicos**: son los que están ligados a los procesos terrestres
 - La tectónica
 - La erosión
 - La lluvia
 - Las inundaciones
 - Los sismos
 - Las erupciones
 - volcánicas
 - Etc.

- Procesos **Hidrogeológicos**: son los que están ligados al agua los cuales generan principalmente un aumento de la presión de poros, una disminución de las tensiones negativas y un aumento en el peso unitario del suelo.

4.1.1 Efectos de la meteorización

La meteorización promueve el deterioro de la roca maciza en cuanto a la calidad de la roca, particularmente el módulo de deformación y la resistencia además de incrementar el potencial para diferentes tipos de falla y deformación.

Las alteraciones hidrogeológicas que afectan características más complejas que se presentan en la roca parental como mecanismos de debilitamiento del material como



procesos de tubificación (Piping) según Brand, (1986 en Geological Society Engineering Group Working Party Report, 1995).

Los modos de falla de taludes en suelos residuales pocas veces suceden en superficies circulares profundas, dado el perfil de meteorización de los suelos, el cual define capas con distinto grado de meteorización y profundidad. Son relativamente superficiales, con superficies de falla bastante planas. En grandes taludes a grandes profundidades del material meteorizado limitada sobre la roca sana, los deslizamientos son preferentemente traslacionales. La mayor parte de los problemas de estabilidad de taludes en suelos residuales son producto de la meteorización de rocas metamórficas e ígneas, estas fallas ocurren principalmente en la capa superficial del suelo residual, normalmente debido a fenómenos relacionados con incrementos en la presión de poros (asociado a lluvias intensas), o en la capa intermedia de la roca meteorizada por la influencia que ejercen las diaclasas y las fracturas heredadas de la roca original. En estos perfiles es muy común que existan fuertes fluctuaciones estacionales de los niveles piezométricos en las distintas capas que los forman. Los problemas de estabilidad más comunes asociados a las rocas sedimentarias son generadas debido a sumideros, fracturación y las intercalaciones de las arcillas blandas (Rodríguez & Del Castillo, 2009).

Aunque el análisis de la estabilidad de taludes en rocas meteorizadas debería hacerse considerando que la falla aún puede presentarse, debido a que algunos detalles significativos faltan en el entendimiento de los modos de falla comúnmente usados, y por lo tanto se requieren estudios más a fondo en los deslizamientos de las rocas meteorizadas, esto porque se ha encontrado que alguna característica geológica o de meteorización, ha sido malinterpretada o ignorada durante el establecimiento de la estabilidad de dichos deslizamientos (Hencher y otros, 1984 en Geological Society Engineering Group Working Party Report, 1995).

Los parámetros generalmente usados en las clasificaciones de estas rocas incluyen la resistencia de la roca intacta y el espaciamiento de las fracturas, pero ambas propiedades se ven afectadas finalmente debido a procesos de meteorización.



(Hoek & Brown, 1990) determinaron ecuaciones para la resistencia en las rocas basadas en el tipo de roca, resistencia en la roca intacta y el espaciamiento de las fracturas por lo mismo se considera apropiado en ciertas circunstancias describir el estado de la masa en términos generales relacionando aspectos importantes como la capacidad a ser excavada, o la estabilidad del talud (Fookers y otros, 1971; Gamon & Finn, 1986; Pettier & Fookers, 1994) en (Geological Society Engineering Group Working Party Report, 1995)

4.1.2 Factores que condicionan el comportamiento

A continuación se presentan algunos factores presentes en los suelos residuales.

Aumento del peso unitario del suelo: Este incremento de peso es apreciable, especialmente en combinación con otros efectos que acompañan el aumento en el contenido de agua (Duncan & Wrigh, 2005).

Presión de agua en grietas: Cuando las grietas en la parte superior de un talud se llenan con agua parcial o totalmente, la presión de agua hidrostática en la grieta aumenta en forma relativamente importante incrementando los esfuerzos de cortante y desestabilizando el talud.

Infiltración en canales, cuerpos de agua e irrigación: Una vez se infiltra el agua esta fluye por gravedad hasta que alcanza un manto impermeable y se genera un nivel freático. Igualmente si encuentra diaclasas o fracturas el agua puede rellenarlas y generar presiones de poro de gran magnitud

Presión artesiana: ocurre cuando la cabeza de agua subterránea es mayor que la cabeza de agua en el suelo por encima de ese nivel.

Infiltraciones concentradas: Estas infiltraciones pueden provenir de rotura o escape de un ducto de acueducto o alcantarillado, concentración de agua superficialmente por falta de drenaje de aguas de escorrentía, taponamiento de un alcantarillado, bloqueo o represamiento de quebradas o descarga de aguas de alcantarillado. Generalmente es difícil detectar el sitio de origen de las infiltraciones



Efecto de las lluvias de gran intensidad: Los análisis en Hong Kong muestran que las lluvias de gran intensidad son las que producen los deslizamientos y no la lluvia acumulada (Duan, Hao, Xie, Zhoua, & Yea, 2002). Debe tenerse en cuenta que en Hong Kong la mayoría de los suelos son residuales provenientes de la meteorización de granitos. La permeabilidad de estos suelos es relativamente alta y se requieren grandes intensidades para generar presiones de poro de gran magnitud

Permeabilidad: En suelos más permeables la saturación puede ocurrir más rápidamente

Efecto de las lluvias acumuladas: en el caso de coluviones en suelos residuales Colombianos se ha detectado que la lluvia acumulada de menor intensidad activa grandes deslizamientos mientras lluvias de mayor intensidad pero de menor tiempo no son suficientes para activar deslizamientos de coluviones de gran magnitud,

En estudios realizados en Puerto Rico, se encontró que la intensidad de lluvia (I mm/h) que produce deslizamiento depende de la duración de la lluvia (D horas) de acuerdo a la expresión: $I = 91.46 D^{-0.82}$ (Larsen y Simmon, 1992, en Suárez, 1998).

De acuerdo con estas investigaciones, en tormentas que tienen duraciones de hasta 10 horas, los deslizamientos no ocurren hasta que la intensidad alcanza valores tan altos como hasta tres veces la intensidad reportada para producir deslizamientos en áreas no tropicales.

Además el tiempo que se requiere para que una lluvia produzca un deslizamiento es mayor en una arcilla que en un material arenoso (Alonso & Gens, 1995), debido a las diferencias de infiltración. Este tiempo es inversamente proporcional a la permeabilidad para valores constantes de los demás parámetros.

Expansión y contracción: En los suelos arcillosos expansivos, principalmente los Vertisoles con minerales como la montmorillonita se producen cambios de volumen por cambios de humedad asociados con el potencial de succión del material. Estas expansiones y contracciones producen agrietamientos y cambios en la estructura del suelo generalmente con pérdida de la resistencia al cortante. La expansión es mayor



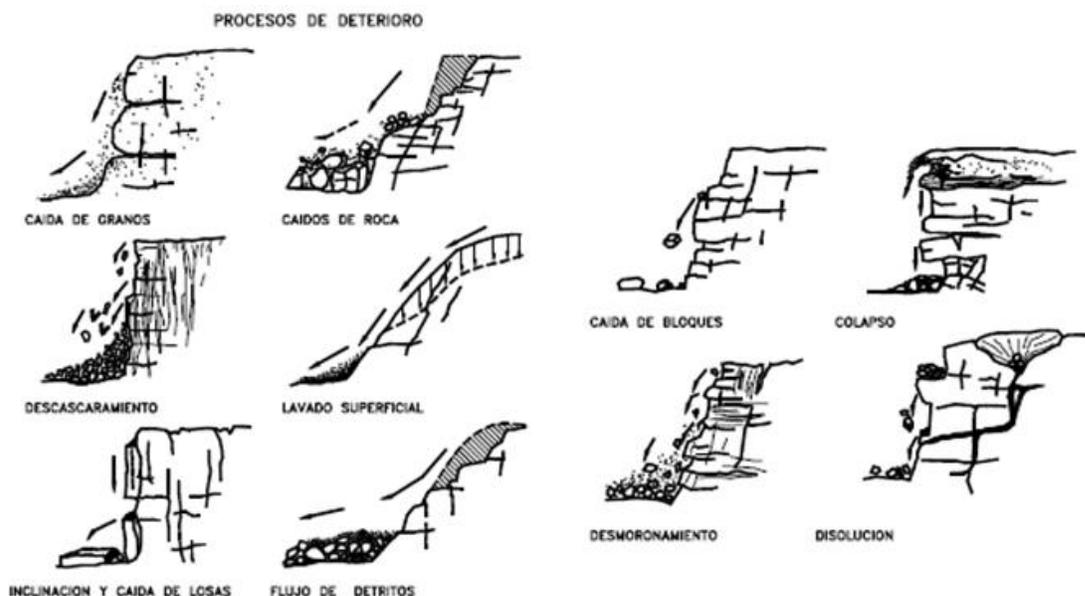
cuando las presiones de confinamiento son bajas, por ejemplo en el pie de los taludes de baja pendiente.

Flujo de detritos: El desprendimiento y transporte de partículas gruesas y finas en una matriz de agua y granos en forma de flujo seco o saturado. Los flujos de detritos son impredecibles, mueven grandes volúmenes de material y pueden crear una amenaza moderada a alta.

Se requiere un análisis especial de cada caso para su tratamiento. Generalmente no se les considera como procesos de deterioro sino como deslizamientos. Sin embargo, pueden generar grandes deslizamientos del macizo al producir cambios topográficos importantes, ver Gráfica 4.1.

Dispersión del suelo: Los suelos dispersivos son suelos con contenidos de arcillas con presencia de iones de Sodio (Na^+). Estos suelos al saturarse se dispersan y pierden prácticamente la totalidad de su resistencia a la cohesión.

Disolución: Puede producir cavidades internas que podrían colapsar o formar cárcavas kársticas, ver Gráfica 4.1.





Gráfica 4.1 Procesos de deterioro en macizos rocosos (Suárez J. , 1998).

Lavado interno (lixiviación): El lavado incluye cambios en la composición química del agua de poros al moverse está a través de los vacíos del suelo. El lavado de sal del agua de poros de arcillas marinas contribuye al desarrollo de arcillas rápidas, las cuales virtualmente pierden toda su resistencia al alterarse.

Lavado superficial o erosión La erosión es el desprendimiento, transporte y depositación de partículas o masas pequeñas de suelo o roca, por acción de las fuerzas generadas por el movimiento del agua. El flujo puede concentrarse en canales produciendo surcos y cárcavas. Las gotas de lluvia pueden contribuir al desprendimiento de las partículas o granos. Puede producir sedimentación de materiales en el pie del talud. Como solución se propone generalmente, la construcción de obras de drenaje y de bioingeniería, así concreto lanzado o modificaciones de la topografía del talud.

Los procesos de erosión son muy comunes en suelos residuales poco cementados o en suelos aluviales, especialmente, los compuestos por limos y arenas finas principalmente, cuando la cobertura vegetal ha sido removida. Se conocen varios tipos de erosión:

a. Erosión Laminar

El proceso de erosión laminar se inicia por el impacto de las gotas de agua lluvia contra la superficie del suelo, complementada por la fuerza de la escorrentía produciendo un lavado de la superficie del terreno como un todo, sin formar canales definidos. Al caer las gotas de lluvia levantan las partículas de suelo y las reparten sobre la superficie del terreno.

La velocidad de las gotas de lluvia puede alcanzar valores hasta de 10 metros por segundo y su efecto es muy grande sobre las superficies de talud expuestos y sin cobertura vegetal. El proceso es particularmente grave cuando la pendiente del talud es grande, como es el caso de los taludes de cortes en obras viales.

b. Erosión en surcos



Los surcos de erosión se forman por la concentración del flujo del agua en caminos preferenciales, arrastrando las partículas y dejando canales de poca profundidad generalmente, paralelos. El agua de escorrentía fluye sobre la superficie de un talud y a su paso va levantando y arrastrando partículas de suelo, formando surcos (rills).

Los surcos forman una compleja microred de drenaje donde un surco al profundizarse va capturando los vecinos, formando surcos de mayor tamaño, los cuales a su vez se profundizan o amplían formando cárcavas en forma de V que pueden transformarse a forma de U. Inicialmente la cárcava se profundiza hasta alcanzar una superficie de equilibrio, la cual depende de las características geológicas e hidráulicas, para luego iniciar

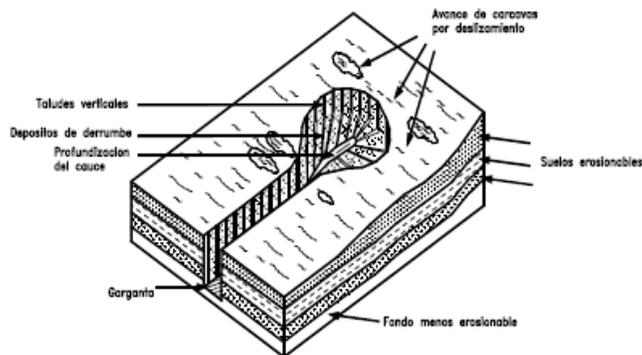
Un proceso de avance lateral mediante deslizamientos de los taludes semiverticales producto de la erosión. La localización en cuanto a su profundidad y la velocidad de avance del proceso es controlada por los procesos de tipo hidráulico y por la resistencia del material a la erosión. Los surcos de erosión pueden estabilizarse generalmente, con prácticas de agricultura.

c. Erosión en Cárcavas

Las cárcavas constituyen el estado más avanzado de erosión y se caracterizan por su profundidad, que facilita el avance lateral y frontal por medio de desprendimientos de masas de material en los taludes de pendiente alta que conforman el perímetro de la cárcava. Las cárcavas inicialmente tienen una sección en V pero al encontrar un material más resistente o interceptar el nivel freático se extienden lateralmente, tomando forma en U

d. Erosión interna (Piping)

El agua al fluir por ductos concentrados dentro del suelo produce erosión interna, la cual da origen a derrumbamientos o colapsos que pueden generar un hundimiento del terreno o la formación de una cárcava, ver Gráfica 4.2.



Gráfica 4.2 Esquema general de cárcava de erosión. Piping, (Suárez J. , 1998).

e. Erosión por afloramiento de agua

Un caso de erosión puede ocurrir en los sitios de afloramiento de agua, formando pequeñas cavernas y/o taludes negativos, los cuales a su vez pueden producir desprendimientos de masas de suelo.

Flujo del suelo: El desprendimiento y transporte de partículas gruesas y finas en una matriz de agua y granos en forma de flujo seco o saturado. Los flujos de detritos son impredecibles, mueven grandes volúmenes de material y pueden crear una amenaza moderada a alta.

Desintegración de la roca arcillosa: Las arcillolitas y lutitas excavadas y reutilizadas para rellenos pueden romperse en pedazos formando un relleno de roca aparentemente compacta y estable. Sin embargo, cuando el relleno se satura por infiltración de agua, los pedazos de roca pueden desmoronarse o desintegrarse

Deformaciones por concentración de esfuerzos: Los materiales al estar sometidos a esfuerzos de compresión o cortante sufren deformaciones, las cuales aumentan con el tiempo en una especie de fatiga de los materiales de suelo o roca

Deformaciones por cambio de esfuerzos: los cambios que debido a cortes, cargas estáticas o dinámicas producen cambios de esfuerzos en el suelo o roca.



Fatiga o deformación a largo plazo con carga sostenida (Creep): Las arcillas y especialmente las arcillas muy plásticas se deforman en forma continua cuando están sujetas a carga sostenida. Estas arcillas pueden fallar eventualmente bajo estas cargas sostenidas, aún a esfuerzos de cortante que son significativamente inferiores a la resistencia de la arcilla a corto plazo.

Formación de estrías o espejos de falla en rocas ígneas vítreas: El "espejo de falla" es la parte de la falla (zona de ruptura entre dos bloques) que queda expuesta a la intemperie y donde las estrías anuncian el sentido y la dirección del desplazamiento de los bloques. El movimiento de estos bloques, sometidos a tensiones derivadas de un fuerte empuje, provocan la aparición de "espejos", superficies de roca pulidas y vitrificadas por las colosales fuerzas y el calor que se genera durante el rozamiento (Pizarro, 2009).

Agrietamiento por tensión: La mayoría de los suelos poseen muy baja resistencia a la tensión y la generación de esfuerzos relativamente pequeños (especialmente arriba de la cabeza de los taludes y laderas), puede producir grietas de tensión, las cuales facilitan la infiltración de agua y debilitan la estructura de la masa de suelo permitiendo la formación de superficies de falla.

Colapso por falta de soporte: Bloques independientes de gran tamaño colapsan debido a la falta de soporte vertical, efecto similar a la socavación, ver Gráfica 4.1.

Desmoronamiento del talud: El desmoronamiento general del talud produce la caída de bloques de diversas dimensiones en forma semicontinua. Puede causar una amenaza significativa y crear grandes acumulaciones de detritos en el pie del talud. Como solución se sugiere la construcción de gradas, colocación de mallas, trampas para detritos y cercas protectoras; también se pueden construir estructuras de submuración en mampostería o concreto lanzado. Los bloques grandes pueden requerir aseguramiento con pernos, anclajes o cables. Las áreas con desintegración severa pueden requerir soporte total o disminuir el ángulo de inclinación del talud, ver Gráfica 4.1.



Efectos de vibraciones y sismos: Los sismos pueden generar deslizamientos especialmente en taludes con estabilidad marginal, deslizamientos por licuación del material subyacente y deslizamientos de traslación en suelos arcillosos de gran espesor. Igualmente se pueden producir agrietamientos y desintegración en los taludes de roca.

Cargas sísmicas: Los sismos producen aceleraciones horizontales y verticales sobre los taludes, los cuales resultan en variaciones de esfuerzos colocados en forma rápida. Las fuerzas dinámicas que actúan sobre el talud pueden causar inestabilidad momentánea. Además pueden producir agrietamientos especialmente en los materiales rígidos y frágiles. Además los agrietamientos debilitan la masa de talud y generan superficies preferenciales de falla, debilitan las uniones, juntas etc. En materiales rígidos y frágiles especialmente.

Pérdida de resistencia por cargas cíclicas: Bajo la influencia de cargas cíclicas, las uniones entre partículas de suelo pueden romperse y/o las presiones de poro pueden aumentar. Los suelos más sujetos a pérdida de resistencia debido a cargas cíclicas son los suelos sueltos y los suelos con partículas que están muy poco cementadas.

Deforestación: El tema de deslizamientos causados por la deforestación ha sido muy polémico durante los últimos años. Algunos autores atribuyen buena parte de los deslizamientos en zonas tropicales a la deforestación. Sin embargo, en grandes eventos de lluvias se han observado evidencias de que las zonas cubiertas con vegetación pueden producir igual o mayor cantidad de deslizamientos que las zonas descubiertas, (Suárez J. , 2009).

4.2 Factores que controlan los deslizamientos en suelos residuales

La clave para la comprensión y análisis de la estabilidad de taludes en suelos residuales radica en el reconocimiento del papel que desempeñan los perfiles de meteorización y el comportamiento que va ligado a este.

Para el grado I: las zonas poco a moderadamente meteorizadas suele comportarse como roca



Para los grados II y III: tienden a comportarse como roca en términos geotécnicos y se puede definir como basamento meteorizado.

En la zona intensamente meteorizada grado IV y por encima de ella el material tiende a comportarse como suelo en términos geotécnicos.

Para los grados III y IV constituyen una importante zona de transición en términos de comportamiento geotécnico, donde ocurre el cambio de material rocoso, en el que el comportamiento puede ser controlado por el movimiento a lo largo de las discontinuidades, hasta el suelo donde el comportamiento está controlado por deformaciones de la masa.

El papel de las continuidades está influenciado en el régimen tropical particularmente por la presencia de material alterado como una cubierta.

El saprolito comúnmente se define como la parte del manto meteorizado (es decir, que se comporta en general como un suelo en términos geotécnicos) que presenta rasgos texturales y estructurales de la roca madre al punto que ésta puede reconocerse. Esta definición se aplica a los grados IV y V.

El comportamiento de los suelos inmaduros en las partes inferiores del grado IV se relaciona más estrechamente con el material parental que con los suelos maduros.

En el grado VI han desaparecido todos los rasgos de la textura y estructura original. Este grado incluye los horizontes pedológicos A y B del suelo.

Además del grado de meteorización en el que se encuentra el suelo el agua subterránea y las estructuras heredadas juegan un papel importante y es absolutamente necesario tener una clara concepción del perfil típico de meteorización en varios tipos de roca. Con este perfil en mente, se debe entonces estar capacitado para reconocer variaciones locales significativas desarrollar una exploración, se deben hacer pruebas de control para obtener información para el análisis de estabilidad de taludes (Hoyos, 2004).



4.2.1 Factores geológicos

Existen algunas características geológicas más significativas que otras relacionadas con el comportamiento de la estabilidad de los taludes, En las formaciones de suelos residuales generalmente existen superficies preferenciales por las cuales el talud tiende a fallar. Se pueden indicar las siguientes:

4.2.1.1 Juntas o diaclasas

Las juntas juegan un papel importante en las fallas de materiales residuales. Si se encuentran abiertas actúan como conductores de agua y activadores de presiones de poros. Por lo general, se encuentran más abiertas en la superficie que a profundidad. El agua al pasar a través de la junta produce meteorización de sus paredes, formando arena o arcilla que forman superficies de debilidad. Adicionalmente, el agua que viaja a lo largo de las juntas puede llevar arcilla en suspensión que es depositada en ellas y en las discontinuidades. Blight, Wardle, & Fourie (1997) Afirman que la resistencia a lo largo de una estructura heredada puede ser la mitad de la resistencia en el suelo residual intacto y cita casos en que la resistencia es de solamente 1/3 de la resistencia a través del suelo. Las superficies de falla pueden coincidir con una junta o puede comprender varias familias de juntas diferentes formando bloques deslizantes. (Blight, Wardle, & Fourie, 1997)

los perfiles de suelos de origen volcánico intrusivo y extrusivo al meteorizarse amplían las discontinuidades las cuales tienden a ser horizontales y verticales, lo cual conlleva a que los deslizamientos sean controlados por las características del perfil de meteorización generado en gran medida por las discontinuidades.

El tipo de falla que se presenta depende del espesor y la pendiente inferior del manto de meteorización intensa donde debido a estas discontinuidades aparecen diques, bloques o cantos grandes de materiales geológicamente diferentes.

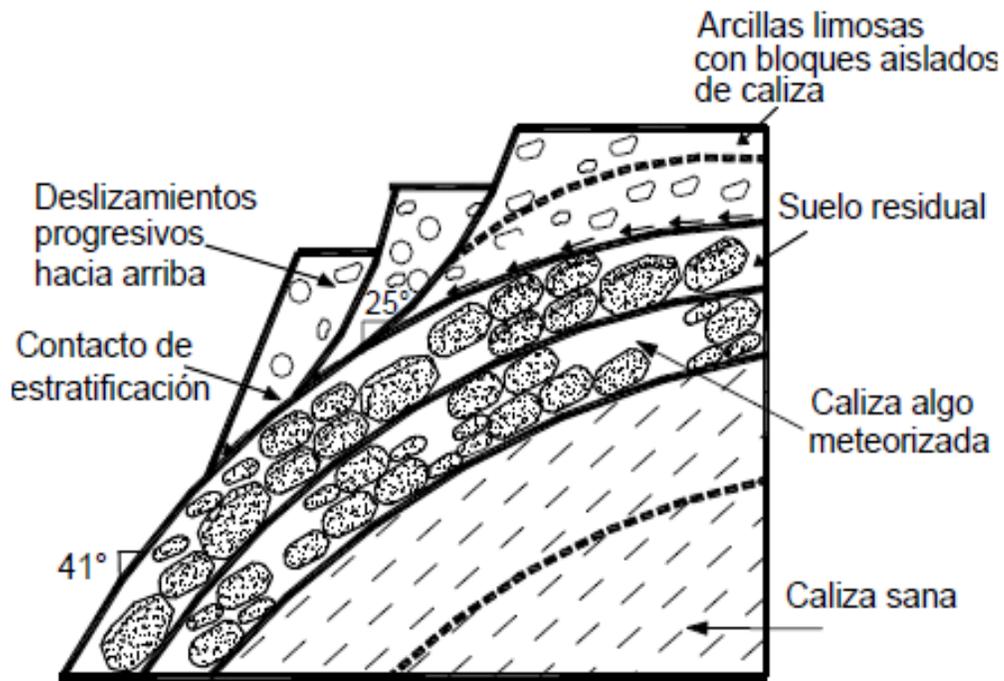


4.2.1.2 Estratificación

La estratificación genera superficies de debilidad por cambio de material. Cuando los materiales a lado y lado de la estratificación son de propiedades mecánicas similares, trabajan en forma similar a una diaclasa pero cuando la diferencia de propiedades es grande, como en el caso de estratificación de areniscas y lutita, la situación se hace más compleja, produciéndose concentración de agua en la interface y flujo dentro del material más permeable. Este proceso genera una zona de meteorización a partir del plano de estratificación que debilita esta superficie.

El suelo residual generalmente es más duro en la superficie y se hace más blando al profundizarse. A lo largo de juntas o planos importantes de estratificación, se generan colchones de materiales blandos por disolución, los cuales actúan como superficies preferenciales de deslizamiento.

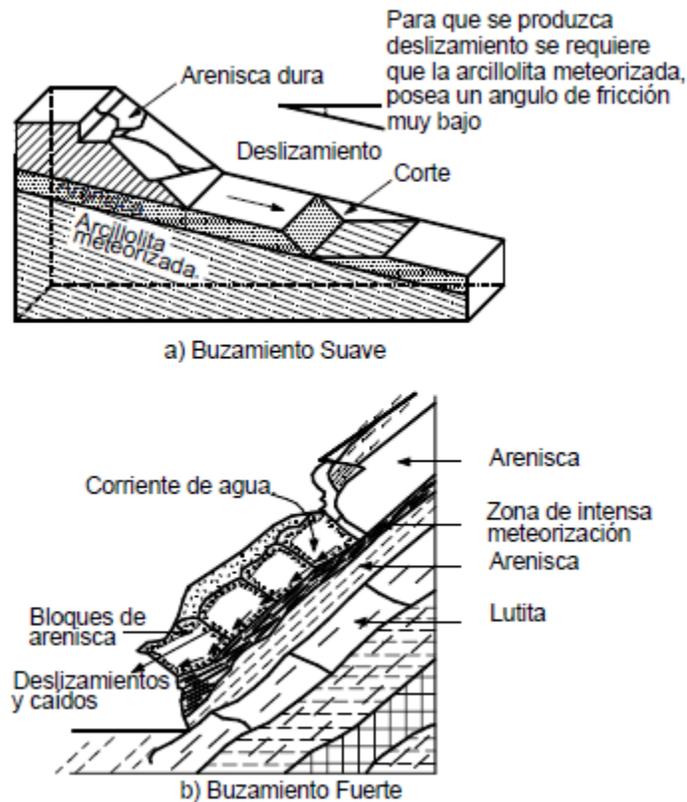
Generalmente, los deslizamientos están controlados por los planos de estratificación donde las superficies de falla comúnmente son tangentes a estos (ver Gráfica 4.3). Adicionalmente, se pueden presentar ductos internos o cavernas, los cuales generan corrientes concentradas de agua subterránea y es común encontrar deslizamientos en los sitios de afloramiento de estas corrientes.



Gráfica 4.3 Deslizamientos en suelos residuales de calizas, (Suárez J. , 2009).

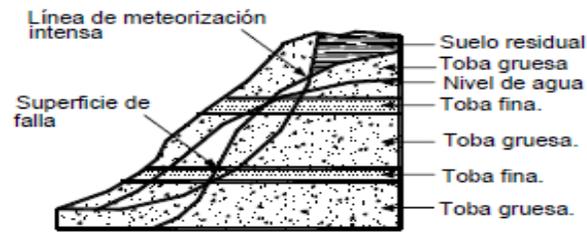
4.2.1.3 Fallas

Los planos de estratificación y las fallas o fracturas importantes o las capas de materiales algo permeables, generan superficies de cambio brusco en el perfil, los cuales controlan generalmente las fallas (Gráfica 4.6 y Gráfica 4.4). Condiciones similares se presentan cuando aparecen diques, bloques y cantos de grandes materiales geológicamente diferentes.

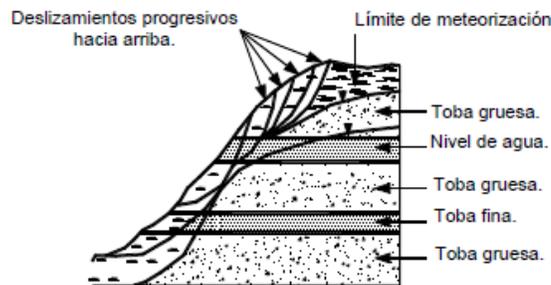


Gráfica 4.4 Deslizamientos en intercalaciones de areniscas y lutitas, (Suárez J. , 2009).

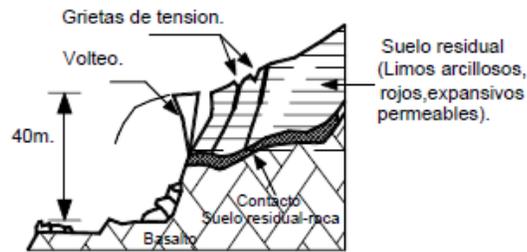
Su influencia en los problemas de taludes en materiales residuales pueden definirse así: Producen una zona de debilidad varios metros a lado y lado y en el caso de fallas de gran magnitud, de varios centenares de metros en dirección normal a éstas. En algunos casos las fallas son verdaderas familias de fallas que parecen especies de diaclasamiento. El material fracturado a lado y lado de la falla puede producir zonas inestables dentro de la formación estable. Los planos de falla a su vez pueden estar rellenos de arcilla o completamente meteorizados, formando superficies débiles muy peligrosas. Es común que un deslizamiento esté directamente relacionado con la presencia de una falla geológica, ver Gráfica 4.5.



a) Falla en un talud natural de materiales de origen volcánico con perfil profundo de meteorización

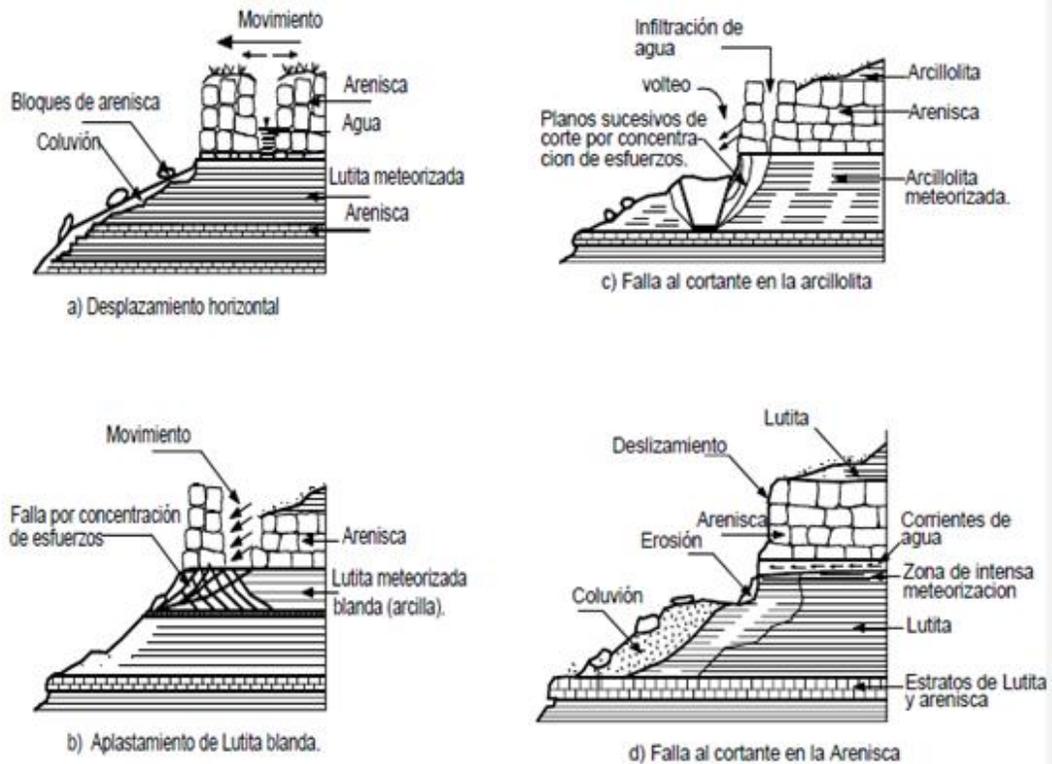


b) Falla al hacer un corte en un talud de materiales de origen volcánico con perfil profundo de meteorización



c) Falla al hacer un corte en un talud de suelos residuales de origen volcánico con perfil de meteorización semi-horizontal profundo

Gráfica 4.5 Fallas en los materiales de origen volcánico (Suárez J. , 2009)



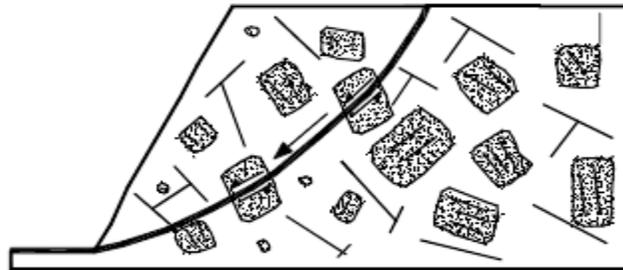
Gráfica 4.6 Deslizamientos en intercalaciones de arcillolitas y areniscas, con estratificación horizontal (Suárez J. , 2009).

La Presencia de Grandes Bloques en el Perfil de Suelo Residual

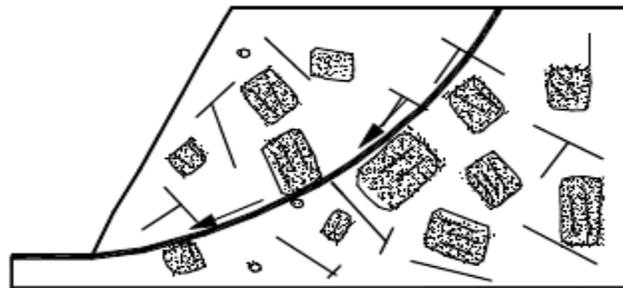
Una forma muy común de heterogeneidad del suelo residual, es la presencia caótica de grandes bloques en una matriz de partículas considerablemente más pequeñas (arenas o limos). Este caso es frecuente en saprolitos de rocas ígneas o metamórficas moderadamente fracturadas Aydin (2000), Lindquist y Goodman (1994 en Suárez, 2009) encontraron que el incremento en la proporción de bloques puede conducir a un aumento de la resistencia y del módulo de deformación.

Si la proporción de bloques es menor de 30%, el efecto sobre la resistencia al cortante es mínimo, lo cual coincide con la propuesta de Hencher y Martín (1982 en Suárez, 2009). Sin embargo, la presencia de otros detalles como las estructuras heredadas y la heterogeneidad de la matriz, pueden darle mayor importancia a los bloques de gran tamaño. Por ejemplo, cuando la discontinuidad que induce la falla encuentra un bloque de

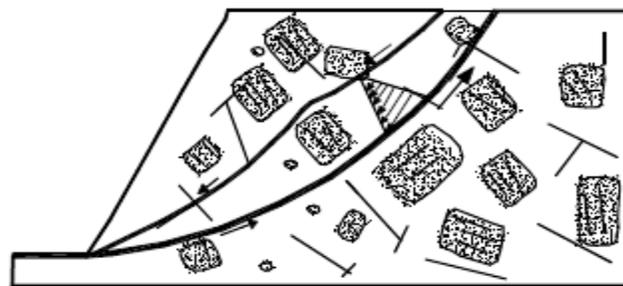
gran tamaño, la superficie de falla se relocaliza, aumentándose la resistencia. En la Gráfica 4.7 se muestra el efecto de la presencia de estos bloques, de acuerdo con su localización. Si la presencia de bloques es muy pequeña, el material se comporta como un suelo sin efecto de los bloques.



a) Falla rompiendo los bloques



b) Falla por los contactos matriz - bloque



c) Falla en una zona ancha de corte

Gráfica 4.7 Influencia de los bloques de gran tamaño en un talud de suelo residual (Suárez J. , 2009).



4.2.1.4 Intrusiones

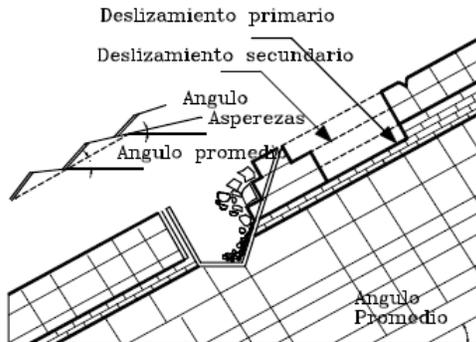
A veces los deslizamientos son generados por la presencia de intrusiones de materiales más permeables que traen su efecto en el régimen de aguas. Las diferencias en el grado de cristalización y el tamaño de los cristales también afectan la estabilidad de los taludes en rocas ígneas y metamórficas.

En áreas de granitos, el agua al pasar por las discontinuidades se vuelve ácida y ayuda a acelerar el proceso de descomposición, pudiéndose presentar casos de más de 50 metros de espesor de suelo residual (Bligh y Freitas, 1984).

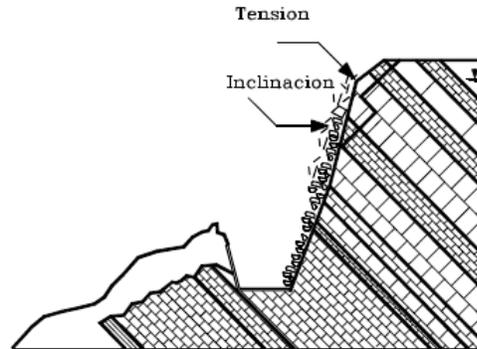
4.2.1.5 Foliaciones

Las foliaciones son superficies generalmente paralelas de baja cohesión y por las cuales las rocas se pueden partir. Estas son debidas principalmente, a efectos de metamorfismo y son conocidas como pizarrosidad, esquistosidad, foliación, etc. Este proceso produce direcciones de debilidad muy similares a diaclasas, pero son menos separadas y pueden inducir el desmoronamiento de los suelos al momento de moverse, produciéndose flujos secos del material desintegrado.

A. Buzamiento en la dirección del talud



B. Buzamiento en la dirección contraria al talud



Gráfica 4.8 Efecto de las discontinuidades en la falla de los taludes (Suárez J. , 1998).

4.2.2 Clasificación De Los Movimientos En Masa

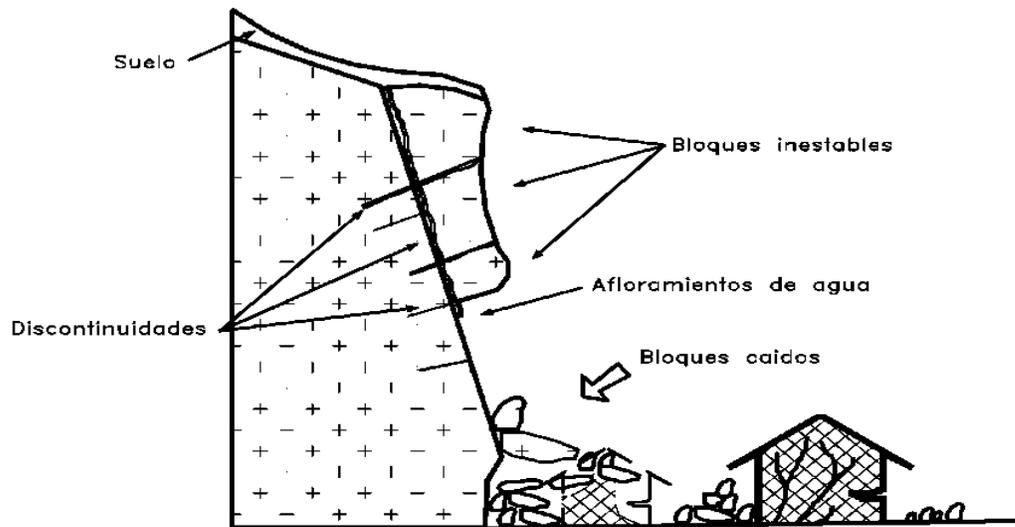
Para la clasificación de los movimientos en masa se presenta el sistema propuesto originalmente por (Varnes, Landslide hazard Zonation: a review of principles and practice. Natural Hazards, 1984), el cual tipifica los principales tipos de movimiento.

Para el propósito del presente texto se presentan algunas observaciones de Suárez J. (2009) acerca de los procesos de movimiento identificados por Varnes (1984). Algunos de estos movimientos están incluidos en la clasificación de los procesos de deterioro previos a un deslizamiento y es difícil identificar cuando son procesos de deterioro y cuándo son componentes principales del movimiento del talud.

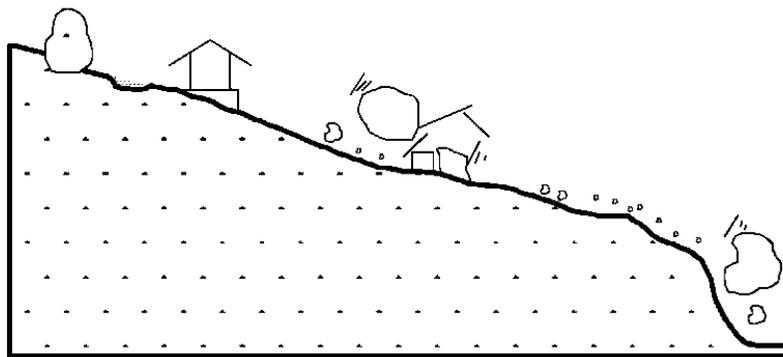
4.2.2.1 Caído

En los caídos una masa de cualquier tamaño se desprende de un talud de pendiente fuerte, a lo largo de una superficie, en la cual ocurre ningún o muy poco desplazamiento

de corte y descende principalmente, a través del aire por caída libre, a saltos o rodando, ver Gráfica 4.9, Gráfica 4.10 y Gráfica 4.11.



Gráfica 4.9 Caídos de bloques por gravedad en roca fracturada (Suárez J. , 1998).

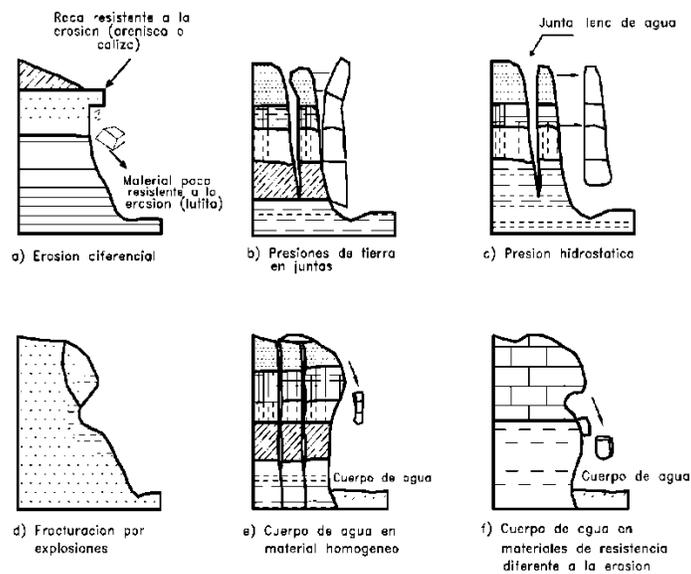


Gráfica 4.10 Caídos de bloques rodando (Suárez J. , 1998).

El movimiento es muy rápido a extremadamente rápido y puede o no, ser precedido de movimientos menores que conduzcan a la separación progresiva o inclinación del bloque o masa de material.

La observación muestra que los movimientos tienden a comportarse como caídos de caída libre cuando la pendiente superficial es de más de 75° . En taludes de ángulo menor generalmente, los materiales rebotan y en los taludes de menos de 45 grados los materiales tienden a rodar.

Los "caídos de roca" corresponden a bloques de roca relativamente sana, los caídos de residuos o detritos están compuestos por fragmentos de materiales pétreos y los caídos de tierra corresponden a materiales compuestos de partículas pequeñas de suelo o masas blandas (Suárez J. , 1998).



Gráfica 4.11 Algunos mecanismos de falla de caídos (Suárez J. , 1998).

Wyllie y Norrish (1996 , en Suárez 1998) indican como causas de los caídos de roca en California la lluvia, la roca fracturada, el viento, la escorrentía, las fracturas planares adversas, el movimiento de los animales, la erosión diferencial, las raíces de los árboles, los nacimientos de agua, las vibraciones de maquinaria y vehículos y la descomposición del suelo.

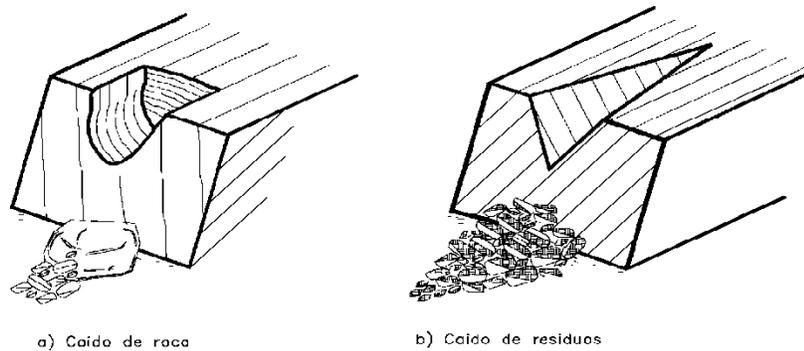
Los desprendimientos (caídos y volteos o volcamientos) se presentan preferiblemente en taludes y laderas de pendiente fuerte y afectan principalmente las secuencias pirocásticas más consolidadas, las terrazas y los depósitos de talud menos frecuentes en macizos cristalinos o volcánicos, débil a moderadamente meteorizados. Este tipo de movimiento se presenta con mucha frecuencia en las zonas volcánicas piroclásticas; son relativamente importantes en los suelos sedimentarios donde los taludes tienen fuerte pendiente y se presentan secuencias con alternancias de estratos duros y blandos y en los depósitos de terraza (Montero, Beltrán, & Cortés, 1987).

Aunque las altas concentraciones de humedad en periodos de lluvias parecen constituir los mecanismos detonantes más frecuentes de los deslizamientos, muchos movimientos se disparan como consecuencia de sismos de diferentes intensidad a lo largo de las fallas. Además de que a lo largo de esas zonas de convulsión sísmica son más frecuentes los deslizamientos en razón del brechamiento y fracturamiento notable de las rocas. Como solución a esta problemática se sugiere la limpieza de los residuos en el pie del talud y el cubrimiento con técnicas de bioingeniería concreto lanzado y refuerzo local, donde exista riesgo de colapso. (Montero, Beltrán, & Cortés, 1987).

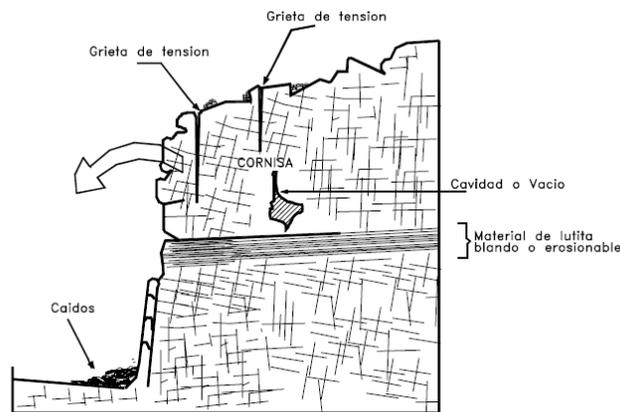
4.2.2.2 *Inclinación o volteo*

Este tipo de movimiento consiste en una rotación hacia adelante de una unidad o unidades de material térreo con centro de giro por debajo del centro de gravedad de la unidad y generalmente, ocurre en las formaciones rocosas, ver Gráfica 4.13.

Las fuerzas que lo producen son generadas por las unidades adyacentes, el agua en las grietas o juntas, expansiones y los movimientos sísmicos. La inclinación puede abarcar zonas muy pequeñas o incluir volúmenes de varios millones de metros cúbicos, (Suárez J. , 1998).



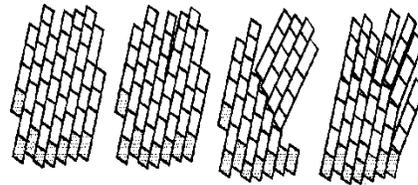
Gráfica 4.12 Esquema de caídos de roca y residuos (Suárez J. , 1998).



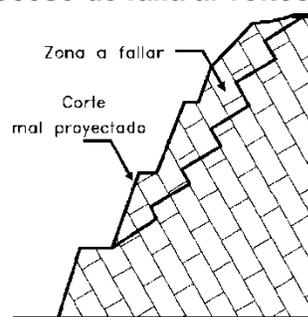
Gráfica 4.13 Volteo o inclinación en materiales residuales (Suárez J. , 1998).

Dependiendo de las características geométricas y de estructura geológica, la inclinación puede o no terminar en caídos o en derrumbes, ver Gráfica 4.14 y Gráfica 4.15. Las inclinaciones pueden variar de extremadamente lentas a extremadamente rápidas. Las

características de la estructura de la formación geológica determinan la forma de ocurrencia de la inclinación.



Gráfica 4.14 Proceso de falla al volteo (Suárez J. , 1998).

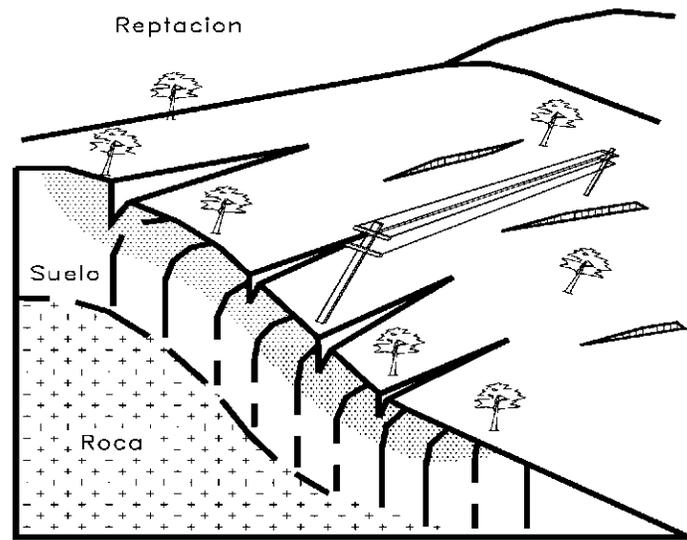


Gráfica 4.15 El volteo puede generar un desmoronamiento (Suárez J. , 1998).

4.2.2.3 Reptación

La reptación consiste en movimientos muy lentos a extremadamente lentos del suelo subsuperficial sin una superficie de falla definida. Generalmente, el movimiento es de unos pocos centímetros al año y afecta a grandes áreas de terreno Gráfica 4.16.

Se le atribuye a las alteraciones climáticas relacionadas con los procesos de humedecimiento y secado en suelos, usualmente, muy blandos o alterados. La reptación puede preceder a movimientos más rápidos como los flujos o deslizamientos.



Gráfica 4.16 Esquema de un proceso de reptación (Suárez J. , 1998).

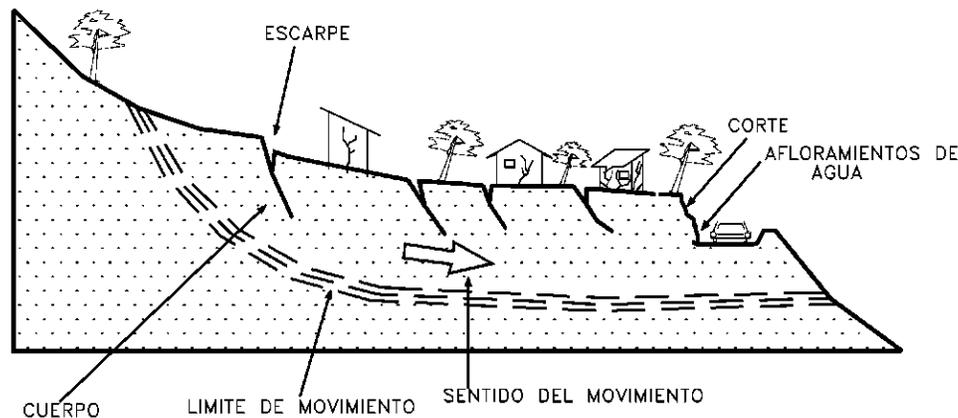
Los reptamientos y flujos, a menudo son difíciles de diferenciar, afectan por lo general los mismos tipos de materiales en deslizamientos rotacionales pero principalmente del terreno en zonas de alta concentración de humedad y pendientes topográficas suaves (inferiores a 30%) en la parte baja de los valles. Son más frecuentes en la provincia ígnea volcánica de la Cordillera Central de Colombia, asociados a la zona superficial de los perfiles de meteorización, es decir el suelo residual y el regolito fino. Son relativamente frecuentes en las zonas sedimentarias donde afectan principalmente depósitos de coluvión (Montero, Beltrán, & Cortés, 1987).

4.2.2.4 Deslizamiento

Este movimiento consiste en un desplazamiento de corte a lo largo de una o varias superficies, que pueden detectarse fácilmente o dentro de una zona relativamente delgada ver Gráfica 4.17. El movimiento puede ser progresivo, o sea, que no se inicia simultáneamente a lo largo de toda, la que sería, la superficie de falla. Los deslizamientos

pueden ser de una sola masa que se mueve o pueden comprender varias unidades o masas casi-independientes.

Los deslizamientos pueden obedecer a procesos naturales o a desestabilización de masas de tierra por el efecto de cortes, rellenos, deforestación, etc. (Suárez J. , 1998).



Gráfica 4.17 Deslizamientos en suelos blandos (Suárez J. , 1998).

Los deslizamientos se pueden a su vez dividir en dos subtipos denominados deslizamientos rotacionales y transnacionales o planares. Esta diferenciación es importante porque puede definir el sistema de análisis y estabilización a emplearse.

4.2.2.4.1 Deslizamiento Rotacional

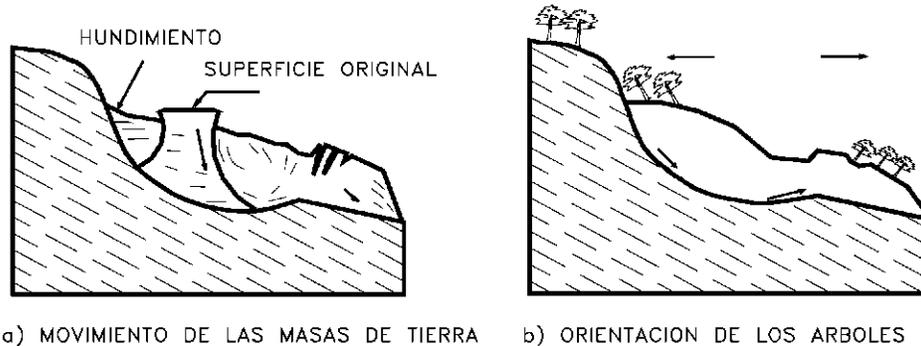
En un deslizamiento rotacional la superficie de falla es formada por una curva cuyo centro de giro se encuentra por encima del centro de gravedad del cuerpo del movimiento ver Gráfica 4.18.

Visto en planta el deslizamiento posee una serie de agrietamientos concéntricos y cóncavos en la dirección del movimiento. El movimiento produce un área superior de hundimiento y otra inferior de deslizamiento generándose comúnmente, flujos de

materiales por debajo del pie del deslizamiento. En muchos deslizamientos rotacionales se forma una superficie cóncava en forma de "cuchara". Generalmente, el escarpe debajo de la corona tiende a ser semi-vertical, lo cual facilita la ocurrencia de movimientos retrogresivos. El movimiento aunque es curvilíneo no es necesariamente circular, lo cual es común en materiales residuales donde la resistencia al corte de los materiales aumenta con la profundidad.

En la cabeza del movimiento, el desplazamiento es aparentemente semi-vertical y tiene muy poca rotación, sin embargo se puede observar que generalmente, la superficie original del terreno gira en dirección de la corona del talud, aunque otros bloques giren en la dirección opuesta.

Los deslizamientos rotacionales en suelos generalmente tienen una relación D_r/L_r entre 0.15 y 0.33 (Skempton y Hutchinson 1969 en Suárez, 1998).

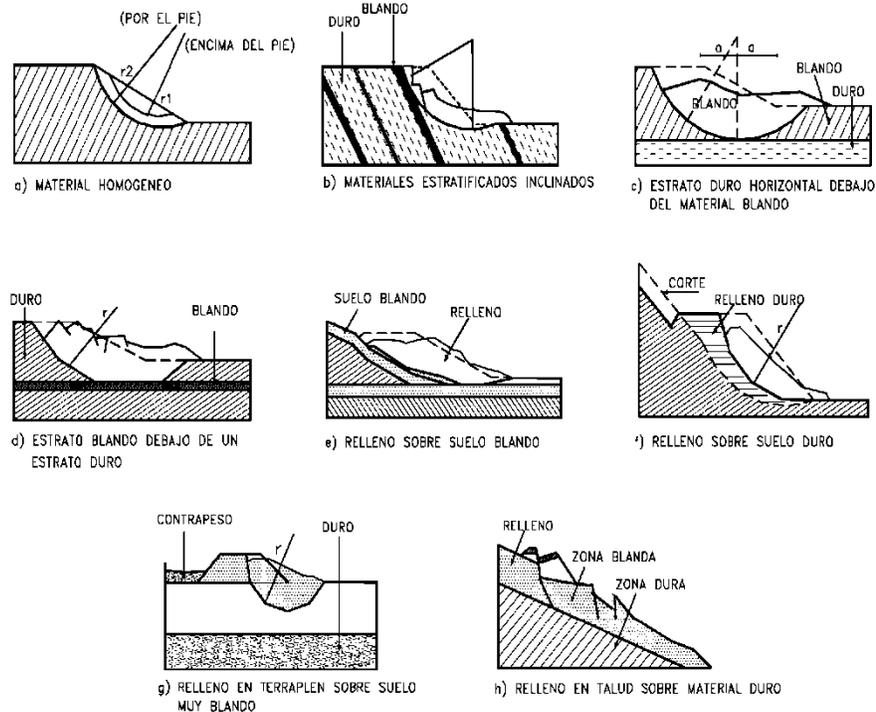


Gráfica 4.18 Deslizamiento rotacional típico (Suárez J. , 1998).

Frecuentemente la forma y localización de la superficie de falla está influenciada por las discontinuidades, juntas y planos de estratificación. El efecto de estas discontinuidades

debe tenerse muy en cuenta en el momento que se haga el análisis de estabilidad VER Gráfica 4.19, Los deslizamientos estrictamente rotacionales ocurren usualmente, en suelos homogéneos, sean naturales o artificiales y por su facilidad de análisis son el tipo de deslizamiento más estudiado en la literatura.

En zonas tropicales este tipo de suelos no es común y cuando existe rotación, la superficie de falla es usualmente curva pero no circular; Sin embargo, en zonas de meteorización muy profunda y en rellenos de altura significativa algunas superficies de falla pueden asimilarse a círculos.



Gráfica 4.19 Efectos de la estructura en la formación de deslizamientos a rotación (Suárez J. , 1998).

Dentro del deslizamiento comúnmente, ocurren otros desplazamientos curvos que forman escarpes secundarios y ocasionalmente ocurren varios deslizamientos sucesivos en su origen pero que conforman una zona de deslizamientos rotacionales independientes.

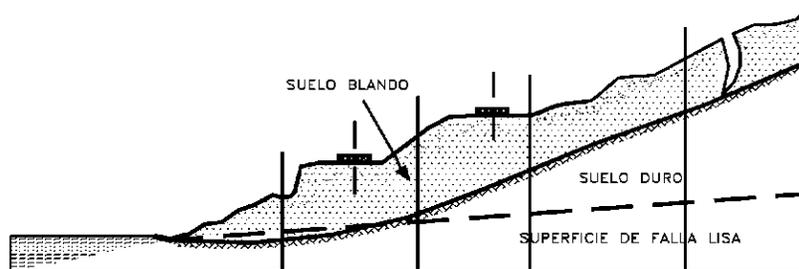
Los deslizamientos rotacionales, constituyen los tipos de movimiento más frecuentes en las carreteras Colombianas (entre el 40% y 60%). Afectan principalmente los depósitos de coluvión en las zonas sedimentarias del terciario y cretáceo, los regolitos de procedencia ígneo-volcánica de la Cordillera Central Colombiana, los coluviones y suelos residuales volcánicos de la era cenozoica (Montero, Beltrán, & Cortés, 1987).

4.2.2.4.2 Deslizamiento de traslación

En el deslizamiento de traslación el movimiento de la masa se desplaza hacia fuera o hacia abajo, a lo largo de una superficie más o menos plana o ligeramente ondulada y tiene muy poco o nada de movimiento de rotación o volteo ver Gráfica 4.20 Los movimientos traslacionales tienen generalmente, una relación D_r/L_r de menos de 0.1. La diferencia importante entre los movimientos de rotación y traslación está principalmente, en la aplicabilidad o no de los diversos sistemas de estabilización (Suárez J. , 1998).

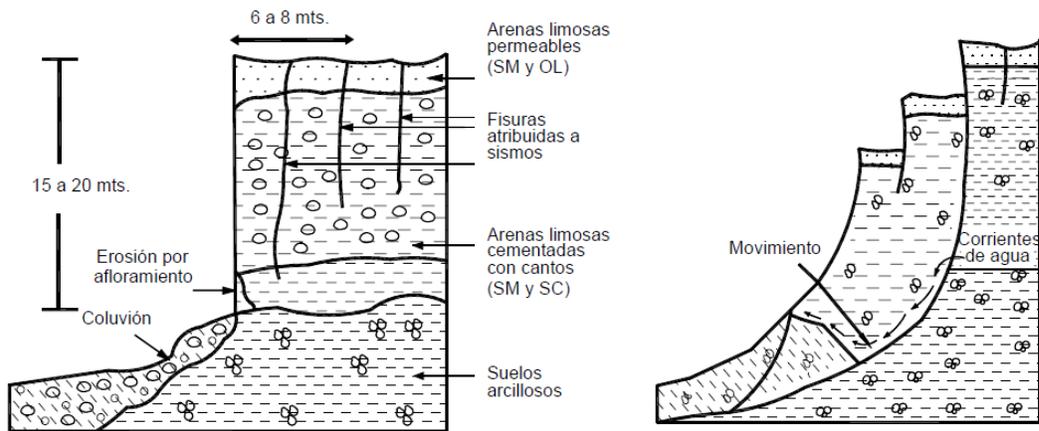
Sin embargo, un movimiento de rotación trata de autoestabilizarse, mientras uno de traslación puede progresar indefinidamente a lo largo de la ladera hacia abajo. Los movimientos de traslación son comúnmente controlados por superficies de debilidad tales como fallas, juntas, fracturas, planos de estratificación y zonas de cambio de estado de meteorización que corresponden en términos cuantitativos a cambios en la resistencia al corte de los materiales o por el contacto entre la roca y materiales blandos o coluviones. En muchos deslizamientos de traslación la masa se deforma y/o rompe y puede convertirse en flujo.

Los deslizamientos sobre discontinuidades sencillas en roca se les denomina deslizamientos de bloque, cuando ocurren a lo largo de dos discontinuidades se le conoce como deslizamiento de cuña y cuando se presentan sobre varios niveles de una familia de discontinuidades se le puede denominar falla en escalera.



Gráfica 4.20 Deslizamiento de traslación tipo, (Suárez J. , 1998).

La profundidad del perfil de meteorización depende no sólo de las características de la roca y del medio ambiente, sino también, de la pendiente del terreno; en las zonas de pendiente alta, los perfiles son poco profundos y los materiales tienden a ser granulares, mientras en las zonas de pendiente suave, los perfiles son más profundos y los materiales más arcillosos. Este proceso puede controlar el tipo de deslizamiento superficial que se genera en las pendientes altas y profundas, en las pendientes medianas. En las zonas de pendiente fuerte predominan los deslizamientos de traslación y flujos y en las de pendiente suave, los deslizamientos de rotación o compuestos, (Wesley L. , 2009).



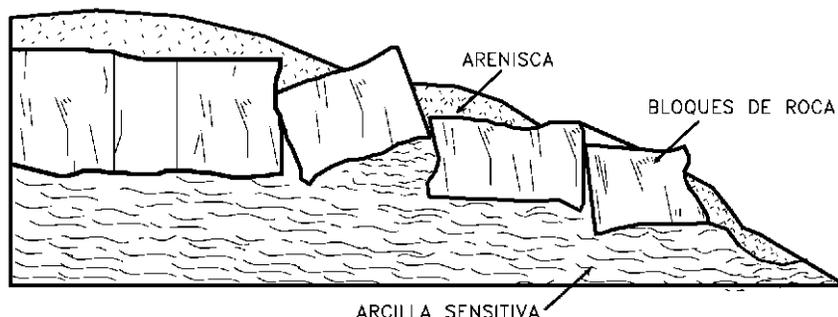
Gráfica 4.21 Deslizamientos en taludes verticales de suelos aluviales (Wesley L. D., 1998)

Los deslizamientos translacionales ocurren con mayor frecuencia en taludes de pendientes moderadas de rocas cristalinas, sobre las que se han desarrollado saprolitos heterogéneos. Como consecuencia del grado de meteorización se presenta una relativa anisotropía en la dirección normal del talud, lo cual permite la separación de masas tabulares que se separan traslacionamente (Montero, Beltrán, & Cortés, 1987).

4.2.2.5 Esparcimiento lateral

En los esparcimientos laterales el modo de movimiento dominante es la extensión lateral acomodada por fracturas de corte y tensión. El mecanismo de falla puede incluir elementos no solo de rotación y translación sino también de flujo, ver Gráfica 4.22. Generalmente, los movimientos son complejos y difíciles de caracterizar. La rata de movimiento es por lo general extremadamente lenta. Los esparcimientos laterales pueden ocurrir en masas de roca sobre suelos plásticos y también se forman en suelos finos, tales

como arcillas y limos sensibles que pierden gran parte de su resistencia al remoldearse (Suárez J. , 1998).



Gráfica 4.22 Esquema de un esparcimiento lateral (Suárez J. , 1998).

La falla es generalmente progresiva, o sea, que se inicia en un área local y se extiende. Los esparcimientos laterales son muy comunes en sedimentos glaciales y marinos pero no los son en zonas de suelos tropicales residuales. Se deben distinguir dos tipos así:

Movimientos distribuidos en una extensión pero sin una superficie basal bien definida de corte o de flujo plástico. Esto ocurre predominantemente en rocas, especialmente en las crestas de serranías. La mecánica de este movimiento no es bien conocida.

Movimientos que envuelven fracturas y extensión de roca o suelo, debido a licuación o flujo plástico del material subyacente. Las capas superiores pueden hundirse, trasladarse, rotarse, desintegrarse o pueden licuarse y fluir.



4.2.2.6 Flujo

En un flujo existen movimientos relativos de las partículas o bloques pequeños dentro de una masa que se mueve o desliza sobre una superficie de falla. Los flujos pueden ser lentos o rápidos, ver Gráfica 4.23, así como secos o húmedos y los puede haber de roca, de residuos o de suelo o tierra.

Los flujos muy lentos o extremadamente lentos pueden asimilarse en ocasiones, a los procesos de reptación y la diferencia consiste en que en los flujos existe una superficie fácilmente identificable de separación entre el material que se mueve y el subyacente, mientras en la reptación la velocidad del movimiento disminuye al profundizarse en el perfil, sin que exista una superficie definida de rotura.

La ocurrencia de flujos está generalmente, relacionada con la saturación de los materiales subsuperficiales. Algunos suelos absorben agua muy fácilmente cuando son alterados, fracturados o agrietados por un deslizamiento inicial y esta saturación conduce a la formación de un flujo.

Algunos flujos pueden resultar de la alteración de suelos muy sensibles tales como sedimentos no consolidados.

Recientemente se han realizado estudios para cuantificar el nivel de lluvias que se requieren para producir flujos y es frecuente la ocurrencia de los flujos simultáneamente en sitios diferentes, dentro de una misma formación en el momento de una determinada lluvia de gran intensidad o de un evento sísmico, (Suárez J. , 1998).

4.2.2.6.1 Flujo en roca

Los movimientos de flujo en roca comprenden las deformaciones que se distribuyen a lo largo de muchas fracturas grandes y pequeñas. La distribución de velocidades puede simular la de líquidos viscosos. Este tipo de movimiento ocurre con mucha frecuencia en



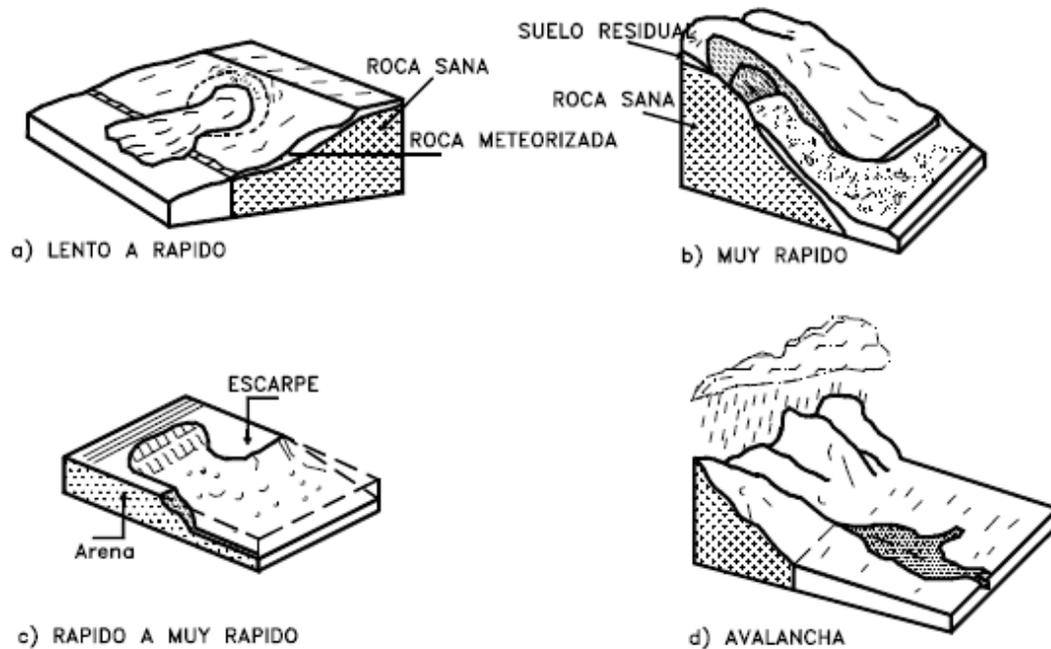
zonas tropicales de alta montaña y poca vegetación, especialmente en la cordillera de los Andes.

Se observa la relación de estos flujos con perfiles de meteorización poco profundos en los cuales las fallas están generalmente, relacionadas con cambios de esfuerzos y lixiviación, ocasionados por la filtración momentánea del agua en las primeras horas después de una lluvia fuerte. Las pendientes de estos taludes son comúnmente muy empinadas (más de 45°).

Su ocurrencia es mayor en rocas ígneas y metamórficas muy fracturadas y pueden estar precedidos por procesos de inclinación. Estos flujos tienden a ser ligeramente húmedos y su velocidad tiende a ser rápida a muy rápida.

4.2.2.6.2 Flujo de residuos (Detritos)

Por lo general, un flujo de rocas termina en uno de residuos. Los materiales se van triturando por el mismo proceso de flujo y se puede observar una diferencia importante de tamaños entre la cabeza y el pie del movimiento. El movimiento de los flujos de detritos puede ser activado por las lluvias, debido a la pérdida de resistencia por la disminución de la succión al saturarse el material o por el desarrollo de fuerzas debidas al movimiento del agua subterránea (Collins y Znidarcic, 1997 en Suárez, 2009).



Gráfica 4.23 Flujos de diferentes velocidades Suárez (1998).

Los daños causados por los flujos de detritos abarcan áreas relativamente grandes. El flujo típico de detritos es una honda larga de materiales sólidos y líquidos entremezclados, que se mueve en forma constante a través de un canal con algunas ondas menores superimpuestas que se mueven a velocidades superiores a aquellas del flujo mismo. Cuando el canal es más pequeño que el flujo, se forman ondas horizontales o depósitos laterales a los lados del canal.

4.2.2.6.3 Flujo de suelo

Los flujos de suelo también pueden ser secos y más lentos de acuerdo a la humedad y pendiente de la zona de ocurrencia. En zonas de alta montaña y desérticas ocurren flujos muy secos, por lo general pequeños pero de velocidades altas.

4.2.2.6.4 Flujos de lodo

Dentro de los flujos de tierra están los “flujos de lodo”, en los cuales los materiales de suelo son muy finos y las humedades muy altas y ya se puede hablar de viscosidad



propiamente dicha, llegándose al punto de suelos suspendidos en agua. Los flujos de lodo poseen fuerzas destructoras grandes que dependen de su caudal y velocidad.

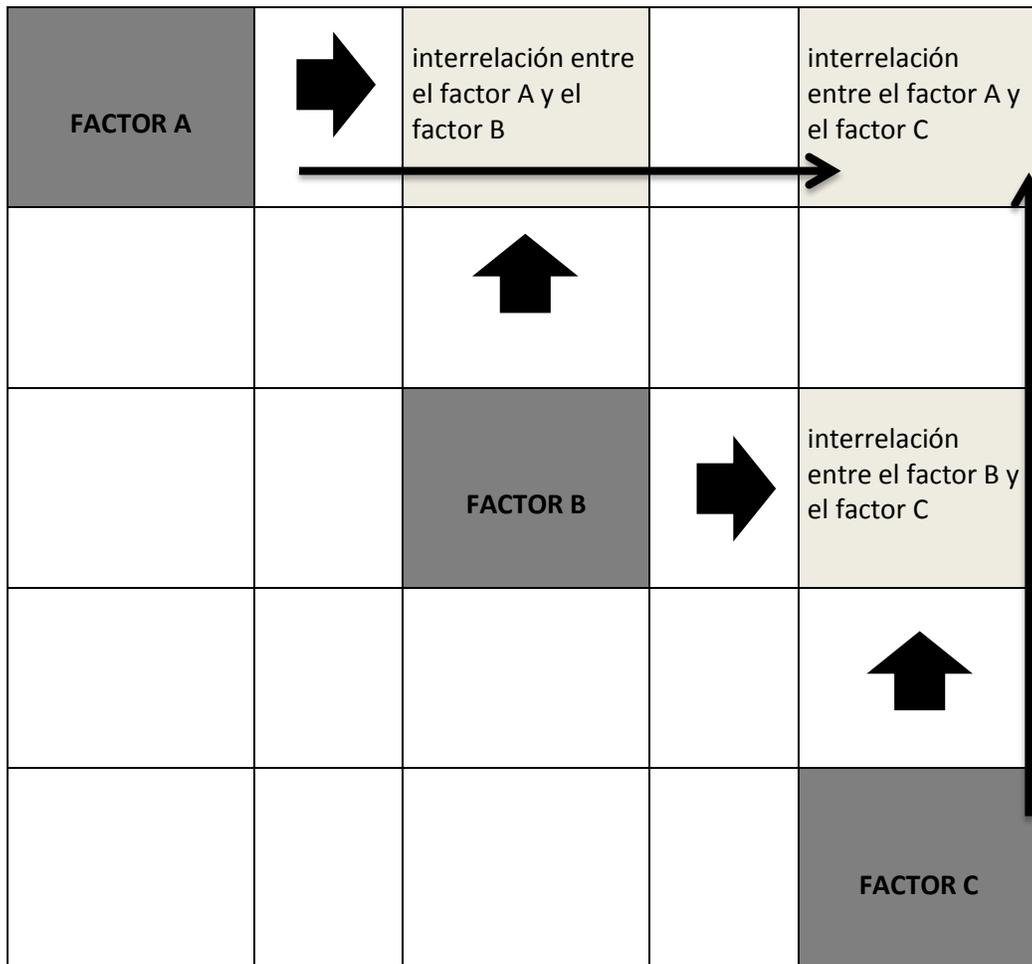
Un flujo de lodo posee tres unidades morfológicas: un origen que generalmente es un deslizamiento, un camino o canal de flujo y finalmente una zona de acumulación. El origen consiste en una serie de escarpes de falla o deslizamientos de rotación o translación, el camino o canal es generalmente un área estrecha, recta o una serie de canales a través del cual fluye el material viscoso, el ancho, profundidad y pendiente del camino del flujo varía de acuerdo a las condiciones topográficas y morfológicas. La zona de acumulación es generalmente, un área de menor pendiente en la cual el flujo pierde velocidad y forma un abanico de deposición.

4.3 Análisis Sistémico de la estabilidad de taludes en suelos residuales (ANEXO)

Con el fin de determinar la relación entre los diferentes factores que condicionan la estabilidad de los taludes en los suelos residuales, se aplicó en este trabajo de grado una metodología de análisis sistémico presentado en el **Anexo I**.

Se decidió realizar esta metodología ya que permite analizar cada elemento e interrelacionarlo con todos los elementos en el sistema con el fin de comprender y explicar los factores que influyen la estabilidad de los taludes en rocas y en suelos residuales.

Para desarrollar este análisis se ubican en la diagonal principal los factores que se van a interrelacionar, una vez están ubicados estos factores sobre la diagonal principal de la matriz, se escribe la influencia que hay entre los factores que se encuentran horizontalmente y verticalmente sobre la diagonal principal (sólo donde se encuentran en la matriz triangular superior), para mayor claridad se puede ver un ejemplo en la Gráfica 4.24.



Gráfica 4.24 Análisis sistémico. Ejemplo de ubicación de los elementos en la matriz

Como fue explicado previamente, los recuadros de color gris oscuro están ubicados en la diagonal principal de la matriz, en el ejemplo llevan por nombre Factor A, Factor B, Factor C. Estos factores regirán la matriz, serán los diferentes factores o elementos que serán analizados e interrelacionados.

Sobre la diagonal principal se ubican los factores que condicionan el comportamiento. Estos son: microestructura, macroestructura, fábrica, meteorización química, meteorización física, meteorización biológica, resistencia al corte, succión, cambio de volumen, humedad y finalmente como estos factores producen el deslizamiento en rocas o en suelos residuales.



MICROESTRUCTURA	Como la microestructura se ve afectada por la meteorización química	Como la resistencia al corte depende de la resistencia al corte	Nota: en algunos escenarios no hay una suficiente interrelación entre un factor y otro. Este es el caso
	METEORIZACIÓN QUÍMICA	Como la meteorización química afecta a la resistencia al corte	
		RESISTENCIA AL CORTE	como debido a los cambios en la resistencia al corte debidos a lo anterior, se produce un deslizamiento
			DESLIZAMIENTO

Gráfica 4.25 Análisis sistémico. Ejemplo de interrelación de los elementos en la matriz

Con el fin de organizar los factores que condicionan el comportamiento. Se dividen en tres grandes grupos (La estructura, la meteorización y el comportamiento) estos se encuentran localizados en la primera fila de la matriz y con el fin de ofrecer mayor claridad en la Gráfica 4.26 se ha resaltado su ubicación encerrándolos dentro de un círculo de color azul.

Estos grandes grupos se subdividen en **los elementos** que lo componen, y se encuentran ubicados en la diagonal principal, para mayor claridad en la Gráfica 4.26 se presentan los elementos encerrados en un círculo de color amarillo.

- **La estructura** se subdivide en la *microestructura*, la *macroestructura* y la *fábrica*.
- **La meteorización** se subdivide en: *química*, *física* y *biológica*.
- Con el fin de establecer el **comportamiento** que condicionan estos factores se han establecido algunos de los factores más representantes (*resistencia al corte*, *succión*, *cambio de volumen* y *humedad*).



Debido a que la estabilidad en suelos residuales está condicionada principalmente por el origen del suelo, es decir de la roca parental, este análisis se realizó para los tres tipos de roca parental (Ígnea, Metamórfica y Sedimentaria), estas determinan mayormente su comportamiento, ya sea del suelo, o de la roca una vez esta es meteorizada. Por lo que; como se puede apreciar en la Gráfica 4.26 en la primera columna se organizan tres matrices con su respectivo análisis para cada tipo de roca, ver la Gráfica 4.26 resaltado con color rojo.

Finalmente en la última columna “*Deslizamientos*” se interrelacionan todos los factores que se tuvieron en cuenta y que condicionan la estabilidad de los taludes o laderas en los suelos residuales o en las rocas.

Es importante aclarar que no todas las casillas se pueden completar, debido a que hay factores que no tienen influencia entre sí.



	ESTRUCTURA	METEORIZACIÓN	COMPORTEMENTO	DESPLAZAMIENTOS
ÍGNEAS	Granito	Granito	Granito	Granito
	Granito	Granito	Granito	Granito
	Granito	Granito	Granito	Granito
	Granito	Granito	Granito	Granito
	Granito	Granito	Granito	Granito
	Granito	Granito	Granito	Granito
	Granito	Granito	Granito	Granito
	Granito	Granito	Granito	Granito
	Granito	Granito	Granito	Granito
	Granito	Granito	Granito	Granito
SEDIMENTARIAS	Granito	Granito	Granito	Granito
	Granito	Granito	Granito	Granito
	Granito	Granito	Granito	Granito
	Granito	Granito	Granito	Granito
	Granito	Granito	Granito	Granito
	Granito	Granito	Granito	Granito
	Granito	Granito	Granito	Granito
	Granito	Granito	Granito	Granito
	Granito	Granito	Granito	Granito
	Granito	Granito	Granito	Granito
METAMÓRFICAS	Granito	Granito	Granito	Granito
	Granito	Granito	Granito	Granito
	Granito	Granito	Granito	Granito
	Granito	Granito	Granito	Granito
	Granito	Granito	Granito	Granito
	Granito	Granito	Granito	Granito
	Granito	Granito	Granito	Granito
	Granito	Granito	Granito	Granito
	Granito	Granito	Granito	Granito
	Granito	Granito	Granito	Granito

Gráfica 4.26 Esquema de la estructura de Análisis Sistemático



5 CONCLUSIONES

Con el fin de analizar la influencia de los factores geológicos y geomorfológicos en la inestabilidad de los taludes en suelos residuales y en rocas, primero se estableció un marco teórico donde se presenta el origen de los suelos enfocados al comportamiento que resulta de la meteorización de la roca materna, esto debido a que no es posible establecer un único mecanismo de falla el cual es necesario para determinar la estabilidad de los taludes, por lo cual se hizo necesario hacer una profunda investigación para comprender completamente el comportamiento de éstas rocas después de tener procesos de meteorización para poder llegar a hablar del origen del cual provienen. Esto se hizo debido a que un suelo residual proveniente de una roca ígnea tiene comportamientos diferentes a un suelo residual proveniente de una roca sedimentaria o metamórfica y viceversa.

Por esto fue necesario analizar factores endógenos como aquellos que son heredados de la roca parental o de diferentes suelos, asimismo los minerales presentes en rocas y suelos que producen diferentes comportamientos, y factores exógenos como el clima, la localización, el grado y tipo de meteorización que sufren, la organización en la matriz en la cual el suelo se establece, y de otros factores que juegan un papel importante en el comportamiento (humedad, anisotropía, alteración, historia de esfuerzos, etc.) y por ende intervienen en la estabilidad de los taludes.

La presente monografía tiene en consideración a lo largo de la misma, cómo las rocas se transforman debido a los diferentes tipos de meteorización: biológica, química y mecánica, las diferentes clasificaciones que se producen debidas a la meteorización, la clasificación de los suelos, y los factores que controlan los deslizamientos en el suelo.

Todo esto fue necesario acuñarlo, junto con el análisis de más de 300 papers donde se analizaron diferentes factores afectados por la meteorización y como estos influían en la



estabilidad. Con el fin de determinar una buena y juiciosa interrelación entre estos factores, para finalmente estimar una relación entre la microestructura, la macroestructura y la fábrica que condicionan los procesos de inestabilidad. Para finalmente sintetizar presentar en el **ANEXO I**.



6 REFERENCIAS

- Alonso, E., & Gens, A. (1995). *Effect of rain infiltration on the stability of slope*. Paris.
- Al-Rifaiy, I. (1990). Land Subsidence in the Al-Dahr residential area of Kuwait : a case of study. *Journal of Engineering Geology*.
- American society of civil engineers. (1971). *proceedings of the fourth panamerican conference on soil mechanics foundation engineering*. San Juan.
- Anon. (1995). *description and classification of weathered rocks for engineering purposes* (Vol. 23). London: Quarterly. *Journal of Engineering Geology*.
- Aydin, A. (2006). Stability of saprolitic slopes: nature and role of field scale Heterogeneities. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6, pp 89-98.
- Barnes, H. (1967). *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*.
- Berner, E., & Berner, R. (1996). *Global Environment: water, air and .* New York: Prentice Hall.
- Bilotta, E., Foresta, V., & Migliaro, G. (2005). *suction controlled laboratory test on undisturbed pyroclastic soil; stiffnesses and volumetric deformations*. Salerno: university of Salerno.
- Bjerrum, L. (1967). *Progressive Failure in Slopes of Overconsolidated Plastic Clay and Clay Shales* (Vol. 93). ASCE.
- Blatz J. A., T. W. (2006). Influence of a weathered zone on the susceptibility of a slope to rainfall induced instability. Singapore: ASCE.
- Blight, G. E. (1977). *Slopes and excavations in residual soils*. Tokyo.: IX ICSMFE.



- Blight, G., Wardle, G., & Fourie, A. (1997). *Geotechnics Developing Africa*. Rotterdam: Redacteurs.
- Blyth, & Freitas. (2003). *Geologia para ingenieros*. Cía. Editorial Continental.
- Brand, E., & Philipson, H. (1985). *sampling and testing of residual soils*. Hong Kong: south east asian geotech society.
- Budhu, M. (2000). *Soil Mechanics and Foundations*. New York: John Wiley & Sons.
- Bujang, B., Toll, D. G., & Prasad, A. (2012). *Handbook of Tropical Residual Soils Engineering*. Leiden: CRC Press/ Balkema.
- Casco, A. G. (16 de 9 de 2007). *Universidad Granda*. (Antonio García Casco) Recuperado el 15 de 08 de 2012, de Meteorización y Clima: <http://www.ugr.es/~agcasco/personal/restauracion/teoria/Tema06.htm>
- Chigira, M. (2001). *Mirco-sheeting of granite and its relationship with landsliding specifically after the heavy rainstorm in 1999*. Hiroshima: 59, 219– 231.
- Dearman, W. (1995). *Description and claificacion of weathered rocks for engineering purposes: the background* (Vol. 28). London: Quarterly Jornal of Engineering Geology.
- Deere, D. U., & Patton, F. (1971). *Slope stability in residual soils conferencia: Fourth Panamerican conference on soil mechanics and foundation engineering*. San Juan Puerto Rico, San Juan Puerto Rico.
- Delgado Rodriguez, J. (1978). *about the quantitative determination of rock weatherability*. Madrid: 3th international congress international association of engineering Geology.
- Duan, L., Hao, J., Xie, S., Zhoua, Z., & Yea, X. (2002). *Determining weathering rates of soils in China*. Beijing: Department of Environmental Science and Engineering, Tsinghua University.



- Duchaufour, P. (1982). *Pedology: Pedogenesis and Classification*. London: George Allen and Unwin.
- Duetscher M.S., G. J. (2000). Field measurements of pore-water pressure profiles in residual soil slopes of the bukit timah granite formation. En D. G. Harianto Rahardjo, *Unsaturated Soils of Asia* (págs. 777-782). Rotterdam: Blakema.
- Duncan, M., & Wrigth, S. G. (2005). *Soil Strength and Slope Stability*. New Jersey: John Wiley & Sons,.
- Duque, G. (2003). *Manual de geología para ingenieros*. Manizales: Universidad nacional de Colombia.
- El-Sohby, M., El-Khoraibi, M., Rabbaa, S., & El-Saaday, M. (1987). Role Of Soil Fabric In Collapsible Soils. *VIII Panamerican Conference On Soil Mechanics And Foundation Engineering. II*, págs. 9-20. Cartagena: Universidad Nacional De Colombia.
- Fei Cai, K. U. (2004). *finite element analysis of rainfall effects on slope stability*.
- Foes, Y. (1973). *Red soil from Kenya as a foundation material*. Moscú.
- Fookes, P. (1985). *Tropical Residual Soils (Professional Handbook Series)*. London: Geological Society of London.
- Gaidi L, e. A.-i. (april de 2002). *study of the hydraulic behaviour of clay geosynthetic barrier subjected to the leachate infiltration*,.
- Geological Society Engineering Group Working Party Report. (1995). *The description and classification of weathered rocks for engineering purposes* (Vol. 28). London: Quarterly Journal of Engineering Geology.
- Gidigasú, M. D. (1972). Mode of formation and geotechnical characteristics of laterite materials of Ghana in relation to soil forming factors. Amsterdam: Engineering geology.



González, C. A. (20 de 09 de 2012). *botanica.cnba.uba.ar*. Obtenido de <http://www.botanica.cnba.uba.ar/Pakete/3er/LaCelula/LaCelula.htm>

González, L., & Jiménez, J. (1981). *Engineering geology of the tropical volcanic soils of La Laguna, Tenerife*. *Engineering geology*. (Vol. 17). Tenerife.

Gonzalez, M. (1987). Estabilidades En Suelos Residuales Colombianos. *VIII Panamerican Conference On Soil Mechanics And Foundation Engineering, III*, págs. 71-79. Cartagena: Universidad Nacional De Colombia.

Grupo Prisa. (s.f.). *Kalipedia. Grupo Prisa*. (Prisa Digital) Recuperado el 26 de 08 de 2012, de http://www.kalipedia.com/fisica-quimica/tema/reacciones-quimicas/energia-calor-reaccion.html?x=20070924klpcnafyq_120.Kes&ap=0

Hoek, E., & Brown, E. (1990). *Estimating Mohr-Coulomb friction and cohesion values from the Hoek-Brown failure criterion* (Vol. 12 (3)). *Intl. J. Rock Mech. & Mining Sci. & Geomechanics Abstracts*.

Hoyos, F. (2004). *Suelos Residuales tropicales*. (P. G. Fookes, Ed., & F. Hoyos, Trad.) Medellín: Hombre nuevo Editores.

Hudson, B. (1995). Reassessment of Polynov's Ion Mobility Series. *59 p. 1101-1103(4)*.

Hunt, R. (2007). *Characteristics of geologic materials and formations a field guide for geotechnical engineers*. Boca Ratón: C.R.C Press.

Kawai, K., Karube, D., & Kato, S. (2000). the model of water retention curve considering effects of void ratio. *proc. asian Conference of unsaturated soils*, (págs. 329- 343). singapore.

KirkPatrick, R. J. (1980). *Molecular Dynamics Modelling of Hydrated Mineral Interlayers and Surfaces: Structure and Dynamics*. Illinois.

Lambe, T. W., & Whitman, R. V. (1969). *Soil Mechanics*. Wiley.



- Larsen, M. C., & Simon, A. (1992). A rainfall intensity-duration threshold for landslides in a humid-tropical. Puerto rico: Geological Society of America:.
- Leong E.C, R. H. (15 de January de 1995). Suction profiles of a residual soil slope as affected by climatic conditions. Nanyang Technological University, Nanyang Avenue, Singapore.
- Liangcai He, E. C. (2006). A miniature tensionmeter for measurement of high matric suction. Singapore: ASCE.
- Lins A.H.P., S. S. (1995-1996). An experimental analysis of the development of pore-water pressure in an unsaturated compacted soil. En A. & Delage, *International Conference on Unsaturated Soils* (págs. 759-765). Paris, Paris (France): Balkema.
- Lupini, J., Skinner, A. E., & Vaughan, P. R. (1981). *the drained residual strength of cohesive soils*. (Vol. 31). geotechnique.
- Macías, F., Rodríguez, L., Camps, L., Camps, A., & Barreal, E. (2005). Mecanismos de amortiguación de impactos acidificantes. influencia de la litología, propiedades superficiales y grado de desarrollo edáfico. (D. d. Agrícola., Ed.) *EDAFOLOGÍA*, XII (2), 115-126.
- Massey, J., & Pang, P. (1988). *Stability of Slopes and excavations in Tropical Soils*. Singapore: Second International Conference on Geomechanics in Tropical Soils,.
- MClennan, S. M. (1995). *Rock physics and phase relations*. Washington: Thomas J. Ahrens.
- Mirchell, J., & Soga, K. (2005). *Fundamental of soil behavior 3rd edition*. John Wiley of sons.
- Monkhouse, F. J. (1960). *Physical Geography*. New York: John Wiley & Sons.



- Montero, O., Beltrán, L., & Cortés, R. (1987). *Inventario De Deslizamientos En A Red Vial Colombiana. VIII Panamerican Conference On Soil Mechanics And Foundation Engineering. III*, págs. 137-152. Cartagena: Universidad Nacional De Colombia.
- Morin, W. J., & Todor, P. (1975). *Laterite and lateritic soils and other problem soils of the tropics, An Engineering Evaluation and Highway Design Study for the U.S.* Baltimore: Lyon Associates.
- Oliveira, d. C., & Vasconcelos, P. M. (2005). *Geochronology constraints on late miocene weathering rates in Minas Gerais, Brazil.* Janeiro RJ: The University of Queensland Earth Sciences, Steele Building Brisbane.
- Ollier, C. (1984). *Weathering.* London: Longman.
- Ouhadi, V. (2005). *Assessment of the stability of a dispersive soil treated by alum.* Hamedan, Iran: Bu-Ali Sina University.
- Pizarro, V. M. (2009). *Espejo de falla, una curiosidad geológica.* Extremadura.
- Price, D. (1995). *Weathering and weathering processes.* (Vol. 28). London: Quarterly Journal of Engineering Geology.
- Price, D. G. (2008). *Engineering geology principles and practice* (Michael de Freitas ed.). Springer.
- Proaño, C. G. (28 de 10 de 2010). (Escuela Politecnica) Recuperado el 15 de 8 de 2012, de www.dspace.espol.edu.ec: http://biblioteca.universia.net/html_bura/ficha/params/title/apuntes-curso-geomorfologia/id/52148709.html
- Randall, J. (2005). *Soils Genesis and Geomorphology.* Cambridge: Cambridge press.
- Rodríguez, A. R., & Del Castillo, H. (2009). *La ingeniería de suelos en las vías terrestres.* Mexico D.F.: Editorial Limusa.



- Rodríguez, C. E. (2012). *Análisis Geotécnico de Taludes*. Bogotá: Pontificia Universidad Javeriana.
- Salcedo, D. (Marzo de 2011). Consideraciones Sobre Mecanismos De Falla En Superficies De Foliación De Rocas Metamórficas Meteorizadas. *Boletín Colombiano De Geotécnica*, 31-38.
- Selby, M. J. (1993). *Hillslope Materials and Processes*. Oxford : Oxford University Press, U.S.A.; Edición: 2nd Revised edition.
- SEMERNAT. (15 de 11 de 2007). *Instituto nacional de Geología Mexico*. (Secretaría de medio ambiente y recursos naturales) Recuperado el 01 de 09 de 2012, de <http://www2.ine.gob.mx/publicaciones/libros/459/cap1.html>
- Small, R. J. (1982). *Slopes and Weathering* . Cambridge: Cambridge Topics in geography.
- Sowers, G. F. (1981). "*Características de los Suelos Residuales*" IV Conferencia Regional de Geotecnia. Barranquilla,.
- Sowers, G. F. (1985). "*Residual Soils in the United States* " *Sampling and Testing of Residual Soils . A Review of International* . Hong Kong.
- Suárez, F. (5 de 08 de 1980). *IICA Conservación de Suelos*. San José, Costa Rica.: Editorial IICA Tercera Edición. Recuperado el 11 de 08 de 2012, de Facultad de ciencias agropecuarias: <http://www.redaguas.unalmed.edu.co/default.php?link=recursos&sub=suelo&item=meteorizacion>
- Suárez, J. (1998). *Deslizamientos y estabilidad de taludes en zonas tropicales*. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander.
- Suárez, J. (2009). *Análisis Geotecnico Volumen I*. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander.
- Tarbutck, & Lutgens. (2005). *Ciencias de la Tierra*. Prentice Hall.



Thompson, G. R., & Turk, J. (1997). *Introduction to Physical Geology*. Brooks Cole.

Universidad Nacional de Córdoba Argentina. (s.f.). Recuperado el 28 de 08 de 2012, de
Departamento de Geología:
<http://www.efn.uncor.edu/departamentos/GeoBas/GeoGral/Clase%20de%20rocas%20iGNEAS.pdf>

Vallejo, L. G. (2002). *Ingeniería geológica*. Prentice Hall,.

Vargas, M. (1974). *Engineering properties of residual soils from south central region of Brazil Proc. 2nd International Congress of the international association of Engineering Geology*. Sao Paulo: Vol I.

Varnes, D. (1984). *Landslide hazard Zonation*. Paris : Unesco.

Varnes, D. (1984). *Landslide hazard Zonation: a review of principles and practice. Natural Hazards*. Paris: UNESCO Press.

Vaughan, P. (1985). *Mechanical and hydraulic properties of tropical lateritic and saprolitic soils. particular as related to their strength and mineral components*. . Brasilia: Proceedings of 1st international conference on geomechanics in tropical laterites and saprolitic soils.

Washington, P. (2002). *Nutrición mineral de cultivos*. Quito: Rivadeneira.

Wesley, L. (2009). *Geotechnical Engineering in Residual Soils*. New Jersey: John Wiley & Sons.

Wesley, L. D. (1998). *some lessons from geotechnical engineering in volcanic soils problematic soils*.

Wesley, L. D. (Marzo de 2011). Stability Of Slopes In Residual Soils. *Boletín Colombiano De Geotécnica*, 39-51.



Wesley, L., & Irfan, T. (1997). *classification of residual soils in mechanics of residual soils*.
(G. E. Blight, Ed.) Balkema, The Netherlands: Rotterdam.