

## **9. RELACION SUELO – PAISAJE**

Las consideraciones sobre caracterización, génesis y clasificación de suelos realizadas en los capítulos precedentes se pueden referir tanto a la unidad mínima de descripción y muestreo de suelos (pedón), a unidades mapeables de suelo (polipediones) o a una región. En cualquier caso, se observa una relación entre las características del suelo, su variación espacial y ciertos elementos del entorno. Esta relación ha sido reconocida desde el origen de la ciencia del suelo y se expresa en la ecuación que relaciona las propiedades del suelo con los factores formadores (Jenny, 1941) o factores de estado (Jenny, 1961). Este modelo supone que el suelo presenta características semejantes en todas las áreas donde ocurre una combinación similar de estos factores. Si alguno de ellos cambia sustancialmente, las características del suelo también cambiarán. La aplicación de este modelo a la clasificación y mapeo de suelos ha dado lugar a lo que Hudson (1992) ha denominado el paradigma suelo-paisaje. El análisis de las relaciones suelo-paisaje es tema de interés tanto de edafólogos y como de geomorfólogos.

### **9.1. Paisaje de suelo y geoformas**

El término paisaje es ambiguo, porque tiene un significado diferente para distintas personas de acuerdo con su cultura o su formación profesional. Por ejemplo, no es igual el concepto de paisaje para un artista plástico que para un geomorfólogo. En general, paisaje es la extensión de terreno que puede ser dominada por la vista de un observador desde un sitio determinado, por lo tanto, se refiere a un espacio geográfico delimitado (Elizalde, 2012). Paisaje de suelo (soilscape) es un término más específico que se refiere a las relaciones suelo-paisaje, es decir, a la combinación de los patrones de variación espacial de suelos y paisajes (Fridland, 1974; Buol et al., 2011). El análisis del paisaje de suelo describe y explica los patrones de distribución espacial de los cuerpos de suelo en el paisaje (Schaetzl y Anderson, 2005). Este análisis utiliza como unidad básica el cuerpo del suelo, el cual es un concepto abstracto análogo al de polipedón definido en el Capítulo 8 (Clasificación de Suelos). El análisis del paisaje de suelo enfatiza tanto la descripción de perfiles de suelo como la descripción y explicación de los patrones de distribución espacial de los cuerpos de suelo.

Desde un punto de vista más geomorfológico, Elizalde (2012) considera al paisaje de suelo como un cuerpo tridimensional que contiene al suelo, y los sedimentos, regolitos y rocas subyacentes, así como componentes líquidos. El cuerpo definido de esa manera ha sido denominado también “Sistema Pedogeomorfológico” (Elizalde y Jaimes, 1989) y constituye parte del ecosistema.

Según Elizalde (2012), considerar el paisaje de suelo como un sistema que contiene al suelo y es más complejo que este, pero más simple que el ecosistema, tiene las siguientes ventajas. Primero, se incluye en un mismo concepto al suelo, su material parental y relieve. Segundo, incluye a los componentes líquidos (sistema hidrológico). El agua es uno de los agentes más importantes del desarrollo de procesos edafogénicos y geomorfológicos por su participación en las transferencias de materia y de energía y en los ciclos biogeoquímicos. Tercero, los componentes sólidos del paisaje suelo (rocas, regolitos, sedimentos y suelos) son menos variables, en el tiempo y el espacio, que el clima, la biota y los resultados de las actividades humanas. Por lo tanto, son más adecuados para definir un marco geográfico estable, para delimitar y representar cartográficamente a los ecosistemas.

Un problema adicional, relacionado con el concepto de paisaje es su tamaño, porque este depende del nivel de percepción del investigador. Zinck (2012) ilustra este concepto por medio de un ejemplo hipotético sobre la visión de la superficie de la tierra que podría tener un

observador desde una nave espacial (a 1000 km de altura, aproximadamente), un avión (10 km de altura), un helicóptero (2 km de altura) o directamente sobre el terreno.

Se supone que un paisaje complejo se puede dividir en unidades más pequeñas, en función del grado de síntesis con el cual se necesita estudiar y mapear las formas de la superficie terrestre. En la literatura geomorfológica en inglés se utiliza corrientemente la palabra *landform* para referirse a una unidad de paisaje. Esta se concibe como una superficie formada por procesos naturales, que tiene una composición definida y que se identifica por un conjunto de características físicas y visuales que ocurren dondequiera que se encuentre (Zinck, 2012). Este término ha sido traducido al español como “forma de terreno”. Sin embargo, su uso puede causar confusión porque, como se verá más adelante, la forma de terreno es una categoría determinada en algunos sistemas jerárquicos de clasificación de unidades de paisaje (p.ej., Zinck, 2012; Elizalde, 2012).

Otra palabra que se utiliza con frecuencia, en lugar de *landform*, es *geoform*. Este vocablo traducido al español como geoforma, permite superar la ambigüedad de expresiones como paisaje y forma de terreno, y su uso es cada vez más común. Geoforma es un nombre genérico que designa todos los tipos de formas del relieve independientemente de su origen, de su dimensión y de su nivel de abstracción, de la misma manera como se utiliza suelo en edafología o planta en botánica (Zinck, 2012). La geoforma es una entidad que tiene dos componentes esenciales: una superficie que corresponde a su configuración externa (componente epigeo) que se puede observar directamente en campo o en imágenes de percepción remota, y un volumen que corresponde a su material de constitución (componente hipogeo). El suelo se encuentra intercalado entre estos dos componentes (Zinck, 2012; Zinck et al., 2015).

El suelo y las geoformas comparten los mismos factores de formación y entre ellos existen relaciones genéticas e interacciones dinámicas: uno influye sobre el comportamiento del otro, y viceversa (Gerrard, 1992; Birkeland, 1999; Schaetzel y Anderson, 2005; Zinck, 2012; Zinck et al., 2015). El estudio de las relaciones entre suelos y geoformas ha dado origen a una disciplina denominada “soil geomorphology” o “geomorfología de suelos” (Gerrard, 1992; Birkeland, 1999; Schaetzel y Anderson, 2005), “pedogeomorfología” (Conacher y Dalrymple, 1977; Elizalde y Jaimes, 1989) o “geopedología” (Zinck, 2012; Zinck et al., 2015). Gerrard (1992) definió esta disciplina como el estudio de los suelos y su relación con la evolución de la forma de la tierra, la edad y la estabilidad, los procesos superficiales y los climas pasados.

La geopedología es una disciplina de campo con un fuerte componente geográfico, que sirve de apoyo a la interpretación de los patrones de variación espacial del suelo. En primer lugar, porque los rasgos externos de las geoformas se pueden reconocer por observación directa en el campo e indirecta en imágenes de percepción remota y modelos digitales de elevación (MDE). Esto facilita su delimitación espacial. En segundo lugar, porque las geoformas integran por sí solas tres de los cinco factores formadores de suelo (relieve, material parental y edad) y reflejan la influencia de los otros dos (clima y vegetación). De esta manera, el reconocimiento de las geoformas por medio de los cambios visibles en su configuración externa, ayuda a predecir la variación de las características internas del suelo (Zinck, 2012; Zinck et al., 2015). La identificación de las geoformas es esencial en el proceso de mapeo de suelos, y para obtener muestras representativas del suelo para la mayoría de las aplicaciones (Schaetzel y Anderson, 2005).

En síntesis, la geoforma es una unidad de paisaje que contiene al suelo y al material subyacente, que comparte con el suelo los mismos factores de formación y que se puede delimitar sobre la base de sus atributos externos. Sin embargo, se debe tener presente que las geoformas se pueden definir a diferentes niveles de abstracción, en función de la escala de percepción del paisaje. Una geoforma, definida a un nivel general de abstracción puede contener varias clases diferentes de suelo.

## **9.2. Sistemas de clasificación de geoformas**

La expresión externa de las geoformas revela la estructura del terreno y facilita la división de la superficie de la tierra en unidades más homogéneas con relación a la combinación de los factores de estado del sistema suelo. Esta se puede percibir visualmente y delimitar en el terreno, así como en imágenes de percepción remota, mapas topográficos y modelos digitales de elevación. En consecuencia, muchos proyectos de inventario de suelos utilizan las geoformas como marco cartográfico de unidades de suelo.

La representación de las geoformas en un mapa debe apoyarse sobre un sistema que las organice sobre la base de sus características, origen y relaciones entre ellas. Sin embargo, la geomorfología no dispone de un sistema formal de clasificación de geoformas. Según Zinck (2012), esto obedece a que esta disciplina le ha dado más importancia al estudio del origen, evolución y dinámica de las geoformas que a su cartografía. A esto se suma la falta de una nomenclatura uniformemente reconocida de geoformas. En efecto, los nombres utilizados para identificar a las geoformas frecuentemente proceden de términos usados localmente para designar rasgos del paisaje, transmitidos oralmente de generación en generación. Muchos de los términos utilizados tienen significados diferentes en distintos países, con problemas semánticos adicionales cuando los vocablos se traducen de un idioma a otro.

Diversos geomorfólogos han propuesto sistemas de clasificación de geoformas con criterios y enfoques de organización variables (p.ej. Verstappen & Van Zuidam, 1975; Wielemaker et al., 2001; Elizalde, 2009; Zinck, 2012). A continuación, se describen brevemente los sistemas de clasificación de geoformas propuestos por Elizalde (2009) y por Zinck (2012). Ambos sistemas consisten en propuestas conceptuales y metodológicas para el análisis del paisaje geomorfológico, como apoyo al mapeo de suelos a diferentes escalas cartográficas, de acuerdo con la experiencia de cada uno de estos autores. La versión inicial del sistema de clasificación de Zinck (1970, 1974) fue creada durante la participación de este autor en proyectos de levantamiento de suelos en zonas aluviales en diversas regiones de Venezuela, desde mediados de la década de 1960 hasta comienzos de los años ochenta. Los estudios de suelos en este país se extendieron a áreas montañosas a finales en la década de 1970, para generar información necesaria para la gestión de cuencas hidrográficas y determinar la demanda de agua para la agricultura de regadío, a través de la Comisión del Plan de Aprovechamiento de los Recursos Hidráulicos (COPLANARH). Varios equipos regionales que participaron en los inventarios de suelos en cuencas altas no encontraron una base de conocimiento organizada para aplicarla en estos relieves accidentados. Los criterios de clasificación desarrollados por Zinck (1974) se habían propuesto principalmente para zonas aluviales. Consecuentemente, intentaron desarrollar sus propios sistemas de clasificación. Esto dio lugar a una diversidad de propuestas para la organización de la información geomorfológica, que obstaculizó la correlación entre las unidades de suelo mapeadas en diferentes regiones. Con el propósito de contribuir a la solución del problema expuesto, Elizalde (1983) propuso un sistema de clasificación que sirviera de marco general para la organización de geoformas, tanto en zonas planas como montañosas.

Posteriormente, ambos autores realizaron mejoras sucesivas a sus sistemas de clasificación, para incorporar nuevos conocimientos adquiridos en el transcurso de su aplicación en proyectos de investigación y en la formación de estudiantes de postgrado en la Universidad Central de Venezuela (Elizalde, 2009) y en la Universidad de Twente (Faculty of Geo-Information Science and Earth Observation, ITC) en los Países Bajos (Zinck, 2012).

A manera de ilustración, se presenta un ejemplo de aplicación de los sistemas de clasificación de Elizalde (Tabla 9.3 y Tabla 9.4 ) y Zinck (Tabla 9.5) a la depresión del lago de Valencia en Venezuela. Esta es una depresión tectónica en la Cordillera de la Costa de Venezuela, entre la Serranía del Litoral al norte y la Serranía del Interior al sur, y rellenada por sedimentos aluviales y lacustres. Las unidades reconocidas a los niveles superiores en ambos sistemas se identifican con nombres propios, porque pertenecen a un contexto regional particular. Son unidades geográficas que se formalizan como unidades taxonómicas bajo el concepto genérico de geoestructura y ambiente morfogenético, respectivamente (Zinck, 2012). La Tabla 0.1 muestra el sistema de clasificación de geoformas propuesto por Elizalde (2009) y la Tabla 0.2 el sistema propuesto por Zinck (2012). Ambos sistemas de clasificación tienen estructura jerárquica, con niveles categóricos anidados. De esta manera, un área geográfica específica, definida a cierto nivel categórico como miembro de una determinada clase de geoforma, forma parte de una clase de geoforma más general y se puede subdividir en clases más homogéneas, en una categoría más detallada. Los atributos que caracterizan a una geoforma definida a un determinado nivel jerárquico incluyen los atributos de la clase de geoforma definida a ese nivel categórico, más la suma de los atributos de las clases más generales que la contienen.

Los primeros niveles de ambos sistemas de clasificación toman en cuenta, en forma primordial, aspectos geológicos relacionados con las características petrológicas, estructurales y litoestratigráficas de los materiales parentales. Los siguientes niveles categóricos consideran aspectos relacionados con el relieve, características bioclimáticas, edad de los procesos y composición litológica de los materiales parentales.

*Tabla 0.1. Sistema de clasificación de geoformas propuesto por Elizalde (2009).*

Nivel	Categoría	Criterio de Separación
1	Megarregión Fisiográfica	Distingue entre áreas orogénicas y áreas no influidas por orogénesis.
2	Región Fisiográfica	Tipo de relieve general (cordilleras, llanos, cuencas sedimentarias, depresiones tectónicas.), distribución geográfica, petrología, estructura geológica y estratigrafía.
3	Provincia Fisiográfica	Configuración del relieve, distribución geográfica, grupos de formaciones geológicas afines, sedimentos de cuencas complejas.
4	Subprovincia Fisiográfica	Distribución geográfica, estructura del relieve, estructura geológica, intensidad de la actividad tectónica, grupos de formaciones geológicas afines, sedimentos de cuencas intermedias.
7	Unidad Litogeomorfológica	Litoestratigrafía a nivel de formaciones geológicas o sedimentos de sistemas aluviales de orden elevado provenientes de cuencas de ablación homogéneas u otros sistemas sedimentarios extensos. Separación de formaciones superficiales extensas.
6	Tipo de Paisaje	Configuración de terreno, pendiente general, condiciones bioclimáticas, génesis de las formas.

7	Tipo de Relieve	Configuración del terreno, alturas relativas, líneas divisorias de aguas (microcuencas), patrones de drenaje superficial, expresión de la estructura geológica, génesis de las formas.
8	Forma de Terreno	Petrografía de los materiales que constituyen las formas, estructura geológica de los mismos, posición estratigráfica, tipo e intensidad tectónica, perfil topográfico, génesis de las formas y dinámica actual de los sitios.

A manera de ilustración, se presenta un ejemplo de aplicación de los sistemas de clasificación de Elizalde (Tabla 0.3 y Tabla 0.4 ) y Zinck (Tabla 0.5) a la depresión del lago de Valencia en Venezuela. Esta es una depresión tectónica en la Cordillera de la Costa de Venezuela, entre la Serranía del Litoral al norte y la Serranía del Interior al sur, y rellenada por sedimentos aluviales y lacustres. Las unidades reconocidas a los niveles superiores en ambos sistemas se identifican con nombres propios, porque pertenecen a un contexto regional particular. Son unidades geográficas que se formalizan como unidades taxonómicas bajo el concepto genérico de geoestructura y ambiente morfogenético, respectivamente (Zinck, 2012).

*Tabla 0.2. Sistema de clasificación de geoformas propuesto por Zinck (2012).*

Nivel	Categoría	Concepto Genérico	Definición
6	Orden	Geoestructura	Extensa porción continental caracterizada por su macroestructura geológica (p.ej. cordillera, geosinclinal, escudo).
5	Suborden	Ambiente morfogenético	Amplio tipo de medio biofísico originado y controlado por un estilo de geodinámica interna y/o externa (p.ej. estructural, deposicional, erosional.).
4	Grupo	Paisaje geomorfológico	Gran porción de terreno caracterizada por sus rasgos fisiográficos; corresponde a una repetición de tipos de relieve similares o a una asociación de tipos de relieve disímiles (p.ej. valle, altiplanicie, montaña.).
3	Subgrupo	Relieve/modelado	Tipo de relieve originado por una determinada combinación de topografía y estructura geológica (p.ej. cuesta, horst.). Tipo de modelado determinado por condiciones morfoclimáticas específicas o procesos morfogenéticos (p.ej. llanura aluvial, terraza, delta.).
2	Familia	Litología/facies	Naturaleza petrográfica de las rocas duras (p.ej. gneis, caliza.) u origen/naturaleza de las formaciones no-consolidadas de cobertura (p.ej. periglacial, lacustre, aluvial, eólica.).
1	Subfamilia	Forma de terreno	Tipo básico de geoforma caracterizado por una combinación única de geometría, historia y dinámica.

Algunas categorías en ambos sistemas son equivalentes, aunque tienen diferentes denominaciones. Otras categorías carecen de paridad entre ambos sistemas. El sistema de Elizalde (2009) incluye dos niveles categóricos más que el de Zinck (2012). El primer nivel (Megarregión Fisiográfica) es muy general (Tabla 0.3), de manera que toda el área del ejemplo pertenece a la misma clase (Zona Orogénica). El cuarto nivel del sistema de Elizalde (2009),

denominado Subprovincia Fisiográfica, no tiene correspondencia en el sistema de Zinck (2012). En este nivel, la depresión del lago de Valencia se divide en tres clases, a saber, la vertiente norte con influencia de la Serranía del Litoral, la vertiente sur con sedimentos procedentes de la Serranía del Interior y una depresión central, entre ambas. En el siguiente nivel de Elizalde (2009) las vertientes norte y sur son divididas, respectivamente, en función de la litología dominante en la fuente de los sedimentos (Tabla 0.4). Los sedimentos en la vertiente norte se derivan, predominantemente, de gneises (formación Peña de Mora) y esquistos micáceos (formación Las Brisas). En cambio, los de la vertiente sur proceden mayormente de filitas carbonáceas (formaciones Tinaco y Tucutunemo) y rocas meta volcánicas (grupo Villa de Cura). La depresión central es dividida en este nivel en cuatro clases: la llanura que rodea al lago de Valencia, rellena con sedimentos de origen lacustre, un bajío al este (cubeta de Palo Negro) dominado por arcillas 2:1, otro bajío al oeste (cubeta de El Paíto) dominado por arcillas 1:1, y una altiplanicie más al oeste, con abundancia de materiales fuertemente meteorizados (cuarzo, caolinita y óxidos de hierro). Así, este nivel categórico (Unidad Litogeomorfológica) que ocupa una posición intermedia en el sistema de Elizalde toma en consideración la composición del material parental. El sistema de Zinck (2012) también introduce la litología del material parental como criterio de clasificación, pero a un nivel categórico más bajo (Litología/ facies), justo antes de la categoría más detallada de la clasificación (forma de terreno), como se observa en la Tabla 0.5 .

*Tabla 0.3. Aplicación de niveles categóricos 1 a 5, del sistema de clasificación de geoformas propuesto por Elizalde (2009), a la depresión del lago de Valencia, Venezuela.*

Megarregión Fisiográfica	Región Fisiográfica	Provincia Fisiográfica	Subprovincia Fisiográfica	Unidad Litogeomorfológica
Zona Orogénica	Cordillera de la Costa	Depresión del lago de Valencia	Vertiente Norte	Norte Peña de Mora
				Norte Las Brisas
			Vertiente Sur	Sur Tinaco-Tucutunemo
				Sur Villa de Cura
			Depresión Central	Central Cubeta El Paito
				Central Cubeta Taguaguay
				Central Lacustre
				Central Altiplanicie

Fuente: elaboración propia

La clasificación de las geoformas, con base en cualquiera de los dos sistemas propuestos, constituye un valioso aporte conceptual y metodológico para el análisis de las relaciones suelo-paisaje. Ella sirve de guía para realizar un análisis sistemático de estas relaciones, desde los componentes más generales del paisaje hasta los más particulares. Este análisis comienza por considerar elementos de gran amplitud regional, como la estructura geológica. Posteriormente introduce, en forma ordenada y progresiva, otros elementos ambientales para identificar áreas con una combinación sucesivamente más homogénea de los factores formadores. De esta manera se llega a construir un modelo cada vez más detallado de relaciones suelo-paisaje. El grado de detalle final del modelo dependerá del propósito del estudio.

*Tabla 0.4. Aplicación de niveles categóricos 5 a 8, del sistema de clasificación de geoformas propuesto por Elizalde (2009), a la depresión del lago de Valencia, Venezuela.*

Unidad Litogeomorfológica	Tipo de Paisaje	Tipo de Relieve	Formas de terreno
Norte Peña de Mora	Planicie	Llanura aluvial	Diques, bancos, bajíos
		Vega	Depósitos de crecienta
	Valle	Llanura aluvial	Diques, bancos, bajíos
		Vega	Depósitos de crecienta
Norte Las Brisas	Planicie	Llanura aluvial	Diques, bancos, bajíos
		Vegas	Depósitos de crecienta
	Valle	Llanura aluvial	Diques, bancos, bajíos
		Vegas	Depósitos de crecienta
Sur Tinaco-Tucutunemo	Planicie	Llanura aluvial	Diques, bancos, bajíos
		Vegas	Depósitos de crecienta
	Valle	Llanura aluvial	Diques, bancos, bajíos
		Vegas	Depósitos de crecienta
Sur Villa de Cura	Planicie	Llanura aluvial	Diques, bancos, bajíos
		Vegas	Depósitos de crecienta
	Valle	Llanura aluvial	Diques, bancos, bajíos
		Vegas	Depósitos de crecienta
Central Cubeta El Paito	Planicie	Llanura aluvial	Bajíos
Central Cubeta Taguaguay	Planicie	Llanura aluvial	Bajíos
Central Lacustre	Planicie	Llanura lacustre	Pantano lacustre, Terrazas lacustres
Central Altiplanicie	Piedemonte	Plano inclinado	Abanicos Glacis
	Altiplanicie	Mesas	Bancos
		Vegas	Bajíos Depósitos de crecienta

Fuente: elaboración propia.

*Tabla 0.5. Aplicación del sistema de clasificación de geoformas propuesto por Zinck (2012), a la depresión del lago de Valencia, Venezuela.*

Geoestructura	Ambiente morfo-genético	Paisaje geomorfo-lógico	Relieve/ modelado	Litología/ facies		Formas de terreno
Cordillera de la Costa	Deposicional	Planicies	Llanuras aluviales	Aluvial derivado de:	Fm. Las Brisas y Las Mercedes	Diques, Bancos y Bajíos
					Fm. Peña de Mora	Diques, Bancos y Bajíos
					Fm. Tinaco y Tucutunemo	Diques, Bancos y Bajíos
			Llanuras lacustres	Lacustre	Mezcla de restos de caracolillos, diatomeas, materia orgánica y otros materiales	Pantano lacustre, Terrazas lacustres
		Valles	Llanuras aluviales	Aluvial derivado de:	Fm. Las Brisas y Las Mercedes	Diques, Bancos y Bajíos
					Fm. Peña de Mora	Diques, Bancos y Bajíos
					Fm. Tinaco y Tucutunemo	Diques, Bancos y Bajíos
					Rocas meta-volcánicas	Diques, Bancos y Bajíos
		Altiplanicies	Terrazas	Aluvial derivado de:	Fm. Las Brisas y Las Mercedes	Abanicos
					Fm. Peña de Mora	Abanicos
		Piedemontes	Mesas	Aluvial derivado de:	Fm. Tinaco y Tucutunemo	Abanicos
					Rocas meta-volcánicas	Abanicos
			Planos inclinados	Aluvial derivado de:	Fm. Las Brisas	Bancos Bajíos
					Fm. Las Brisas y Las Mercedes	Abanicos Glacis
					Fm. Peña de Mora	Abanicos Glacis
				Aluvial derivado de:	Fm. Tinaco y Tucutunemo	Abanicos Glacis
					Rocas meta-volcánicas	Abanicos Glacis

Fuente: elaboración propia.



El análisis de información para la clasificación de geoformas se debe realizar con base en documentos, mapas, imágenes de percepción remota y modelos digitales de elevación, antes de iniciar el trabajo de campo. Esto evita incurrir en el error que cometen algunos edafólogos de intentar extrapolar un modelo de relaciones suelo-paisaje de una región con un ambiente geomorfológico determinado, a otra con una geomorfología diferente. De igual forma, la clasificación de geoformas ayuda a convertir el modelo mental representado por el mapa de suelos en un modelo comunicable, entendible por los usuarios interesados en conocer las relaciones suelo-paisaje representadas en el mapa.

Pineda *et al.* (2011) evaluaron la hipótesis de que la clasificación jerárquica del paisaje permite delimitar áreas más homogéneas con relación a propiedades del suelo, en una cuenca hidrográfica montañosa importante, del centro norte de Venezuela. El área de estudio fue dividida en cuatro unidades litogeomorfológicas, 32 tipos de paisaje y 150 tipos de relieve subordinados. Un muestreo conformado por 29 perfiles de suelos incluyó las principales combinaciones de unidades de paisaje. Los suelos ubicados en distintas unidades litogeomorfológicas resultaron significativamente diferentes en algunas propiedades químicas como porcentaje de carbono orgánico,  $CIC_7$ , y Mg y K intercambiables. Cuando se consideraron las interacciones entre unidades litogeomorfológicas y tipos de relieve, se encontraron diferencias significativas en pH en KCl, espacio poroso total y retención de humedad a -33 y -100 KPa. Suelos en diferentes unidades litogeomorfológicas con el mismo tipo de relieve mostraron diferencias significativas de Na, K, Mg intercambiables,  $CIC_7$ , arena muy fina, retención de humedad a -500 KPa y espacio poroso  $>15\ \mu m$ . Por el contrario, suelos de diferentes tipos de relieve en una misma unidad litogeomorfológica mostraron diferencias significativas en pH en agua, arcilla, arena fina, arena media y densidad aparente. Los autores citados concluyen que un modelo conceptual de relaciones suelo-paisaje, basado en una clasificación de paisaje sistemática y jerárquica puede contribuir a solventar la carencia de información básica de suelo en esta área montañosa.

### **9.3. Modelos generales de relaciones suelo – paisaje**

En esta sección se presentan dos modelos de relaciones suelo-paisaje de carácter general que pueden ser aplicados a varios tipos de relieve diferentes. El primero de ellos, conocido como catena de suelos, relaciona la variación de las propiedades del suelo entre posiciones diferentes en el paisaje, con la influencia del relieve sobre el movimiento del agua. El segundo modelo, denominado ciclos de suelo, considera que la ocurrencia de suelos de diferentes edades en un paisaje determinado es el resultado de la alternancia de fases sucesivas de erosión (acumulación y exposición de nuevos materiales parentales) y edafogénesis.

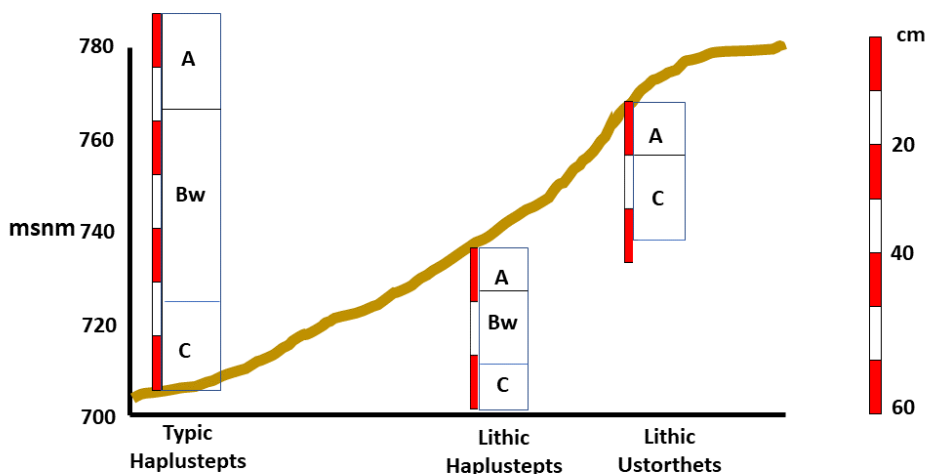
#### **9.3.1. Catenas de suelos**

Este es un modelo utilizado con frecuencia para representar la relación entre diferentes clases de suelo, en función de su posición en el paisaje. Milne (1935) introdujo el concepto de catena para referirse a una secuencia repetitiva de diferentes suelos desde la cima hasta la base de una colina, incluyendo suelos desarrollados sobre diferentes materiales parentales. Más tarde, Bushnell (1942) amplió este concepto para incluir todas las situaciones topográficas posibles; pero lo limitó a un mismo material parental. Sin embargo, otros autores consideran que una catena no se debe restringir, necesariamente, a un material parental uniforme porque no es una toposecuencia (Schaetzl y Anderson, 2005).

La catena tiene una connotación de proceso-repuesta porque las diferencias en morfología entre los suelos que la forman son el resultado de procesos que han actuado sobre ellos en conjunto, condicionados por el factor relieve. El relieve proporciona energía potencial y cinética al sistema suelo a través de su influencia sobre el movimiento del agua. De esta manera, condiciona la redistribución de materia y energía dentro de la catena (Schaetzl y Anderson, 2005).

Los procesos de transporte (Simonson, 1959) que explican las diferencias entre horizontes dentro de un perfil del suelo también ocurren entre los cuerpos de suelo de la catena. Estos procesos incluyen no solo la erosión, transporte y depósito de material superficial. También incluyen el desplazamiento subsuperficial de componentes solubles y partículas de suelo (Hall 1983). Por lo general, la densidad aparente aumenta mientras que la permeabilidad disminuye con la profundidad del suelo. Si el agua que infiltra en el suelo encuentra una capa subyacente con menor conductividad hidráulica, tenderá a moverse lateralmente a lo largo de la pendiente, a través de la capa suprayacente más permeable. En su desplazamiento, el agua transporta materiales disueltos y en suspensión y, de esta manera, da lugar a cambios predecibles entre perfiles de suelo en la catena. El desplazamiento lateral del agua sobre la superficie del suelo o bajo ella, es mayor a medida que disminuye la permeabilidad del suelo del estrato subyacente. En materiales permeables la percolación de agua hacia los estratos más profundos es mayor y disminuye su efecto sobre la variación lateral del suelo.

La Figura 0.1 muestra una catena de suelos, a lo largo de una ladera de montaña, en la cuenca alta del río Guárico en Venezuela. La transferencia de materiales desde la parte alta hacia la parte baja de la catena, por erosión superficial, determina que la profundidad del suelo aumente desde la porción superior de la ladera, donde los suelos son delgados y con escasa formación de horizontes, hacia la inferior. Los suelos del pie de la ladera muestran un mayor desarrollo de horizontes genéticos. En particular, su horizonte A es más grueso, gracias a la presencia de una vegetación más densa, que aporta mayor cantidad de residuos vegetales.



*Figura 0.1. Ejemplo de una catena de suelos en la cuenca alta del río Guárico, en la Serranía del Interior de la Cordillera de la Costa en Venezuela.*

Fuente: Prada et al. (2004)

Los cambios en el perfil del suelo asociados a la influencia del nivel freático aumentan hacia la base de la colina. Estos cambios se suman a los causados por el transporte de materiales en solución y en suspensión a lo largo de la catena, para producir una secuencia predecible de variación espacial del suelo. Esto refuerza la idea de que las propiedades del suelo están relacionadas de manera sistemática con su posición en el paisaje.

### **9.3.2. Ciclos de suelos**

El modelo de ciclos de suelo o ciclos K (del griego khronos, tiempo) fue desarrollado por Butler (1959) a partir de observaciones de campo, como la existencia de horizontes enterrados, por ejemplo, que sugieren una periodicidad en la formación del paisaje. Esto implica la ocurrencia de fases sucesivas de estabilidad e inestabilidad, a lo largo del proceso que ha dado lugar a la configuración actual de la superficie del terreno.

El modelo de ciclos de suelo se opone a la percepción de la erosión como un proceso lento y continuo de remoción de materiales superficiales, derivada del modelo del ciclo geomórfico o ciclo de erosión. Este último, propuesto por Davis (1899), supone que los accidentes geográficos evolucionan con el tiempo desde la "juventud" hasta la "madurez" y la "senectud".

Un ciclo de suelo incluye una fase de inestabilidad en la cual se genera una nueva superficie por procesos sedimentarios (erosión/sedimentación), seguida de una fase de estabilidad, durante la cual procede la formación de suelo. Cuando el suelo es removido por erosión de una superficie inestable, la capa subyacente queda expuesta y se convierte en el material parental de un nuevo suelo que se formará cuando la superficie se estabilice. La edafogénesis también actuará sobre los sedimentos depositados para formar un nuevo suelo, mientras que el suelo enterrado quedará como evidencia del período anterior de estabilidad. Nótese la coincidencia entre este modelo y el de edafogénesis progresiva y regresiva (Johnson y Watson-Stegner, 1987) expuesto en el Capítulo 5, que considera la formación del suelo como un proceso de avances y retrocesos.

El modelo de Butler (1959) no presupone que este debe ser el curso general de la naturaleza de todos los suelos; pero la presencia de un suelo enterrado en un sitio particular demuestra que esto ha sido así en ese lugar. Como las fases deben haber ocurrido secuencialmente a través del tiempo (un suelo enterrado debe preceder al manto de sedimentos que lo sepulta), el modelo de ciclos del suelo provee las bases para la datación relativa de suelos. Donde existen evidencias de más de un ciclo de suelos, cada ciclo se identifica con la letra K seguida de un subíndice. El ciclo  $K_1$  corresponde a la capa del suelo más joven, mientras que los ciclos con subíndices más altos ( $K_2$ ,  $K_3$ , ...) identifican capas de suelo sucesivamente más antiguas, de acuerdo con su posición estratigráfica en el terreno. Una exposición contemporánea de sedimentos, donde aún no se han desarrollado horizontes de suelo (con excepción de un horizonte A), se designa como  $K_0$ . En las leyendas de algunos mapas de suelos se han utilizado sistemas similares de datación relativa, con las letras t (de terraza) y Q (de Quaternaire). La Figura 0.2 muestra una ilustración esquemática del modelo de ciclos de suelo.

El sistema de ciclos K permite al edafólogo comunicar sus observaciones sobre periodos pasados de inestabilidad y estabilidad de los paisajes. Además, sirve de guía para el muestreo de suelos y para investigaciones formales que conduzcan a la datación absoluta de suelos. No

obstante, hasta tanto esas investigaciones sean realizadas, la aplicabilidad de los ciclos K es solo local y los ciclos identificados en un área particular no se deben correlacionar con aquellos identificados en otras áreas.

El principio de sucesión de fases estables, favorables al desarrollo de suelos, y fases inestables en las que predominan los procesos de erosión y sedimentación es también la base de la teoría de biorhexistasis, formulada por Erhart (1956). Esta teoría destaca la alternancia entre períodos de dominancia mecánica o rhexistasia y períodos de dominancia biológica o biostasia. Erhart (1956) supone que esta recurrencia obedece a cambios climáticos. Los periodos rhexistásicos se caracterizan por condiciones ambientales más frías y secas, que favorecen una morfogénesis más intensa. Por el contrario, las condiciones ambientales en los períodos biostásicos son más cálidas y húmedas, y favorecen el desarrollo de suelos.

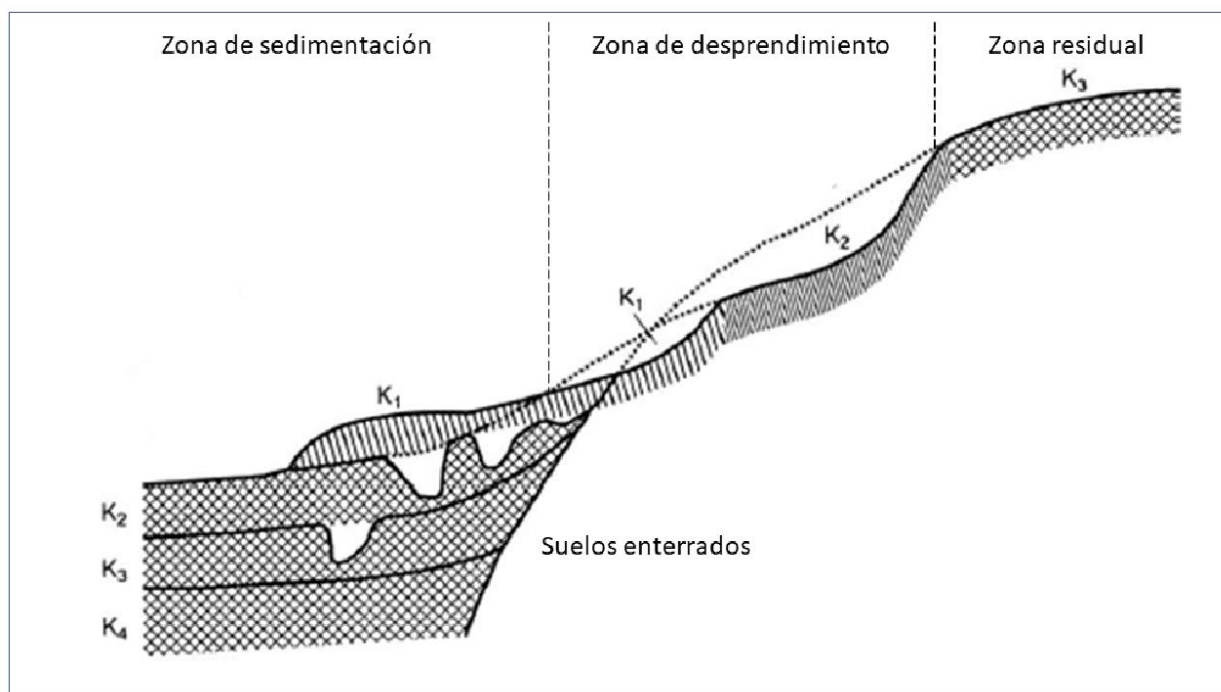


Figura 0.2. Modelo de ciclos de suelo o ciclos K (Butler, 1959).

*Fuente: Adaptado de Schaetzl y Anderson (2005).*

#### 9.4. Ejemplos de relaciones suelo – paisaje

A continuación, se presentan algunos ejemplos de relaciones suelo-paisaje que son específicos de formas particulares de relieve. Tanto estos ejemplos, como los casos generales anteriores, conforman en su conjunto lo que podría denominarse una “caja de herramienta conceptual” en relaciones suelo-paisaje que cada investigador ira acrecentando con su experiencia.

##### 9.4.1. Laderas de vertientes

La variación espacial del suelo a lo largo de las laderas es frecuentemente compleja porque es el producto de la superposición de efectos de varios procesos diferentes. Estos procesos incluyen flujo superficial de agua, transporte y depósito de sedimentos, flujo subsuperficial de agua y materiales en solución o en suspensión, y movimientos en masa. En adición a esto, los procesos de erosión y sedimentación pueden actuar sobre algunas partes de las laderas mientras que otras permanecen estables. De esta manera, se generan suelos y superficies de diferentes

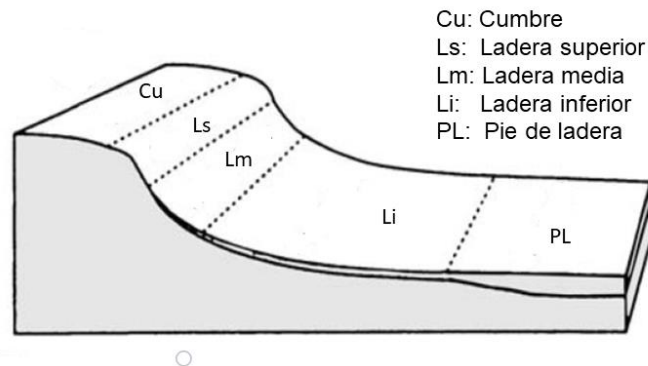
edades relativas. Por consiguiente, la predicción de la variación espacial del suelo en laderas debe tomar en consideración los modelos tanto de catenas como de ciclos de suelo.

Los flujos de agua y materia a lo largo de las laderas son de dos tipos: flujo de detritos (sedimentos y materiales orgánicos) y flujo de agua (Malo *et al.*, 1974). El flujo de detritos es tan importante que en muchas laderas tiene mayor influencia sobre las propiedades del suelo que los procesos edafogénicos (Kleiss, 1970). La escorrentía es a menudo la fuerza que promueve el flujo de detritos. Ella ocurre cuando los aportes de precipitación exceden la capacidad de infiltración del suelo. El gradiente y la curvatura de la pendiente afectan la velocidad con la que el agua escurre y hacia dónde se dirige (Huggett 1975, 1976). Sin embargo, la pendiente no es el único factor que determina la escorrentía. También influyen la intensidad y frecuencia de los eventos de lluvia, el tipo y densidad de la cobertura del suelo, así como la capacidad de infiltración de este.

En general, de la posición de la pendiente media hacia atrás (arriba), predomina el transporte; más abajo, el flujo de detritos se ralentiza y predomina la sedimentación. Además, durante el transporte, los sedimentos tienden a ocurrir una clasificación de sedimentos por su tamaño. Los sedimentos más finos se erosionan más fácilmente y se mueven más lejos a lo largo de la pendiente, mientras que los materiales más gruesos comúnmente quedan atrás en la parte superior de la ladera (Kleiss, 1970; Malo *et al.*, 1974).

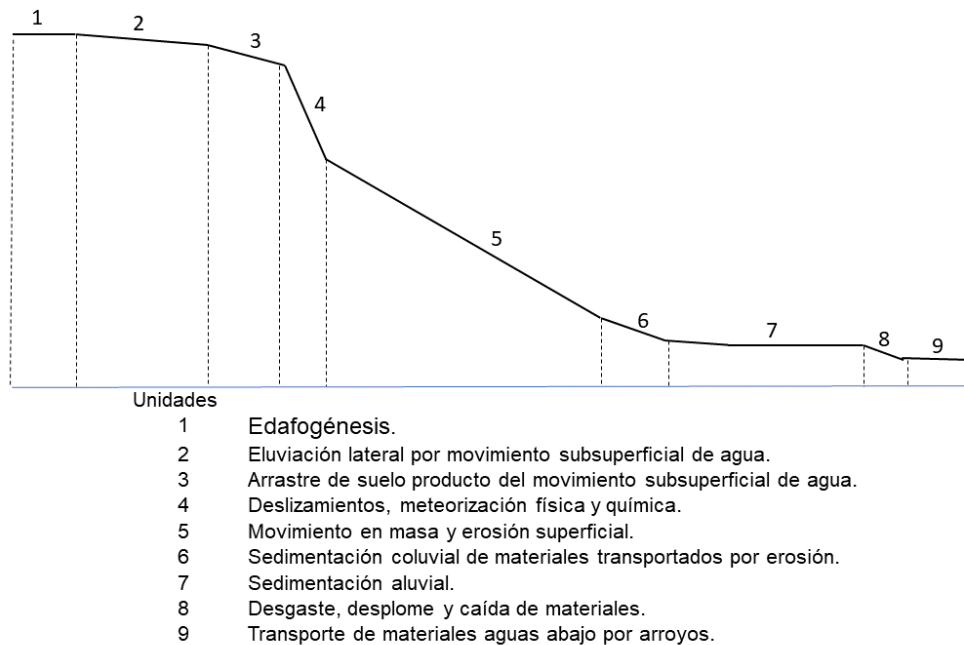
Ruhe (1975) propuso un modelo general que intenta representar las relaciones entre la posición en la ladera y los procesos geomorfológicos y edafogénicos. El modelo divide los paisajes de ladera en cinco componentes: cumbre (summit), ladera superior (shoulder), ladera media (backslope), ladera inferior (footslope) y pie de ladera (toeslope). Estos componentes se muestran de manera esquemática en la Figura 0.33. En la cumbre, el agua tiende a infiltrar o escurrir lentamente porque la pendiente tiende a ser plana. Las pendientes más empinadas del paisaje se encuentran en las laderas media y superior. Por lo tanto, estas tienen el mayor potencial de escorrentía y, comúnmente son las más erosionadas, exhiben los perfiles de suelo más delgados y son las áreas más probables para que ocurran los afloramientos rocosos.

Por otra parte, Conacher y Dalrymple (1977) propusieron un modelo que divide las catenas de la superficie terrestre en nueve unidades. Estas varían en función de las combinaciones e intensidades de eventos contemporáneos que involucran al suelo, el agua y la gravedad, y que se reflejan en atributos del suelo y el paisaje (Figura 0.44).



*Figura 0.3. Modelo general de relaciones entre la posición en la ladera y los procesos geomorfológicos y edafogénicos (Ruhe, 1975).*

Schaetzl y Anderson (2005) plantean las siguientes consideraciones sobre el modelo de Conacher y Dalrymple (1977). Primero, es esencialmente una extensión de las cinco unidades del modelo de Ruhe (1975) pero incluye procesos de erosión aluvial y deposición en la base de la pendiente. La unidad 8 es un banco de corte fluvial y la unidad 9 es el propio lecho del curso de agua (Figura 0.4). Estas unidades son propias de sistemas abiertos, en los cuales los materiales transportados son removidos de las laderas por ríos y quebradas; pero no ocurren en catenas que termina en depresiones cerradas donde se acumulan los sedimentos. Segundo, debido a que Conacher y Dalrymple (1977) desarrollaron el modelo para paisajes "maduros", es posible que algunas de las nueve unidades no sean evidentes en paisajes más jóvenes y de bajo relieve ni en paisajes donde el lecho rocoso es profundo. Sin embargo, esto es de esperar para un modelo que es esencialmente "universal"; algunas partes pueden adaptarse a todos los paisajes, pero pocos paisajes mostrarán todas las unidades del modelo. A medida que los paisajes envejecen y avanza la disección del relieve local, más unidades pueden aparecer. Tercero, el concepto de catena que había dominado a mediados del siglo XX se enfocaba fuertemente en los procesos edafogénicos y el drenaje. En cambio, el modelo de Conacher y Dalrymple (1977) enfatiza la influencia de procesos geomorfológicos y edafogénicos en las laderas.



*Figura 0.4. Modelo de procesos geomorfológicos y edafogénicos en laderas (Conacher y Dalrymple, 1977).*

La Figura 0.5 describe gráficamente las relaciones suelo-paisaje en un área muestra en la cuenca del río Güey (en la Serranía del Litoral de la Cordillera de la Costa, en Venezuela) con base en un modelo propuesto por Viloria et al. (2009). El área corresponde a una superficie inestable en la cual los procesos de erosión y sedimentación predominan sobre los procesos edafogénicos. Su edad relativa se puede considerar como  $K_0$ , de acuerdo con el modelo de los ciclos de suelo (Butler, 1959). Las rocas subyacentes son, predominantemente, esquistos micáceos. La cumbre es aguda y en la ladera superior, la escorrentía superficial es mayor que la infiltración, la erosión es severa y los suelos son muy delgados (Lithic Ustorthents), alternados con afloramientos de roca. En el resto de la ladera el movimiento lateral del agua también supera en magnitud al movimiento vertical. Prevalece la remoción de materiales tanto por erosión superficial como por movimientos en masa (deslizamientos); aunque las pérdidas de suelo son parcialmente compensadas por la adición de materiales acarreados desde la ladera superior. Los suelos son superficiales o moderadamente superficiales, con un manto de roca subyacente (capa R) a menos de 50 cm de profundidad (Lithic Ustorthents y Lithic Haplusteps). No obstante, persisten relictos de suelos más profundos, que muestran un perfil A/Bw/C más desarrollado (Typic Haplusteps), en superficies más antiguas ( $K_1$ ), ubicadas por encima de algunas cicatrices de movimiento en masa. En otros sectores de la cuenca, no incluidos en el área muestra, se pueden encontrar relictos de suelos aún más antiguos, que se podrían datar como  $K_2$ . Los vallecitos de acumulación, al pie de las laderas, son receptores de agua y sedimentos provenientes de posiciones más altas en el paisaje. A lo largo de ellos se canaliza la escorrentía después de cada evento de lluvia. Los sedimentos depositados en estos vallecitos incluyen una mezcla de gravas, guijarros y piedras englobados en una matriz de tierra fina (menor de 2 mm). Los suelos son esqueléticos, pero permiten la penetración de raíces y su contenido de limo, arcilla y materia orgánica permite retener humedad. Además, los vallecitos reciben aportes de agua y iones

disueltos, por movimiento lateral a través de las laderas. Como resultado, la disponibilidad de agua y nutrientes es suficiente para sostener una vegetación boscosa.

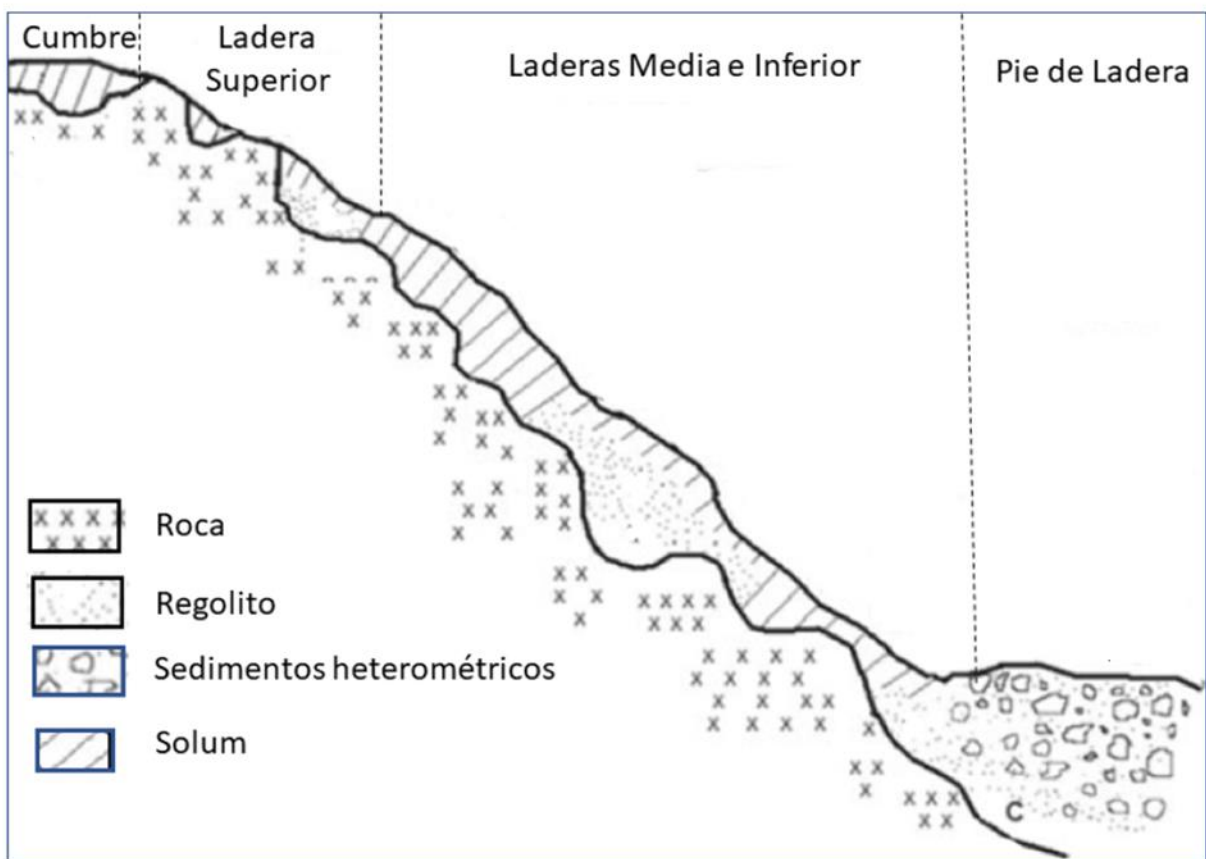


Figura 0.5. Bosquejo de relaciones suelo - paisaje en un área muestra de la cuenca alta del río Güey.

Fuente: adaptado de Vilorio et al., (2009).

#### 9.4.2. Abanicos y glacis aluviales

Los abanicos y glacis son geoformas propias de los paisajes de piedemonte, que se crean entre las montañas y los valles o planicies adyacentes. Los abanicos deben su nombre a su forma de segmento de cono que irradia desde un punto. El vértice del cono se encuentra donde un torrente de agua emerge del paisaje montañoso y la base se encuentra en el extremo opuesto al vértice (Figura 0.6 a). En muchos casos, las bases de abanicos adyacentes se unen y forman una superficie más amplia (abanicos coalescentes), con topografía suavemente inclinada, que se conoce como glacis (Figura 0.6 b). En conjunto, los abanicos y glacis conforman un relieve de plano inclinado. El nombre de glacis también hace referencia a su forma. Un glacis es un declive construido al pie de un castillo medieval o una ciudad fortificada, como defensa contra ataques de enemigos. Es una palabra francesa derivada de “glacier” (glaciar) que indica una pendiente peligrosa por el hielo. Abanicos y glacis hacen referencia a su configuración externa, pero su origen puede ser diverso, por ejemplo, un glacis puede ser formado por erosión o por sedimentación.



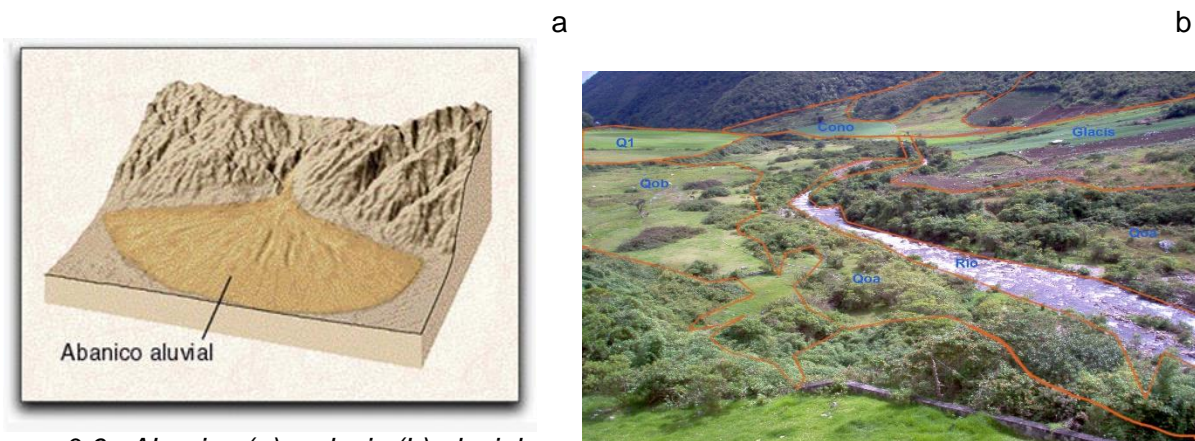


Figura 0.6. Abanico (a) y glacis (b) aluvial

Fuentes:

a: [http://edafologia.ugr.es/programas\\_suelos/practclas/tetrisol/comun/relieves.htm](http://edafologia.ugr.es/programas_suelos/practclas/tetrisol/comun/relieves.htm)

consultado el 30/04/2020

b: Elizalde *et al.* (2007)

Un abanico aluvial se forma en el extremo de un sistema en el cual los sedimentos se transfieren de la parte superior a la inferior de una cuenca. El flujo de agua y sedimentos en la cuenca alta corre a lo largo de torrentes confinados topográficamente, con un gradiente de pendiente considerablemente mayor que el de la cuenca baja. La corriente pierde velocidad cuando sale de la cuenca alta y se expande lateralmente, dividida en múltiples canales angostos denominados rills. La disminución de la velocidad del flujo y el aumento de la fuerza de roce reducen drásticamente la capacidad de transporte de sedimentos y se produce una acumulación forzada de estos, con una escasa clasificación de partículas por tamaño. En efecto, los sedimentos depositados en abanicos y glacis aluviales incluyen una mezcla de esqueleto grueso ( $> 2 \text{ mm}$ ) y tierra fina ( $\leq 2 \text{ mm}$ ). Por lo general, el tamaño y proporción de los fragmentos gruesos es mayor en los vértices de los abanicos y disminuye hacia los glacis. En adición a esto, la concentración de estos fragmentos a lo largo de los rills es mayor que en los espacios entre rills. Por otro lado, las partículas de tierra fina tienden a mostrar poca clasificación espacial por tamaño. Como frecuentemente se depositan cantidades similares de arena, limo y arcilla, la textura del suelo tiende a corresponder a alguna de las clases localizadas en el centro del triángulo textural (franca, franco arcillosa o franco arcillo arenosa). Obviamente, esta tendencia puede variar de acuerdo con la litología predominante en las cabeceras de los cursos de agua.

Por lo general, la potencia de los procesos de erosión y sedimentación que dan origen a los planos inclinados aluviales es mayor en su fase inicial, durante la cual se transportan los detritos más gruesos. Posteriormente, la capacidad de transporte del flujo de agua y sedimentos disminuye y se depositan materiales más finos. Como consecuencia, los suelos de piedemonte frecuentemente muestran una selección granulométrica vertical, que se manifiesta por la presencia de una capa basal de granzón cubierta por una o varias capas de sedimentos más finos. Comúnmente, el granzón es más superficial en los vértices de los abanicos, donde los suelos son a menudo esqueléticos y es más profundo en los glacis.

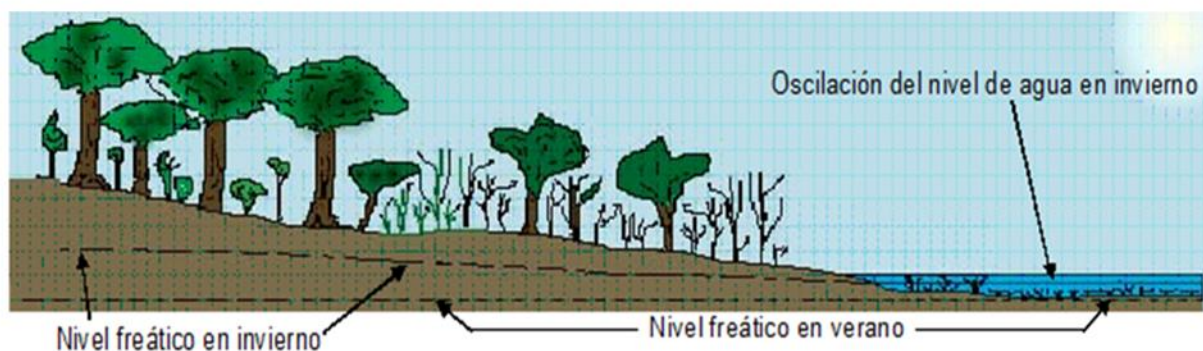
El contraste granulométrico entre la capa basal de granzón y las capas superiores afecta la continuidad vertical de la conductividad hidráulica del suelo. Esto, en conjunto con el gradiente de la pendiente, favorece el flujo subsuperficial del agua y de los materiales disueltos o en suspensión e incide sobre la intensidad de los procesos edafogénicos. Por ejemplo, la cantidad de carbonatos secundarios acumulados en horizontes subsuperficiales de suelos calcáreos tiende a ser mayor en abanicos aluviales que en áreas planas.

#### **9.4.3. Llanuras aluviales**

Las llanuras aluviales son superficies planas que bordean los cauces de ríos en planicies y valles. Forman parte de sistemas complejos, compuestos de unidades espaciales interconectadas e interdependientes cuyo origen, estructura y evolución están íntimamente ligadas a la dinámica fluvial antecedente y actual (Hernández, 2018).

Un río canaliza las aguas que escurren de una cuenca determinada. El lecho menor del río confina el escurrimiento en los periodos de caudal intermedio. El lecho mayor es la vega del río, la cual encauza el agua que drena durante los periodos de máximo caudal. Por lo general, este se inunda anualmente o dos veces cada tres años; aunque esta periodicidad puede variar de un río a otro. Finalmente, el lecho mayor esporádico coincide con la llanura de inundación. Es aquella zona que se inunda total o parcialmente cuando ocurren eventos extremos en los cuales la escorrentía supera la capacidad de transporte del río y el río se sale de su cauce.

Durante el proceso de desbordamiento ocurre una selección por tamaño de las partículas transportadas. Las partículas de arena y grava son más pesadas, se depositan a menor distancia del curso de agua y forman un dique natural ligeramente convexo, a lo largo de las márgenes del río. Por el contrario, las partículas de limo y arcilla permanecen en suspensión y se depositan a distancias mayores. En particular, las de limo fino y arcilla se depositan en los lugares más alejados del origen del desbordamiento, en depresiones donde el agua se estanca. Como consecuencia, la llanura aluvial queda conformada por diferentes geoformas que varían en topografía, granulometría de los sedimentos y condición hidrológica. Esto se ilustra en la Figura 0.7, la cual muestra un modelo de las relaciones entre el suelo y las geoformas más comunes en los llanos altos occidentales de Venezuela.



Banco alto	Banco medio	Banco bajo	Bajío	Estero	
Eje	Napa de desborde	Napa de desborde	Cubeta de desborde	Cubeta de decantación	
Arenoso	Francoso	Franco limoso	Arcillo limoso	Arcilloso fino	Arcilloso muy fino
Algo excesivamente drenado	Bien drenado	Moderadamente bien drenado	Imperfectamente drenado	Pobrementemente drenado	Muy pobremente drenado
Typic Ustipsamments	Typic/o Fluventic Haplustepts	Aquic Haplustepts	Aeric Epiaquepts	Typic o Vertic Epiaquepts	Typic Epiaquepts

Figura 0.7. Modelo de relación suelo-paisaje en la llanura aluvial reciente de los llanos altos occidentales de Venezuela. Fuente: Elizalde et al. (2007).

El banco alto corresponde al dique natural del río, donde se depositaron los sedimentos con textura más gruesa (arena, areno francosa, franco arenosa). En el resto del banco se depositaron sedimentos de texturas medias, como franca y franco limosa en el banco medio, y franco arcillosa, franco arcillo arenosa y franco arcillo limosa en el banco bajo. Los sedimentos depositados en los bajíos y esteros tienen textura fina, con predominio de arcilla. En las áreas más bajas es frecuente encontrar suelos con 60% o más de arcilla y con evidencias de procesos de expansión y contracción. Los bancos (alto, medio y bajo) ocupan las posiciones más elevadas de la llanura aluvial y se convierten en islotes cuando esta se inunda. Los bajíos se inundan anualmente durante la época de lluvias, pero emergen durante el periodo seco, mientras que los esteros permanecen inundados la mayor parte del año. El drenaje es más rápido en los bancos que en los bajíos y esteros. En estos últimos el suelo se satura en el periodo lluvioso, pero permanece más tiempo húmedo en la estación seca. Estas diferencias entre las geoformas que conforman la llanura aluvial determinan el tipo y densidad de la vegetación natural que el suelo puede sostener.

A medida que ocurren los desbordamientos, aumenta la altura de los diques naturales formados a ambos lados del cauce. De esta forma, la llanura aluvial se eleva en relación con el piso del

canal y aumenta el volumen de escorrentía necesario para superar las orillas del río. Por lo tanto, la frecuencia de inundación de la llanura aluvial disminuye progresivamente.

La **Error! Reference source not found.** muestra, a manera de ejemplo, la variación de propiedades del suelo entre diferentes geoformas en la llanura aluvial de la cuenca del lago de Valencia. Estos datos confirman que en el banco alto predominan partículas de arena y en el bajo predominan arcillas, lo cual está asociado a una mayor disponibilidad de agua aprovechable y potasio para las plantas. Sin embargo, tiene poca influencia sobre el pH del suelo. Finalmente, el contenido de carbono orgánico es mayor en el bajo porque allí la humedad del suelo favorece el desarrollo de una vegetación más densa que produce más cantidad de residuos vegetales. Además, el drenaje del suelo es más lento en el bajo y la menor disponibilidad de oxígeno hace más lenta la descomposición de los residuos orgánicos.

Los ejemplos presentados demuestran que la granulometría, morfología y condiciones hidrológicas del suelo varían en las llanuras aluviales según la posición topográfica, a pesar de la aparente uniformidad del relieve, con gradientes de pendiente frecuentemente menores que 1%.

Tabla 9.6. Relaciones entre propiedades del suelo y geoformas en la llanura aluvial reciente de la depresión del lago de Valencia, Venezuela.

Geoforma	Arena %	Arcilla %	Agua Util %	pH	CO %	K disponible mg l <sup>-1</sup>
Banco alto	60	14	9	7,3	1,0	60
Banco medio	43	24	12	6,8	1,4	95
Bajo	18	48	13	7,0	2,0	113

Fuente: Sistema de información de suelos de la depresión del lago de Valencia (SISDELAV).

La sedimentación por el desbordamiento de cursos de agua también influye sobre la variación vertical de las propiedades del suelo. Como la llanura aluvial se forma por inundaciones esporádicas sucesivas, el material parental del suelo consiste en capas estratificadas de sedimentos. Estos son más recientes en las capas superiores que en las inferiores. En adición a esto, los cambios de curso de los ríos pueden determinar que un mismo lugar en la llanura aluvial se comporte como un bajo en una inundación y como un banco en la siguiente, y viceversa. Esto ocasionará cambios abruptos de textura de los materiales depositados en capas verticalmente adyacentes y producirá, por ende, discontinuidades en la conductividad hidráulica del suelo. El agua que infiltra a través del suelo tenderá a detenerse en cada una de estas discontinuidades (tanto si material grueso se superpone a uno más fino o viceversa), hasta que la conductividad hidráulica de la capa superior iguale a la conductividad de la capa inferior.

#### 9.4.4. Terrazas aluviales

Las terrazas aluviales son superficies escalonadas presentes en algunos valles. Se han formado por la incisión lineal de un curso de agua, que ha esculpido superficies de sedimentos depositados en épocas anteriores, cuando el río fluía a una elevación más alta que su canal actual. Una terraza consta de dos componentes topográficos distintos: (1) un tope plano o casi

plano que corresponde a la superficie de una antigua llanura o abanico aluvial, y (2) un escarpe que conecta al escalón con cualquier superficie que se encuentre más abajo en el valle, como por ejemplo una terraza inferior. La Figura 0.8 muestra como ejemplo las terrazas del río Boconó, en los Andes venezolanos. La ciudad de Boconó se localiza en una terraza baja, a su derecha se observan algunas terrazas más altas y, a su izquierda, el cauce actual del río.

Las terrazas se utilizan comúnmente para reconstruir la historia de un valle fluvial. Dado que un escarpe de terraza se forma por el entalle del río, asociado a la incisión lineal, debe haber ocurrido algún cambio significativo en los factores de control geomorfológico, entre el momento en que se formó el tope plano y el momento en que se produjo el escarpe. Por lo general, la incisión de las terrazas ocurre como respuesta a un cambio climático, un ascenso tectónico o un descenso del nivel de base del río.

El grado en que se conserva una terraza en un valle generalmente depende de la edad de la superficie. Las terrazas más antiguas son las más altas. Se formaron cuando el río fluía a una altura muy superior a la del cauce actual y, frecuentemente, se encuentran fraccionadas en segmentos separados por procesos erosivos. En contraste, las terrazas más recientes pueden ser continuas a lo largo de toda la longitud del valle, y se encuentran seccionadas solo donde los afluentes tributarios emergen de los lados del valle.

Las terrazas se clasifican comúnmente en función de las relaciones topográficas entre ellas, por medio de un sistema de datación relativa, análogo al de los ciclos de suelo (Butler, 1959). La posición más baja del valle, que corresponde a la vega actual del río se designa como  $Q_0$  ( $K_0$  o  $T_0$ ),  $Q_1$  identifica a la llanura aluvial actual (o terraza baja), y  $Q_2$ ,  $Q_3$ ,  $Q_4$ , identifican terrazas cada vez más altas y antiguas. Sin embargo, un determinado nivel de terraza no tiene necesariamente la misma edad a lo largo de todo el valle, porque con el tiempo se puede haber erosionado tanto lateral como verticalmente. En realidad, la clasificación topográfica es puramente descriptiva y no se utiliza como método para determinar el origen de la terraza.

La

Tabla 0.6 muestra un ejemplo de relación entre terrazas aluviales y propiedades del suelo, basado en datos extraídos del sistema de información de suelos de la depresión del lago de Valencia (SISDELAV), en Venezuela. Los valores de saturación con bases, pH, conductividad eléctrica, fósforo disponible y carbono orgánico disminuyen sucesivamente desde la vega actual hasta la terraza superior ( $Q_3$ ). Esto revela que el suelo ha tenido mayor tiempo de exposición a los procesos de meteorización y lixiviación, a medida que el nivel de la terraza es mayor. Por consiguiente, la sucesión de geoformas desde la vega actual ( $Q_0$ ) hasta la terraza superior ( $Q_3$ ) constituye una cronosecuencia.





Figura 0.8. Paisaje de terrazas escalonadas en el valle del río Boconó, estado Trujillo, Venezuela.

Fuente: [https://www.flickr.com/photos/fotos\\_cs/5028206162/in/photostream/](https://www.flickr.com/photos/fotos_cs/5028206162/in/photostream/) consultado el 30/04/2020

Tabla 0.6. Relaciones entre propiedades del suelo y terrazas aluviales en la cuenca del lago de Valencia, Venezuela.

Geoforma	Edad Relativa	Saturación con bases (%)	pH	CO %	CE dS/m	P Olsen mg/kg
Vega actual	Q <sub>0</sub>	87	7,6	2,7	1,9	38
Llanura aluvial (terraza baja)	Q <sub>1</sub>	65	6,4	1,3	0,4	13
Terraza Intermedia	Q <sub>2</sub>	62	5,8	0,8	0,2	5
Terraza Superior	Q <sub>3</sub>	33	5,4	0,9	0,1	8

Fuente: Sistema de información de suelos de la depresión del lago de Valencia (SISDELAV).

### 9.5. Suelos de referencia y variaciones regionales

La variabilidad espacial de las relaciones entre el suelo y su entorno en una determinada región se puede describir por medio de modelos esquemáticos, para facilitar su comprensión. Cada región se caracteriza por un conjunto específico de condiciones ambientales que la hacen diferente a otras regiones. Por consiguiente, en ella ocurre una combinación característica de factores y procesos formadores que, potencialmente, genera un suelo típico. Este se considera como el suelo de referencia de la región.

La variabilidad de los factores formadores y de las interacciones entre ellos, dentro de cada región, da lugar a la presencia de otros tipos de suelo distintos al suelo de referencia. Sin embargo, el conjunto de los diferentes suelos de la región mantiene características que permiten establecer vinculaciones entre ellos.

El suelo de referencia se concibe como la condición que mejor refleja la influencia de la combinación predominante de factores formadores de suelo en la región. La elección del suelo de referencia también toma en cuenta la frecuencia y representatividad de las diferentes clases de suelos presentes en la región. De igual forma, esta elección debe considerar la idoneidad del suelo seleccionado para mostrar, comparativamente, las posibles variaciones causadas por los cambios espaciales en la acción de los diferentes factores formadores de suelos.

Así, la diversidad de suelos de una región determinada se puede describir por medio de un esquema, como el que se muestra en la Figura 0.9. El esquema permite mostrar y explicar, de manera sencilla, cuál es el suelo de referencia y cuáles son sus desviaciones principales, en función de las condiciones predominantes en el entorno y su variabilidad. Cada eje del esquema describe una secuencia de suelos.

Un esquema como el descrito permite sintetizar, gráficamente, los resultados de un inventario de suelos ya realizado. Alternativamente, puede ser utilizado como hipótesis de trabajo a lo largo de la ejecución de un inventario de suelos. En este caso, se puede proponer un esquema tentativo inicial, que será perfeccionado por aproximaciones sucesivas, en el transcurso del muestreo de perfiles de suelo.

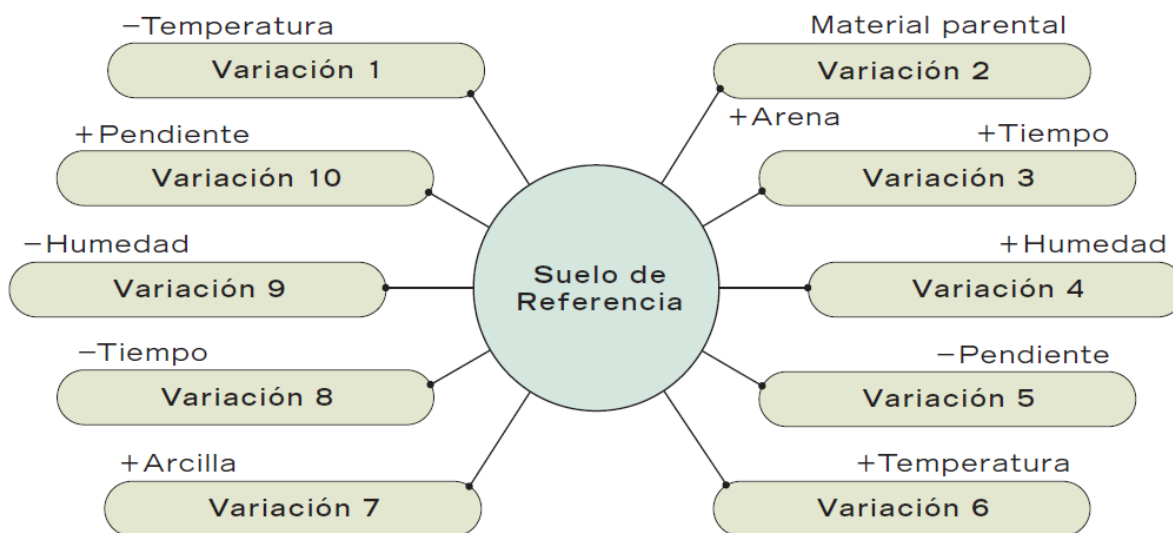


Figura 0.9. Modelo regional de variación de suelos.  
Fuente: Elizalde *et al.* (2007).

Elizalde *et al.* (2007) aplicaron el enfoque referido para proponer una síntesis descriptiva de la geografía de suelos de Venezuela. Para este fin, dividieron la totalidad del territorio venezolano (916 445 km<sup>2</sup>), en quince regiones fisiográficas diferentes (Figura 0.10). Estas regiones son muy

heterogéneas internamente, porque corresponden a una categoría general de clasificación de geoformas (Tabla 0.1); sin embargo, permiten delimitar áreas más homogéneas que todo el país, con relación a los factores formadores de suelos. Los autores citados construyeron esquemas, como el de la Figura 0.9, para describir la diversidad de suelos de cada región fisiográfica e integraron los diferentes esquemas regionales para crear un modelo general de geografía de suelos de Venezuela.

A manera de ejemplo, se presenta a continuación el esquema relacional del suelo de referencia y sus desviaciones, correspondiente a la región fisiográfica Escudo de Guayana (Figura 0.11). Esta región se encuentra ubicada al sureste de Venezuela, entre los meridianos 60 y 65 grados Oeste, y los paralelos 4 y 8,5 grados Norte <sup>1</sup>.



Figura 0.10. Regiones fisiográficas de Venezuela.

<sup>1</sup> Es necesario advertir que es común encontrar referencias al Escudo Guayanés como un área geográfica extensa, constituida por rocas precámbricas, que abarca los territorios de Guyana, Surinam, la Guayana Francesa, y parte de Brasil, Venezuela y Colombia. La región fisiográfica Escudo de Guayana, referida en esta obra, es solo una parte de esa extensa área geográfica.



*Fuente: Elizalde et al. (2007).*

El relieve de esta región consiste mayormente en una peniplanicie formada por colinas y lomas con pendientes de 4 a 30 %, alturas entre 300 y 400 msnm y desniveles menores a 150 m. Los materiales parentales se derivan de rocas ígneas y metamórficas de edad precámbrica. El promedio anual de precipitación pluvial es mayor de 1500 mm y en algunos sectores supera los 3500 mm por año. El régimen de humedad del suelo es ústico (6 a 9 meses húmedos) hacia el norte de la región y údico (más de 9 meses húmedos) hacia el sur. La temperatura media anual oscila alrededor de 27 °C. La cobertura vegetal varía desde herbazales arbolados y bosques deciduos, hasta bosques siempre verdes, en concordancia con las condiciones climáticas y las restricciones de los suelos para proporcionar nutrientes y agua.

El suelo de referencia corresponde taxonómicamente al gran grupo Kandiuults, el cual comprende a los ultisoles con régimen de humedad údico y horizonte de diagnóstico kándico. Es profundo y de color rojo o rojo amarillento. Tiene un horizonte superficial delgado, con un contenido mediano de materia orgánica. Su textura es mediana a fina, y su contenido de arcilla aumenta significativamente con la profundidad. Ha sido sometido a procesos intesos y prolongados de meteorización y lixiviación. Como consecuencia, tiene baja capacidad de intercambio de cationes, bajo porcentaje de saturación con bases y es fuertemente ácido. La intensidad de los procesos de meteorización y edafogénesis permiten deducir que esta región ha permanecido relativamente estable por un largo periodo de tiempo. Dada la baja fertilidad del suelo, la nutrición de las plantas depende del reciclaje de los nutrientes que aporta la hojarasca a la superficie del suelo. Por otra parte, el suelo se mantiene húmedo por más de nueve meses al año, es bien drenado, y sus partículas se encuentran fuertemente agregadas.

El principal factor que rige las variaciones de los suelos en esta región fisiográfica es el clima (humedad). La influencia de este factor se manifiesta en una secuencia que comprende desde suelos que permanecen húmedos por seis a nueve meses al año (Kandiuults) hasta aquellos que se mantienen húmedos todo el año (Kandiperox). A estos cambios se suman variaciones relacionadas con los tipos de rocas que dieron origen al material parental. La influencia del tiempo de evolución se manifiesta en otra secuencia que incluye desde Udorthents localizados en superficies alteradas recientemente por erosión o sedimentación, hasta Acrudoxs situados en superficies que han permanecido estables, geomorfológicamente, por mucho tiempo. Finalmente, existe una secuencia de variación desde suelos mal drenados, que ocupan posiciones bajas con poca pendiente, hasta suelos que ocupan posiciones altas en el relieve. Entre estos últimos se distinguen dos condiciones diferentes. Primero, las áreas con pendiente plana (Humults), en las cuales la descomposición de la materia orgánica del suelo ha sido más lenta, como consecuencia del descenso de la temperatura, asociado a la mayor altitud. Segundo, las áreas con pendiente escarpada e intensa erosión.

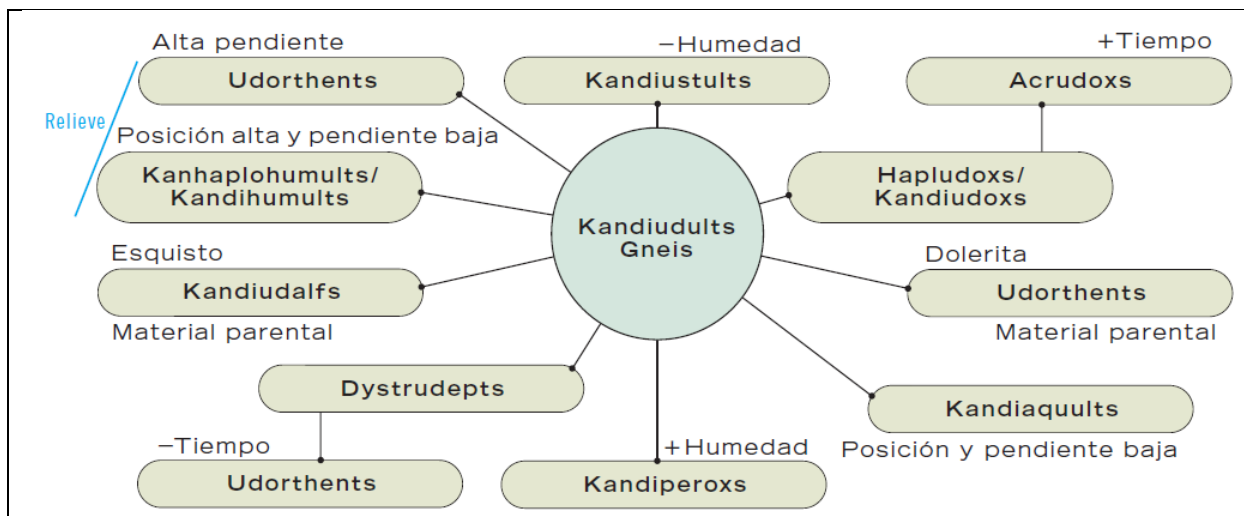


Figura 0.11. Suelo de referencia y variaciones principales en la región fisiográfica Escudo de Guayana.

Fuente: Elizalde et al. (2007).

El ejemplo descrito en la Figura 0.11 ilustra la aplicación del análisis del suelo de referencia y sus variaciones espaciales, a una escala muy general, en una región de más de 100.000 km<sup>2</sup> de superficie. Consecuentemente, se utilizó un nivel taxonómico general (gran grupo) para sintetizar las propiedades de los suelos. Sin embargo, el mismo enfoque puede ser aplicado también a escalas más detalladas, para analizar las relaciones geográficas entre los atributos del suelo y su entorno en áreas pequeñas. En tales casos, los atributos del suelo pueden ser sintetizados por medio de clases taxonómicas más específicas, clases locales de suelos o propiedades relevantes del suelo. De igual forma, los atributos del entorno pueden ser descritos por medio de factores formadores de suelo, componentes de estos factores o geoformas específicas.

## 9.6. El Cuaternario: implicaciones edafogénicas

El Periodo Cuaternario es la última subdivisión de la escala del tiempo geológico y cubre aproximadamente los últimos 2,6 millones de años (Silva et al., 2017). Si lo comparamos con los estimados de la edad de la Tierra, que se le asignan alrededor de 4500 millones de años, el Cuaternario representa una pequeñísima proporción del enorme lapso transcurrido desde la formación del planeta. No obstante, como señala Vivas (2007), los complejos procesos que han sucedido en ese reducido período geológico han determinado el modelado de la superficie de la Tierra en todas sus latitudes y condiciones geográficas. Vivas (2007) destaca algunos de los eventos más relevantes ocurridos en ese periodo, para poner en evidencia la importancia del Cuaternario:

- La sucesión de las glaciaciones e interglaciaciones, con su intensa manifestación de consecuencias geomorfológicas que afectaron los paisajes, no solamente de las latitudes frías y templadas, sino también las subtropicales y tropicales.
- La sucesión marcada del descenso y ascenso de los niveles marinos mundiales con sus consecuencias en el modelado superficial, no solo de los paisajes marino-costeros, sino de las áreas continentales.
- La recurrencia de marcados períodos de erosión y sedimentación que modificaron

amplias extensiones de la superficie terrestre, con la acumulación o exposición de materiales parentales de nuevos suelos.

- La aparición de los homínidos y particularmente, del *Homo sapiens*, con sus secuelas ambientales, han afectado los recursos naturales y ecosistemas, incluyendo en los últimos pocos años, el impulso que le han dado a los cambios climáticos globales, asociados a la emisión de gases de efecto invernadero provenientes mayormente de la combustión de combustibles fósiles.
- La modificación radical de diversos tipos de cubierta vegetal en amplias regiones del planeta, asociados a los profundos cambios climáticos ocurridos no solo en las áreas sujetas a las glaciaciones, sino también en las áreas no sujetas a estos fenómenos.
- La aparición y desaparición de muchas especies de la megafauna, principalmente de grandes mamíferos, incidiendo en cambios fundamentales en los niveles tróficos y en la estructura de los principales ecosistemas.

Son evidentes las vinculaciones (algunas muy directas) de prácticamente todos estos eventos con los factores y procesos formadores, asociados a la cubierta actual de suelos del planeta.

El Periodo Cuaternario se ha subdividido en dos épocas, o series estratigráficas, el Pleistoceno y el Holoceno (últimos 11 700 años, aproximadamente), a los que próximamente se podría añadir el Antropoceno<sup>2</sup>, si es aprobado por la Comisión Internacional de Estratigrafía.

El Cuaternario tiene varias características especialmente relacionadas con la génesis y evolución de los paisajes y sus geoformas características, que son de gran importancia para la investigación en suelos (Silva *et al.*, 2017):

- Se ha preservado una buena parte de las geoformas que componen los paisajes cuaternarios, de tal manera que se pueden observar terrazas fluviales, terrazas marinas, planicies aluviales, dunas, morrenas, glaciares. Estas geoformas son el resultado del modelado del terreno por la acción de agentes geológicos y geomorfológicos externos e internos. Son paisajes y paleopaisajes, que permiten reconstrucciones bastante detalladas de la evolución de la superficie terrestre.
- Se pueden ver en el paisaje huellas de los impactos de procesos geológicos internos asociados a terremotos (escarpes de falla) y a la actividad de volcanes (acumulación de materiales volcánicos como precursores de suelos, cráteres.). El análisis geomorfológico permite deducir las características y naturaleza de los procesos de erosión y denudación, así como de sedimentación y acreción, a través del estudio de geoformas erosivas (como acantilados costeros, cañones fluviales, sistemas kársticos, escarpes de erosión, relieves estructurales, estrías glaciares,) y geoformas deposicionales o constructivas (como planicies aluviales, terrazas aluviales, dunas.). Esto contribuye a reconstruir los procesos de génesis y evolución de los paisajes.
- Otra de las características diferenciadoras y fundamentales asociadas al Cuaternario es el asociado a los cambios climáticos acentuados, que comienza de forma fehaciente hace 2,6 millones de años, con el inicio del Pleistoceno. El Pleistoceno se caracteriza por la alternancia recurrente de periodos glaciares (fríos) e interglaciares (cálidos), en latitudes altas, y periodos pluviales e interpluviales, en latitudes intertropicales. Obviamente, por

---

<sup>2</sup> El Antropoceno ha sido propuesto como una época geológica por algunos científicos para suceder o reemplazar al Holoceno, debido al impacto significativo de las actividades humanas sobre los ecosistemas terrestres. Sin embargo, otros consideran que el registro estratigráfico correspondiente a este intervalo de tiempo es muy reducido y que el Antropoceno es más una declaración política que una propuesta científica.

encima de los 2800 - 3000 msnm en la faja climática intertropical de la Cordillera Andina se encuentran evidencias claras en los paisajes de los efectos de los periodos glaciares e interglaciares.

Dado que la mayoría de los suelos de la Tierra tiene un límite de edad que no supera el Pleistoceno tardío, es pertinente referirse en este capítulo al tema de la edad de los suelos. Daniels y Hammer (1992) se refieren a la edad de un suelo como el tiempo, en años, desde la exposición de los materiales parentales a la acción de los procesos de meteorización y de formación del suelo. Para ello se cuenta con varias técnicas de datación de suelos. Es evidente que la edad de las rocas no tiene que ver con la edad de los suelos derivados de los regolitos de tales rocas. Durante el Cuaternario la exposición de los suelos a la meteorización y a la formación de horizontes necesariamente tenía que estar asociada a los periodos de estabilidad superficial (interglaciares e interpluviales) de los paisajes, usualmente denominados periodos biostásicos en contraposición a los periodos inestables de erosión y sedimentación, denominados resistásicos. Gran parte de los suelos desarrollados en un periodo biostásico fueron erosionados o enterrados (fosilizados) por nuevos materiales parentales en el siguiente periodo resistásico, debido a la recurrencia secuencial de estos periodos durante el Cuaternario. Tal como se ha mencionado en secciones previas de este capítulo, los edafólogos han datado las secuencias de suelos y superficies generados por la alternancia de periodos biostásicos y resistásicos a través de la datación relativa de las superficies geomórficas que los contiene, mediante la utilización de símbolos conocidos como  $Q_0$ ,  $Q_1$ ,  $Q_3$ ; o  $K_1$ ,  $K_2$ . Muchos investigadores señalan que la mayoría de los suelos actuales en la superficie terrestre no tienen más de 5 mil a 20 mil años, por cuanto no conciben superficies estables, donde los suelos pueden ocurrir, con más edad que las señaladas.

No es difícil imaginar la enorme significación de lo acontecido durante el Cuaternario en todo el globo terrestre, especialmente de los impactos de los cambios climáticos recurrentes en el modelado superficial de sus paisajes, y su vinculación directa e indirecta con la génesis de los suelos de la cubierta edáfica global.