

1

Geomorfología

CONTENIDO

- 1.1. Introducción
- 1.2. Historia de la Geomorfología
- 1.3. Sistemas geomorfológicos
- 1.4. Conceptos geomorfológicos
- 1.5. Escalas espaciales y temporales
- 1.6. Geomorfología aplicada
- 1.7. Estructura de la Geomorfología

1.1

Introducción

Etimológicamente, Geomorfología deriva de las raíces griegas *geo* (Tierra), *morphos* (forma) y *logos* (tratado). Por lo tanto, esta ciencia se preocupa de la forma de la Tierra. Schumm (1991) define la Geomorfología como la ciencia que estudia los fenómenos sobre y cerca de la superficie terrestre y se preocupa de las interacciones entre varios tipos de materiales y procesos, implicando los sólidos, líquidos y gaseosos. Los efectos de la actividad humana son con frecuencia cruciales. Algunos autores la consideran como una de las ciencias físicas más difíciles (Linton, 1964). Otros restringen la Geomorfología al estudio de los rasgos del relieve subaéreo y algunos, por el contrario, lo extienden también a la morfología de los fondos marinos. Incluso, se considera englobada dentro de la «Geomorfología» la investigación de las formas del relieve de otros planetas; esta ciencia se denomina Geomorfología Planetaria o Extraterrestre (Greeley, 1985; Baker, 1993, 2001, 2004a).

El relieve de la superficie terrestre es el resultado de la interacción de fuerzas endógenas y exógenas. Las primeras actúan como creadoras de las grandes elevaciones y depresiones, producidas fundamentalmente por movimientos de componente vertical y, las segundas, como desencadenantes de una continua denudación que tiende a rebajar el relieve originado. Esta lucha constante se manifiesta a diferentes escalas y ha sido un devenir continuo a lo largo de la historia de la Tierra. Estos procesos de la dinámica externa se agrupan en la cadena meteorización-erosión, transporte y sedimentación. El resultado se manifiesta en la creación de un conjunto de modelados erosivos y deposicionales, que suelen presentar rasgos específicos, en relación con los procesos actuantes en los diferentes ambientes morfogenéticos (Gutiérrez, 1990, 2001, 2005). La energía necesaria para la actividad de estos procesos proviene de diferentes fuentes. La radiación solar llega a la superficie terrestre y se transforma parcialmente en calor, que constituye la principal fuente de los procesos meteorológicos. Estos controlan la meteorización, la edafogénesis y el desarrollo del relieve, así como la vida de animales y plantas. Además de la radiación solar, la energía

gravitatoria da lugar al transporte de sedimentos, a los movimientos de masa en las laderas, etc. Finalmente, la energía endógena es la causa generadora de los grandes relieves existentes en la superficie terrestre (Büdel, 1968, 1977).

Tradicionalmente, la Geomorfología se ha ocupado de los estudios a escala media en los que se analizan los diferentes eventos geomórficos que han configurado, a lo largo del tiempo, el relieve actual. Es lo que algunos autores denominan Geomorfología Histórica (Chorley, 1978). Recientemente, el análisis de los procesos actuantes, a escala más detallada, junto con el estudio de la variabilidad temporal de las formas, ha conducido a lo que se conoce como Geomorfología Cuantitativa (Chorley, 1978) o de procesos (Hart, 1986; Thorn, 1988b). Como señalan Chorley *et al.*, (1984) los estudios históricos se apoyan en la retrodicción y los de procesos se dirigen hacia la predicción. Estas dos tendencias son las que imperan en la Geomorfología actual. En algunos países se ha enfatizado en el estudio de los procesos actuales, olvidando en parte los tradicionales estudios de evolución del relieve, en largos periodos de tiempo, pero del conocimiento del desarrollo de las microformas podemos obtener enseñanzas muy valiosas, que permitan entender de una manera más adecuada la larga historia que encierra el relieve presente. Podríamos parangonar esta situación con la que ha vivido la Geotectónica, que con el advenimiento del estudio de las microestructuras se ha hecho posible un conocimiento mucho más profundo y real de la estructura de las cordilleras (Gutiérrez, 1990).

Estas tendencias actuales de la Geomorfología obedecen, al igual que en otras ramas de la ciencia, a una evolución del pensamiento y de los conocimientos que se ha sucedido a través de los siglos. La Geomorfología nace como una parte de la ciencia cuando deja de describir y comienza a explicar; hace algo más de un siglo se la conocía como orografía e hidrografía (Tricart, 1965). El término de Geomorfología fue posiblemente utilizado por primera vez por McGee y Powell en los Estados Unidos en la década de 1880 (Hart, 1986).

1.2

Historia de la Geomorfología

1.2.1 La Geomorfología anterior al siglo xx

Los orígenes de la Geomorfología, como los de otras partes de la ciencia, son bastante nebulosos y se remontan a

las observaciones e interpretaciones emitidas por filósofos y pensadores antes de la era cristiana, sobre todo en la civilización griega. Un análisis pormenorizado y profundo puede encontrarse en el excelente libro de Chorley *et al.* (1964). Aunque no estaba acuñado el término de Geomor-

fología, las primeras ideas y fundamentos sobre la misma aparecían englobados junto con otras observaciones inherentes al desarrollo de las ciencias de la naturaleza.

Como señala Holmes (1965), los pensadores antiguos, a pesar de sus importantes descubrimientos en los campos de las Matemáticas y la Astronomía, consideraron a los fenómenos de la naturaleza como manifestaciones de poder de deidades míticas. En la región mediterránea muchos de sus dioses eran personificaciones de diversos aspectos de la naturaleza (Poseidón, Zeus, Plutón, etc.). Estas creencias perduran en el desarrollo del pensamiento geomorfológico hasta el siglo XVIII (etapa teleológica de Chorley, 1978).

No obstante, a pesar de estas convicciones generalizadas, algunos de los filósofos, como Tales de Mileto (624-565 a.C.), rompieron estos moldes, y este autor consideró a las actividades de la naturaleza como hechos normales que se podían estudiar a partir de la observación y el razonamiento. Igualmente, Anaxágoras (500-428 a.C.) (Cailleux, 1961) señala que las revoluciones del globo son tan lentas, en relación con la duración de nuestra existencia, que pasan inadvertidas. Este mismo escritor indicaba que el agua es elevada por el Sol y luego cae como lluvia, pero al igual que Platón (429-347 a.C.), imaginaba que dentro de la Tierra hay una inmensa caverna rellena de agua en continuo movimiento de la que parten todos los ríos y a la que tornan todas sus aguas (Adams, 1938). Esta creencia es muy posible que estuviera basada en las observaciones del paisaje kárstico griego. También Aristóteles (348-322 a.C.) aportó excelentes ideas al pensamiento geomorfológico, como la del ciclo meteorológico y la de generación del relieve por excavación de los ríos.

Como indican Cailleux (1961) y Ellenberger (1988), los romanos en el campo de la ciencia tomaron casi todo de los griegos, como se infiere en la Historia Natural de Plinio el Viejo (23-79 d.C.), que es una recopilación de autores griegos, mezclada con supercherías y habladurías (Cailleux, 1961). Por consiguiente, pocos avances se observan en estos largos siglos.

La paralización casi general del desarrollo científico hasta el siglo XVI se hace también patente en la Geomorfología. Durante este milenio y medio las obras de los griegos se transmiten a España desde Oriente, gracias a los árabes. Los manuscritos de los árabes son traducidos del árabe al hebreo por sabios judíos y en la escuela de Toledo se vierten al latín (Cailleux, 1961). Por lo tanto, es una época de transmisión de conocimientos, que se lleva a cabo sobre todo en los monasterios y, en otros casos, por el patrocinio de algunos soberanos. De este modo, Avicenna (980-1037) es un buen conocedor de la obra de Aristóteles y esto le permite emitir hipótesis sobre los paisajes desérticos de Arabia. Piensa que las montañas pueden generarse por elevación del terreno o por los efectos de las aguas corrientes y el viento (Thornbury, 1954).

Reinan en este periodo las ideas catastrofistas o catadismistas, amparadas en parte por el pensamiento religioso cristiano, con la continua argumentación del Diluvio

para la explicación de numerosos hechos naturales. Estas creencias llevan a dogmatismos tales como el manifestado en 1654 por el Dr. J. Lightfoot, Vicecanciller de la Universidad de Cambridge, que afirmó que el Cielo y la Tierra, centro y circunstancia, fueron formados a la vez y se crearon por la Trinidad el 26 de octubre de 4004 a.C., a las 9 horas de la mañana (King, 1976).

Las ideas catastrofistas siguen dominando hasta el siglo XIX, aunque el genial Leonardo da Vinci (1452-1519) expone en sus escritos importantes consideraciones sobre el origen de las montañas (siendo un precursor de la isostasia). Indica que la generación de la sal se produce a partir de la evaporación del agua del mar y efectúa reflexiones en torno a la lentitud de los procesos geomorfológicos e importancia de la erosión fluvial. Pero lamentablemente sus trabajos no fueron publicados hasta finales del siglo XVIII, por lo que su influjo en el pensamiento científico de la época fue prácticamente nulo (Ellenberger, 1988). Por consiguiente, el catastrofismo fue la doctrina dominante de este tiempo.

Durante los siglos XVII, XVIII y parte del XIX, los avances más significativos fueron llevados a cabo a partir de estudios, fundamentalmente hidrológicos, de carácter aplicado por ingenieros, principalmente franceses como Perrault, De Chezy, Surréll, Guetthard, Desmarest, etc., que huyeron de muchos de los conceptos académicos poco operantes de la época.

Las teorías catastrofistas encontraron su contrapunto en las ideas uniformistas emitidas a finales del siglo XVIII, con la aparición del principio del actualismo, indicado primeramente por Hutton (1726-1797) en su *Teoría de la Tierra* (1788) y desarrollado posteriormente por Lyell (1797-1875) en su libro *Principios de Geología* (1830), objeto de numerosas ediciones. Estos geólogos escoceses establecieron las bases de la ciencia geológica moderna y, en nuestro caso, de los fundamentos del razonamiento geomorfológico. La teoría uniformista se sintetiza en una simple frase: «El presente es la clave del pasado» (Geikie, 1905). Esto quiere decir que las formas del relieve se han originado por procesos similares a los actuales, operando durante largos periodos de tiempo. Como vemos es la total contraposición al catastrofismo. Lyell describió cómo las montañas se erosionaban por los procesos de meteorización y transporte fluvial, para posteriormente depositarse los materiales arrancados en cuencas de sedimentación y a partir de estas áreas originarse nuevas montañas.

En esta época Playfair publicó en 1802 su obra *Ilustraciones de la Teoría Huttoniana de la Tierra* y en ella estableció que los valles son proporcionales al tamaño de los afluentes que contienen, en áreas de litología y estructura uniforme y sometidos a una larga erosión fluvial. Es lo que se conoce en Geomorfología como Ley de Playfair.

Pero los catastrofistas, como los clérigos geólogos Buckland y Sedgwick, argumentaron que no podían explicarse los erráticos glaciares y los valles colgados alpi-

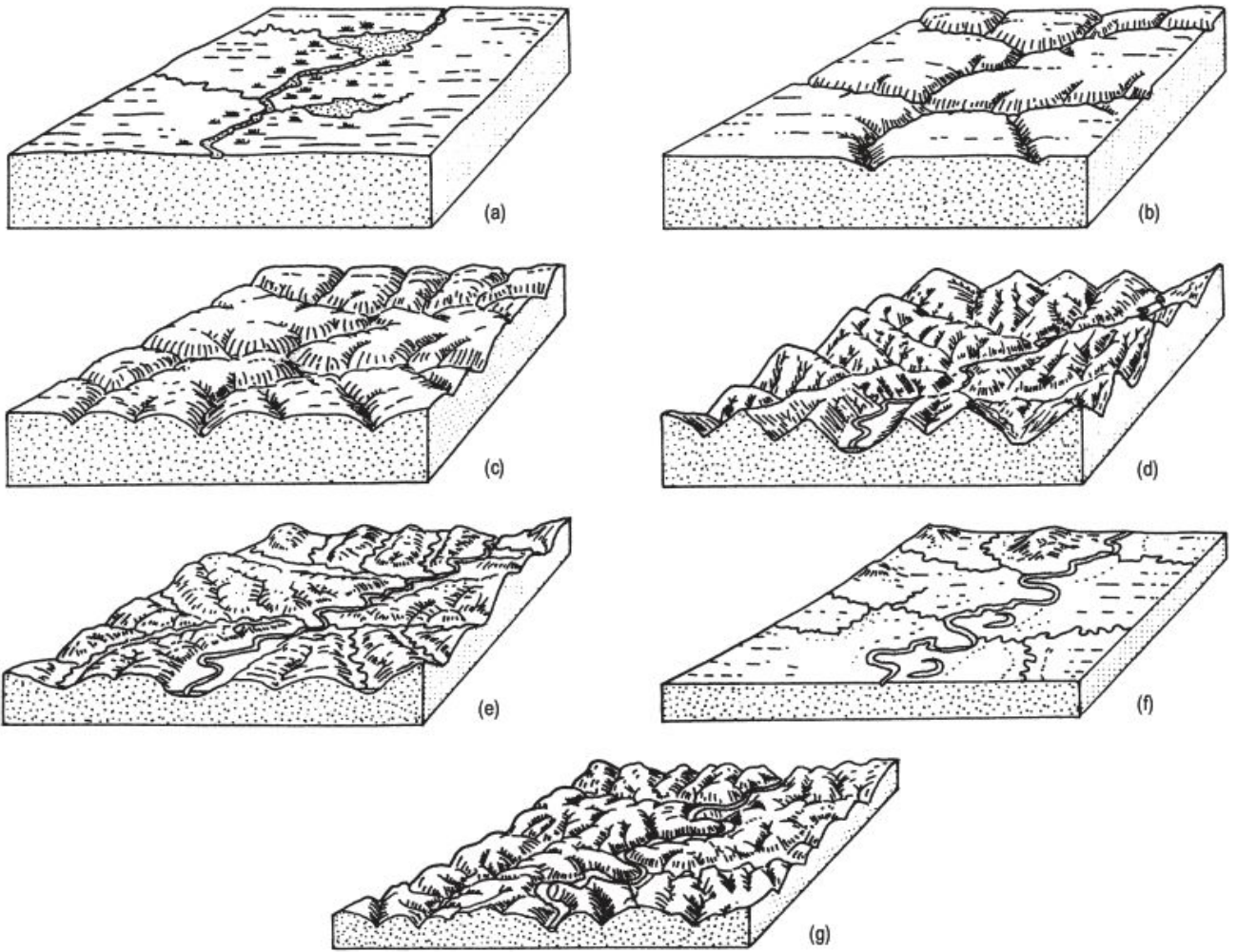


FIGURA 1.1 Ciclo de erosión de Davis. (a) Estado inicial del relieve. (b) y (c) Etapa de juventud. (d) y (e) Etapa de madurez. (f) Etapa de senectud con la elaboración de la penillanura y algunos *monadnocks*. (g) Levantamiento y comienzo de un nuevo ciclo de erosión. (Dibujado por Raisz en Strahler, 1965.)

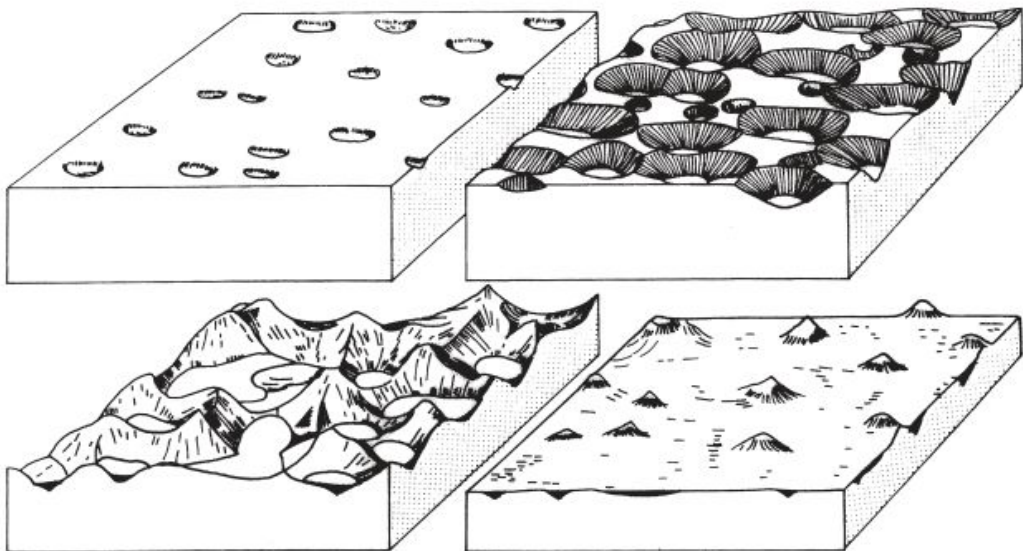


FIGURA 1.2 Ciclo kárstico (Grund, 1914).

tentes; proporciona solamente un esquema lógico fruto de su imaginación creadora, y no tiene en cuenta la cubierta vegetal (Tricart, 1956c). A este mismo autor no le parece adecuada la denominación de «erosión normal»; «normal, ¿con respecto a qué?». Se le critica la carencia de método (Tricart, 1965), la utilización de una aproximación deductiva, contraria al método científico inductivo. Para Strahler (1950a) parece superficial e inadecuado, ya que lleva a cabo un tratamiento completamente cualitativo y no adaptado a la dinámica de los procesos de erosión. Otra de las críticas importantes está en relación con los procesos existentes en los diferentes climas, que producen distintos tipos de modelados. En Alemania, donde se encuentra la cuna de la Geomorfología Climática (von Richthofen, Machatschek, Passarge y Troll, como más significativos) el modelo de Davis fue fuertemente denunciado por su falta de consideración de los procesos ligados al clima. Así, Passarge (1931) señala: «Las fuerzas formadoras del relieve son de naturaleza climática... La vegetación, por ejemplo, depende solamente del clima; pero, a su vez, la cubierta vegetal influye, en parte, aunque de modo decisivo, en la demolición del relieve y el enronamiento». Con posterioridad, en la década de 1950, una gran parte de los investigadores franceses abandonan los conceptos davisianos, defendiendo los principios de la Geomorfología Climática (Cholley, Dresch, Birot, Tricart y Cailleux).

Como vemos la contestación al modelo de Davis se hizo patente desde el primer momento entre algunos geomorfólogos, pero en otras escuelas después de una aceptación, más o menos generalizada, acabó por declinar el seguimiento del pensamiento davisiano. No obstante, sus numerosos críticos no ofrecieron un modelo alternativo que intentara paliar los defectos del ciclo de erosión normal.

Solamente **Walther Penck** (1888-1923) elaboró otro modelo en su *Análisis Morfológico* (título dado por su padre). Este importante geomorfólogo, hijo del famoso glaciarista Albrecht Penck, después de obtener en 1910 el grado de doctor en Heidelberg, trabajó durante dos años en los Andes del noroeste argentino, en el Servicio Geológico de ese país. Su experiencia sobre la geología de Europa Central, unida a la adquirida en la región andina, zona árida con una tectónica cuaternaria muy importante, influyó considerablemente en el desarrollo de su teoría. Además,

a su formación fundamentalmente geológica se unió la transmisión del pensamiento geomorfológico de su padre. De 1915 a 1918 fue Profesor en Constantinopla y hasta su muerte trabajó en Leipzig, en la Universidad y en el Instituto Geológico. Su *Análisis Morfológico* lo escribió convaleciente de cáncer, que le llevó a la muerte con 35 años de edad (Bremer, 1983). El libro fue editado por su padre en 1924. Su tratado es una aproximación a la Geomorfología desde el punto de vista de un geólogo que desea encontrar en ella un elemento para la interpretación de la historia diastrófica (Thornbury, 1954). En este sentido, podemos considerarlo como un precursor del método geomorfológico en las investigaciones neotectónicas.

Basó su teoría en el estudio de los depósitos correlativos de las cubetas adyacentes a los bloques levantados de los Andes y Alpes (Chorley *et al.*, 1973) y dedujo, a partir de su análisis, que el relieve se genera por un lento levantamiento inicial, seguido por un levantamiento acelerado, para acabar con una deceleración, que termina en la estabilidad. Davis, por el contrario, partía de un relieve aplanado que se levantaba rápidamente, seguido de un prolongado periodo de estabilidad cortical. El modelo de Penck comenzaba por una superficie primera (*Primärrumpf*) que se levantaba y erosionaba, de modo que se iban desarrollando otras superficies, encajadas unas en otras, dando lugar a un escalonamiento de piedemonte (*Piedmonttreppen*) (Fig. 1.3). Cada escalón formado actúa como un nivel de base local independiente. El relieve estaba determinado por la velocidad de levantamiento (fuerzas endógenas) a la que se oponía la intensidad de la erosión fluvial (fuerzas exógenas). Cuando el levantamiento declinaba, la erosión fluvial dominaba y se desarrollaba finalmente una superficie aplanada terminal (*Endrumpf*). Junto con este desarrollo estableció también su teoría sobre evolución de las laderas, ligada a los estados de movimiento cortical por él señalados.

Sus ideas tuvieron muy escasa aceptación en Alemania (Bremer, 1983). Su pensamiento fue dado a conocer, ocho años después, por Davis en una versión crítica e incorrecta (Chorley, *et al.*, 1984). Muy posiblemente esta interpretación defectuosa se debe en parte al oscuro lenguaje de Penck, de prosa de difícil comprensión. La traducción del libro al inglés, efectuada en 1953, supuso un importante resurgir de las ideas de Penck.

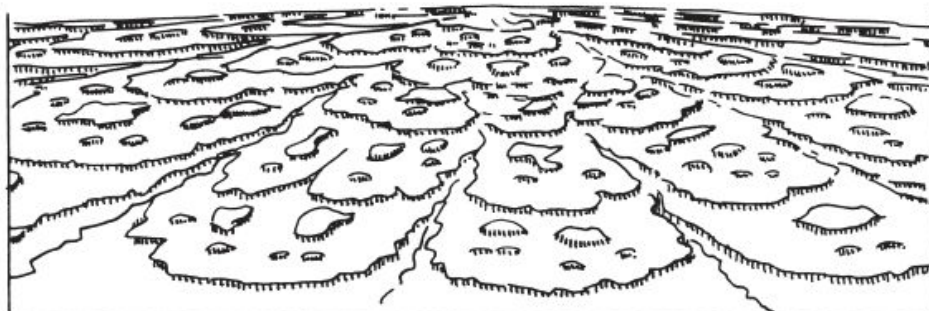


FIGURA 1.3 Visión de Davis del *piedmonttreppen* de Penck en un domo en expansión (Davis, 1932).

El tercer modelo de evolución del relieve fue elaborado muy posteriormente por el geólogo sudafricano, nacido en Londres, **Lester Charles King** (1907-). Se formó con Cotton, geomorfólogo davisiano autor de tres libros (1942-44) muy conocidos en su época, e intentó aplicar los conceptos de Davis sin éxito al territorio de África del Sur. Sus ideas se vieron influenciadas, al igual que Davis y Penck, por la geomorfología del territorio en el que trabajó, África del Sur, caracterizado por extensas superficies de erosión, limitadas por fuertes escarpes.

Sus ideas fueron expresadas primeramente en un artículo de 1953 *Cánones de la Evolución del Relieve*, y, con posterioridad, en su libro de 1962, *La Morfología de la Tierra*, fueron más ampliamente desarrolladas. Su modelo es cíclico, como el de Davis, y, al igual que este autor, comienza con un diastrofismo rápido seguido de un largo periodo de calma tectónica, durante el cual se generan extensos pedimentos, que en su desarrollo final acaban en una **pedillanura**. En esta dilatada superficie aplanada destacan relieves residuales de morfología variable, mesetas en regiones tabulares y *bornhardts* en relieves fundamentalmente graníticos. Para él, el sistema morfoclimático «normal» es el árido o el de sabana (con estaciones contrastadas húmedas-secas). Si con posterioridad tiene lugar un nuevo levantamiento, da comienzo un nuevo ciclo en el que la pedillanura precedente sigue desarrollándose, a la par que se reduce por retroceso de los escarpes en sus áreas distales, como consecuencia de la elaboración de los nuevos pedimentos (Twidale, 1992). La actuación de sucesivos ciclos da lugar a un escalonamiento de pedillanuras, a escala continental, dispositivo similar al *pedimenttreppen*. El mecanismo de la formación de pedimentos es más accesible a nuestras observaciones y más comprensible que el de la formación de la penillanura (Jahn, 1954).

El modelo se basa en el retroceso paralelo de los escarpes y, tal como hemos visto, recoge ideas de los patrones de Davis y Penck (Higgins, 1975; Thorn, 1988b). Sus ideas no produjeron las amplias discusiones de los modelos de Davis y Penck, a causa de que su teoría fue emitida en una época en la que la Geomorfología se convulsionaba con el advenimiento del estudio de los procesos y de la cuantificación (Higgins, 1975).

Otra aportación muy discutida fue la del concepto de *cimatogenia*, explicada en su libro de 1962, que agregó a los de orogenia y epirogenia, y que consiste en un arqueamiento cortical regional con un levantamiento vertical de miles de metros. Esta idea parece inspirada en el *Hebung* de Cloos (1939). Para King los movimientos cimatogénicos son los dominantes en la corteza, idea en contraposición con la tectónica de placas, pero acorde con su creencia de una tierra en expansión (King, 1983).

Los modelos de Davis, Penck y King son, hoy por hoy, las tres únicas opciones existentes en relación con la evolución del relieve. Las ideas de Davis y King son cíclicas, con claras influencias climáticas, mientras que las de

Penck suponen una lucha continua entre la erosión y las diferentes velocidades de levantamiento. Estos modelos se sintetizan en la Figura 1.4.

1.2.3 La Geomorfología en la primera mitad del siglo xx

Es importante analizar las relaciones existentes entre las características del relieve de la superficie terrestre y los cambios corticales. Aunque se han expresado algunas ideas sobre esta relación en este capítulo, es preciso pormenorizar algunas de las más importantes investigaciones que tratan de la incidencia de la tectónica en la Geomorfología, entre la primera mitad del siglo xx y el advenimiento de la tectónica de placas en la década de los sesenta (Beckinsale y Chorley, 1968, 1991). En el Capítulo 2 de este libro se analiza brevemente la tectónica de placas en relación con la Geomorfología. En este apartado se describen las influencias de las modificaciones corticales y eustáticas en la primera mitad del siglo xx. La Geomorfología Climática y los cambios climáticos serán desarrollados ex profeso más a fondo en otros capítulos de este libro.

La **isostasia**, o estado de balance hidrostático en la corteza terrestre, fue emitida a mitad del siglo xviii y a mediados del siglo xix tuvo un importante desarrollo por parte de Airy en 1855 y Pratt en 1859 (Fig. 2.2). Gilbert, en su monografía de Lake Bonneville de 1890, incluyó un apartado sobre la hipótesis de la deformación terrestre por carga y descarga (Figs. 21.27 y 21.28). Durante la primera mitad del siglo xx, muchos investigadores fueron fieles seguidores de la compensación isostática, mientras que otros la criticaban duramente.

La **epirogénesis** es otra idea asociada al levantamiento de las montañas. De nuevo, Gilbert en su estudio sobre el Lake Bonneville señaló que amplios abombamientos pueden ser responsables de la creación de continentes. A éstos los denominó epirogénicos para distinguirlos de los orogénicos. Ambos los califica como diastroficos. Estos abombamientos corresponden a deformaciones verticales que King (1962, 1983) denominó cimatogénicas.

Los **cambios climáticos**, dominados por la energía solar, junto con las influencias gravitacionales de la corteza y los cambios eustáticos, han constituido una gran parte del pensamiento geomorfológico desde finales del siglo xix hasta la mitad del siglo xx (Beckinsale y Chorley, 1991). El establecimiento por Penck y Brückner en 1909 de los distintos periodos glaciares, Günz, Mindel, Riss y Würm, causó un gran impacto entre los geomorfólogos europeos y en algunos países llegaron a utilizar estas denominaciones. En las llanuras del norte de Europa se utilizan las siguientes denominaciones de antiguo a moderno: Menap, Elster, Saale y Weichsel y en el sector de Norteamérica, con el mismo orden: Nebraska, Kansas, Illinois y Wisconsin (Lamb, 1977).

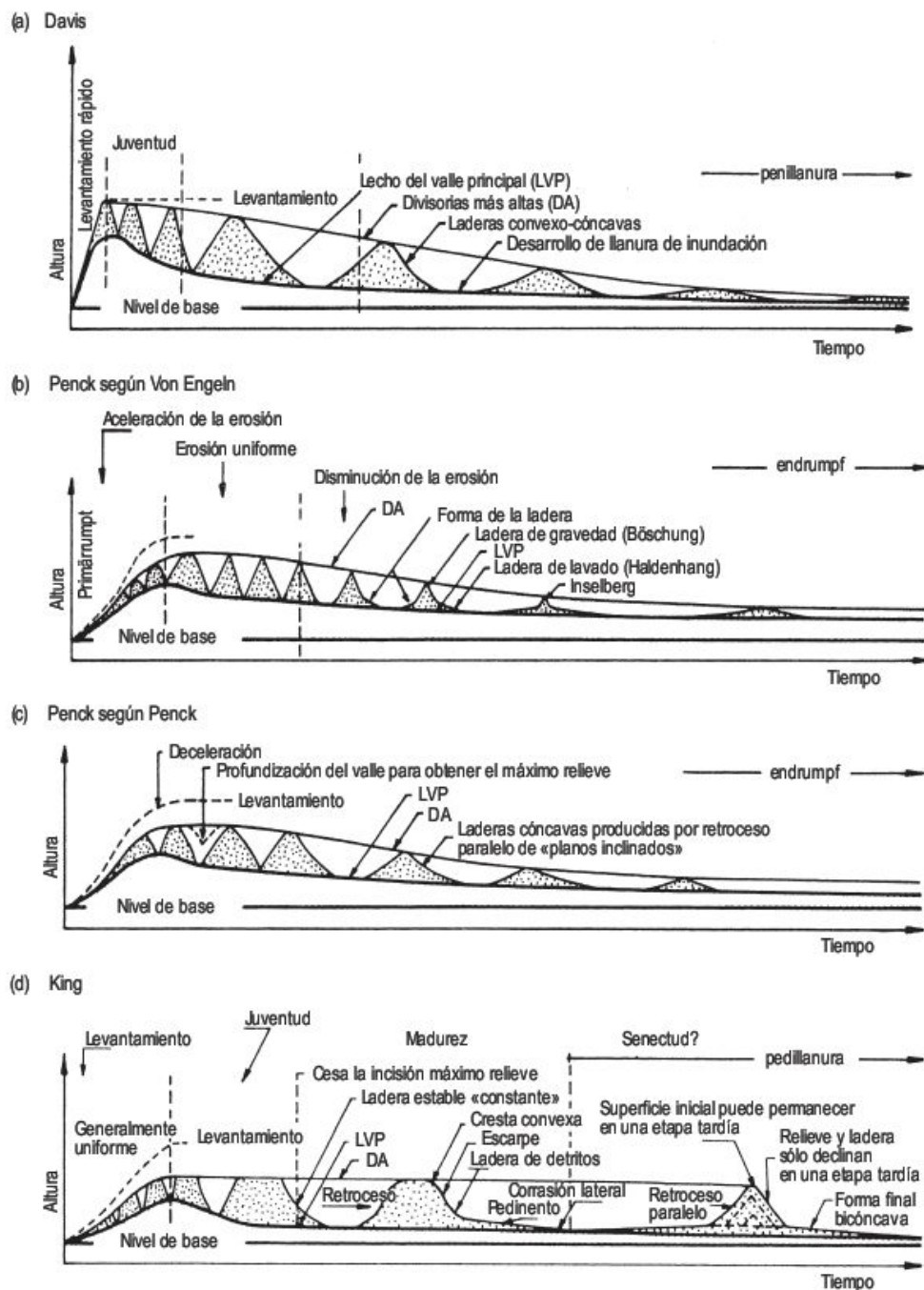


FIGURA 1.4 Modelos cíclicos de evolución del modelado en los que se indican las relaciones entre altura y tiempo, para un nivel de base fijo. También se muestran perfiles esquemáticos de laderas (Thornes y Brunsden, 1977).

En este periodo hubo muchos intentos por diversos investigadores para estimar la cronología de estas épocas glaciares e interglaciares. La introducción de la dendrocronología por Antevs en 1928, y los esfuerzos y tiempo que se precisaron en el estudio de las varvas, estudiadas en 1.500 lugares durante 30 años por De Geer en diversas publicaciones hasta 1940, comenzaron a dar sus frutos sobre la cronología del Pleistoceno superior y Holoceno.

En la primera mitad del siglo XX se produjeron grandes avances en el entendimiento de los paleoclimas, particularmente durante el Terciario y Cuaternario (Beckinsale y

Chorley, 1991). En la investigación geomorfológica se desarrolló la morfoclimatología y la geomorfología climatomórfica de Büdel (1963), que incluía en un espacio determinado el estudio de las paleoformas o formas heredadas.

Eduard Suess en su voluminoso tratado de tres gruesos volúmenes *Das Antlitz der Erde* (La Faz de la Tierra) (1883-1908), traducido al inglés, francés y español, puso de manifiesto la evidencia de transgresiones y regresiones continentales e indicó su práctico sincronismo a nivel global. Esto le sugiere que las áreas continentales han sido

estables a través del tiempo geológico, excepto algunos movimientos locales. Señala que los movimientos eustáticos positivos o transgresiones tuvieron una larga duración y fueron interrumpidos por movimientos negativos más cortos. Analizó la contraposición de las ideas neptunistas, que creían en el predominio absoluto de los movimientos del nivel del mar en la historia de la Tierra, a las de los tectonicistas que defendían la actuación de movimientos verticales en la superficie de la Tierra.

La publicación en 1894 de Albrecht Penck de su tratado *Morphologie der Erdoberfläche* apoyó considerablemente la teoría eustática, aunque estableció un mayor número de movimientos corticales que Suess. Consideró al eustatismo glacial como una evidente realidad. Por consiguiente, los geomorfólogos entendían que los efectos de los cambios en el nivel de base general se reflejaban en las formas resultantes (Chorley, 1963).

La hipótesis de Charles Darwin en 1835 de una lenta subsidencia del pico volcánico de la Isla de Morea (Tahití), traía consigo un crecimiento vertical del arrecife de coral para generar un atolón. Esta teoría fue apoyada por Dana en 1872 en su libro de Corales e Islas Coralinas y, en 1915, el eustatismo retornó con el problema de los arrecifes de coral, de la mano de Daly, con su teoría de control glacial de los arrecifes coralinos.

Después de mediada la década de 1930, los seguidores de las ideas diastróficas se enfrentaron a la teoría eustática e invocaron los movimientos verticales como los causantes de las transgresiones y regresiones (Beckinsale y Chorley, 1991).

La culminación de la teoría eustática en geomorfología se debe a la publicación del francés Baulig en 1928: *Le Plateau Central de la France*. Reconoció diferentes superficies de erosión y aunque indicó que su origen era subaéreo, también señaló que algunas debían haber sido biseladas en relación con niveles del mar más altos.

1.2.4 Geomorfología de procesos

La Geomorfología, como otras ramas de la ciencia, necesita pasar de la simple descripción a la cuantificación y para ello tiene que utilizar métodos de otras áreas científicas, fundamentalmente la Física. Aunque en las décadas de 1940 y 1950 algunos investigadores aplicaron estas técnicas a los glaciares y medios litorales, fluviales y eólicos, es a partir de la segunda mitad de este siglo cuando se produce una revolución o paradigma con el desarrollo de la Geomorfología de procesos. Los geomorfólogos se preocupan más por el proceso que por la forma (Barry, 1997). Algunos autores consideran que es el tema más importante de la Geomorfología moderna (Hart, 1986). Se ha estimado que en 1980 el 75% de la investigación geomorfológica en Gran Bretaña trataba sobre el estudio de los procesos a escala detallada (Gardner, 1983), y esto supone un abandono importante de la evolución geomorfo-

lógica de los grandes conjuntos morfodinámicos. Pero gracias al impulso de las técnicas cronológicas, estamos asistiendo a un renacimiento de la Geomorfología Histórica (Summerfield, 2005). El futuro de la Geomorfología debe apoyarse en el estudio de los procesos y también en la morfogénesis antrópica (Tricart, 1956c).

Para una mayoría el inicio de esta revolución viene dado por los artículos de Strahler (1950a, 1952) que se estiman como un manifiesto de la Geomorfología Dinámica o de procesos (Higgins, 1975). Para Strahler (1950) el método dinámico cuantitativo del estudio geomorfológico fue promovido por Gilbert en 1914 en su clásico trabajo: *The Transportation of Debris by Running Water*. Para otros, los trabajos de Leopold y colaboradores, resumidos en parte en el libro *Procesos Fluviales en Geomorfología* (Leopold *et al.*, 1964), son los auténticos pioneros y catalizadores de los estudios de los procesos geomorfológicos.

El estudio de los procesos se efectúa en un sistema proceso-respuesta, siendo el proceso el agente creador y la respuesta la forma resultante. Para analizar los procesos se utilizan numerosas y variadas técnicas, como corresponde a la diversidad de los medios en los que actúan (Goudie, 1981a). Muchas de estas técnicas son de invención reciente y, en muchos casos, de manufactura artesana. Como indica Hart (1986) la necesidad ha sido madre de la invención. Las investigaciones de los procesos son, en ocasiones, difíciles porque la instrumentación del sistema es compleja, también a causa de que los procesos actúan en combinación y, por otro lado, no es completo el conocimiento de los mecanismos de muchos de ellos (Baker y Twidale, 1991). El estudio de los mismos ha supuesto una reducción de las escalas temporales y espaciales. Así, por ejemplo, se investiga en procesos en microcuencas y en segmentos individuales de una ladera. En estas últimas décadas se ha realizado un gran esfuerzo en este campo, que constituye uno de los aspectos básicos de la Geomorfología y se espera que sus avances permitan comprender más adecuadamente la evolución de las formas del relieve. En la actualidad se conocen numerosas velocidades de erosión, que difieren según la litología y el clima. Han sido recopiladas por Saunders y Young (1983) y Goudie (1995). Por ejemplo, en laderas abruptas glaciares los valores son 1-5 mm/año, en zonas templadas 0,01-0,1 mm/año, en climas semiáridos 0,1-1 mm/año, en zonas de cárcavas 1-10 mm/año y en laderas abruptas de selva tropical 0,1-1 mm/año.

El estudio de los procesos, tanto en campo como en laboratorio, requiere de técnicas estadísticas que permitan elaborar adecuadamente los datos obtenidos. De aquí surge la *Geomorfología cuantitativa*, que tuvo un pionero en el ingeniero hidrólogo Horton (1945) en su trabajo sobre la morfometría de las cuencas de drenaje, que tuvo sus seguidores en Strahler (1952, 1956a, 1964), y Schumm (1956a). Con anterioridad a Horton, la descripción de las cuencas de drenaje y redes de canales era una ciencia cualitativa y se transformó en cuantitativa, lo que proporcio-

nó datos numéricos de valor práctico (Strahler, 1964). El desarrollo de la cuantificación ha venido dado por la existencia de las computadoras, que tratan rápidamente gran cantidad de datos.

Como consecuencia de la complejidad de los procesos geomorfológicos se han utilizado *modelos* (Kirkby, 1987), que son otra de las vertientes de la Geomorfología moderna. Los modelos a escala son los que reproducen una parte de la realidad (utilización de túneles de viento, tanques para erosión fluvial, etc.); los analógicos, como la simulación en caolín de la deformación del hielo y, finalmente, los matemáticos de los que Ahnert (1987a) y Kirkby (1994) son los investigadores más relevantes en la actualidad. Estos dos últimos modelos no pueden abarcar toda la complejidad de las interacciones entre los procesos (Baker y Twidale, 1991).

1.2.5 Reconstrucción de la historia geomorfológica: geocronología

Durante mucho tiempo, las disciplinas geológicas se han tenido que contentar con las **cronologías relativas**, que nos permiten conocer una sucesión de eventos, pero sin precisar la duración de los mismos. La **cronología absoluta** suministra la edad de algunos eventos, lo que aporta un cambio radical a nuestras investigaciones. No elimina las tradicionales cronologías relativas, sino que se utiliza para precisar la edad de las principales unidades temporales clásicas de la Geología (Tricart, 1965).

El **análisis polínico** se utiliza fundamentalmente en el estudio de los depósitos cuaternarios con el fin de investigar las oscilaciones climáticas, mediante la variación del polen en una columna o sondeo. A principios del siglo XX, Blytt y Sernander establecieron una columna de periodos climáticos, en los que diferenciaban de más moderno a más antiguo para el Postglaciar (que corresponde a los últimos 10.000 años) los periodos son: Subatlántico, Suborear, Atlántico, Boreal y Preboreal; el Tardiglaciar se subdivide en Dryas superior, Allerod, Dryas inferior, Bolling y finalmente al Pleniglaciar corresponde el Dryas más antiguo y el Ártico. Los restos **prehistóricos** constituyen otra fuente de datación.

La datación constituye una parte esencial de la reconstrucción del relieve y, por lo tanto, de la cronología, que es la esencia de la Geología. Además, las dataciones numéricas de las rocas permiten calcular velocidades de meteorización y erosión (Oguchi *et al.*, 1999). En la Tabla 3.1 se indican los métodos de datación absoluta más utilizados.

Las técnicas de reconstrucción han recibido un buen empuje por medio del estudio de los cambios recientes globales. El principal proyecto de IGBP (International Geosphere-Biosphere Programme) es el denominado Past Global Changes (PAGES). Incluye dos espacios de tiempo: (1) los últimos 2.000 años de la historia de la Tierra y (2) los últimos varios cientos de miles de años. Las contribuciones geomorfológicas al cambio ambiental en estas épocas se encuentran, entre otras, en Slaymaker (2000).

1.3 Sistemas geomorfológicos

Strahler en su publicación de 1952 sobre las bases dinámicas de la Geomorfología, indica que el desarrollo de esta materia es completo cuando las formas y procesos están relacionados como sistemas dinámicos y la transformación de las masas y la energía es función del tiempo. Muchos de los procesos geomorfológicos operan en sistemas definidos, que pueden aislarse para su análisis. En su trabajo de 1980, definió al sistema como un conjunto de elementos interrelacionados o interconectados, que se supone existen en el mundo real, y que poseen características únicas que los humanos pueden medir, describir, analizar o presentar. Los sistemas geomorfológicos se han complicado por la evolución biótica, que afecta al suelo (Twidale, 2003) y también por la aparición del hombre, que modifica el sistema natural (Clowes y Comfort, 1982). Los procesos teóricos y prácticos de la teoría general de sistemas fueron adaptados por varios discípulos de Strahler (Kennedy, 2004), tales como Chorley y Schumm.

Los sistemas pueden considerarse abiertos, cerrados y aislados (Chorley y Kennedy, 1971). En un **sistema aislado** no se importa o exporta materia o energía. En el **sistema cerrado** se puede transferir energía pero no materia. Finalmente, en un **sistema abierto** se puede intercambiar energía y la materia puede moverse (Hugget, 2003). En cualquier sistema geomórfico se manifiestan **procesos endógenos** o internos (tectónica, vulcanismo) y **procesos exógenos** o externos (geomórficos), que derivan en gran parte de las fuerzas climáticas (Scheidegger, 1961). En pocas palabras, los procesos endógenos crean el relieve y los exógenos lo destruyen. La cadena resultante entre ambos constituye una gran parte del desarrollo de la Geomorfología. El ciclo de erosión de Davis forma parte de lo que se conoce como sistema cerrado, mientras que el sistema abierto deriva de la teoría general de sistemas en la que se enmarca el estudio de los procesos (Kennedy, 2004).

Un ejemplo lo constituye el sistema fluvial (Schumm, 1977). En él diferencia un área fuente de sedimentos o de producción, que constituye la zona 1 o cuenca de drenaje, la zona 2 de transferencia y la zona 3 de sedimentación.

En la zona 1, los controles dominantes son el clima, el diastrofismo y los usos del suelo, mientras que los controles de la zona 3 son el nivel de base y el diastrofismo.

1.4 Conceptos geomorfológicos

La capacidad de un sistema geomórfico puede expresarse de dos formas: primera, por la velocidad de evacuación del sedimento y, segunda, por la energía consumida en mantenerlo o transformarlo. Esto conduce al concepto de **equilibrio**, que sólo puede expresarse en las direcciones del cambio (Chorley *et al.*, 1984). Chorley y Kennedy (1971) diferencian ocho tipos de equilibrio en Geomorfología (Fig. 1.5). (a) El equilibrio estático se encuentra cuando en un sistema no tiene lugar ningún cambio a lo largo del tiempo. (b) En el equilibrio estable hay una tendencia a volver a su estado primitivo después de un pequeño disturbio. (c) El equilibrio inestable se encuentra cuando un pequeño disturbio fuerza al sistema a un nuevo estado de equilibrio en el que se estabiliza. (d) El equilibrio metaestable se produce cuando un sistema atraviesa un umbral externo o interno del sistema. (e) El sistema estacionario existe cuando un sistema fluctúa constantemente alrededor de un estado de equilibrio medio. (f) El

equilibrio termodinámico constituye la tendencia de algunos sistemas hacia un estado de entropía máxima. (g) El equilibrio dinámico consiste en un conjunto de fluctuaciones en torno a un estado medio que cambia en una dirección determinada. (h) El equilibrio dinámico metaestable combina las tendencias dinámicas y metaestables con fluctuaciones alrededor de una tendencia en la que se atraviesan umbrales.

Muchas de las formas del relieve se encuentran en un equilibrio dinámico (Hack, 1960) en el que los procesos operan pero los elementos activos del sistema están en equilibrio entre sí. Si se produce una modificación como, por ejemplo, un cambio climático, puede superarse un **umbral geomórfico** (Schumm, 1973, 1979), generándose una inestabilidad en el medio. Estos umbrales pueden ser abruptos o graduales (Begin y Schumm, 1984) y pueden operar para cualquier intervalo de tiempo, desde minutos a millones de años. Los umbrales geomorfológicos pue-

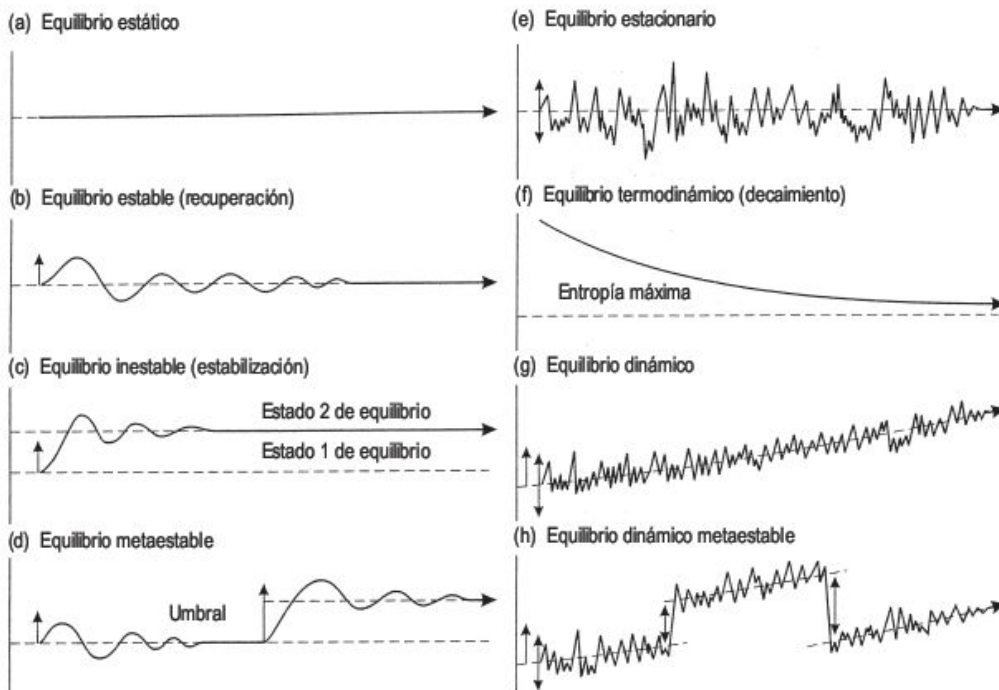


FIGURA 1.5 Tipos de equilibrio en Geomorfología (Chorley y Kennedy, 1971).

den desencadenarse por causas extrínsecas o intrínsecas. Un ejemplo del primer tipo es un cambio brusco que elimina la vegetación, lo que conlleva una intensa erosión. El umbral intrínseco opera dentro del sistema, como cuando tiene lugar un aporte continuo de partículas en una ladera en la que se llega a alcanzar un umbral crítico de inestabilidad. Estos umbrales geomorfológicos pueden definirse a veces cuantitativamente (Leopold y Wolman, 1957) (Fig. 1.6) y utilizarse como base para el reconocimiento de modelados potencialmente inestables (Schumm, 1979). Por otra parte, como las conexiones dentro de un sistema geomórfico son tan complicadas, cuando se introduce un cambio externo se propaga por el sistema de una forma compleja (**respuesta compleja** de Schumm, 1973). La identificación de un umbral intrínseco tiene aplicaciones prácticas. Brunsden (1980, 1990, 2004) analiza un conjunto de conceptos importantes en relación con la respuesta de los sistemas geomórficos a los procesos predominantes. Señala un **tiempo de reacción** del sistema ante los estímulos, seguido de un **tiempo de relajación** necesario para establecer unas nuevas condiciones de equilibrio. La suma de los tiempos de reacción y relajación constituye el tiempo de respuesta. El tiempo durante el que el sistema geomorfológico permanece en estado de equilibrio es el **tiempo de persistencia** (Fig. 1.7) (Bull, 1991). Podemos, por consiguiente, tener sistemas con diversos umbrales, tiempos de persistencia breves o largos y tiempos de respuesta muy variables. Estos últimos nos indican la sensibilidad del sistema al cambio (Brunsden, 1980, 1990; Wright, 1984).

La **inestabilidad** y el **cambio geomorfológico** se deben a la intervención de factores extrínsecos, que se introducen en el sistema, y a las propiedades internas de los sistemas (factores intrínsecos). Las condiciones de la inestabilidad intrínseca se pueden deber a que operan cerca de los umbrales intrínsecos (sistemas de erosión semiáridos); condiciones topográficas de alta energía, en las que las la-

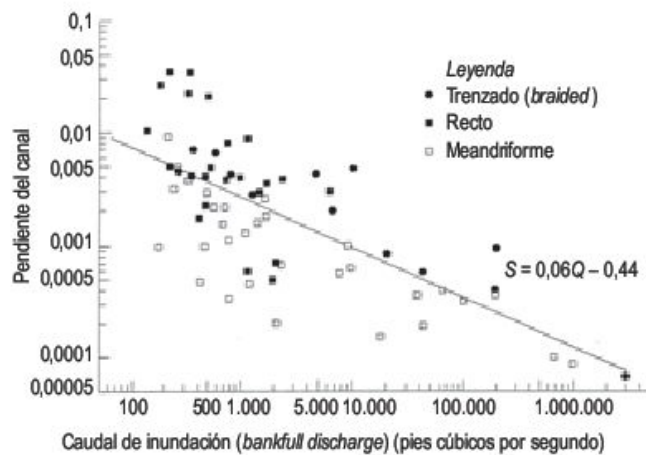


FIGURA 1.6 Relación entre el caudal y la pendiente. La línea separa los canales meandriformes y trenzados (*braided*) (Leopold y Wolman, 1957).

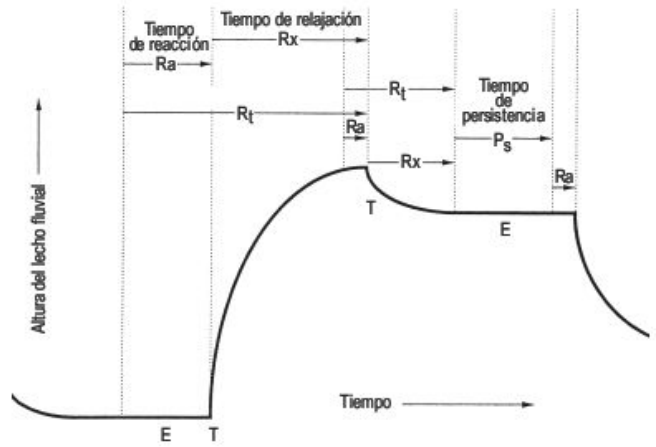


FIGURA 1.7 Los cambios en altura del lecho fluvial producidos por agradación y degradación se utilizan como referencias para indicar los componentes del tiempo de respuesta. R_t es el tiempo de respuesta, que es la suma del tiempo de reacción (R_a) y el tiempo de relajación (R_x). P_s es el tiempo de persistencia en las nuevas condiciones de equilibrio. T y E son condiciones de umbral y de equilibrio, respectivamente (Bull, 1991).

deras están cerca de umbrales erosivos (áreas de energético levantamiento tectónico y/o rápida incisión fluvial) y, finalmente, ambientes climáticos de gran energía (zonas de monzones y huracanes). Los sistemas de gran energía implican grandes movilizaciones de sedimentos, que corresponden a importantes velocidades de cambio geomorfológico intrínseco. Esta inestabilidad puede estudiarse en diferentes escalas temporales, desde las inestabilidades inducidas por el hombre, a los cambios climáticos y movimientos tectónicos del Cuaternario. También se puede extender a las escalas espaciales (Harvey, 2007).

Se conoce muy poco en relación con la resistencia de los sistemas naturales a los cambios geomorfológicos. Un campo de investigación de extraordinario interés es el relativo a la sensibilidad del modelado al cambio. «La **sensibilidad** de un paisaje al cambio se expresa como la probabilidad de que un cambio determinado en los controles de un sistema produzca una respuesta sensible, reconocible y persistente» (Brunsden y Thornes, 1979). La sensibilidad puede variar en el espacio y en el tiempo y también según la escala (Thornes y Brunsden, 1977). Los sistemas geomorfológicos de menor área alcanzan un equilibrio más rápido con las nuevas condiciones y permiten llevar a cabo un análisis en breves lapsos de tiempo. Las modificaciones temporales pueden ser lentas y graduales o súbitas y catastróficas. Las formas del relieve presentan, por lo general, una respuesta lenta al cambio climático, por lo que frecuentemente sólo se pueden analizar en largos periodos de tiempo. Para entender las modificaciones, más o menos rápidas, del desarrollo de los modelados es preciso conocer, lo más adecuadamente posible, las magnitudes de los procesos y el registro tempo-

ral de los mismos. Todo ello nos puede conducir al entendimiento de la sensibilidad de los sistemas geomorfológicos (Allison y Thomas, 1993). Podemos diferenciar aquellos modelados de alta sensibilidad a los impulsos externos y que, por lo tanto, responden rápidamente a los procesos predominantes, tales como los canales fluviales; se les puede denominar inestables o frágiles (Thomas, 2001). Los sistemas insensibles o estables son los que tienen una respuesta lenta y presentan una gran resistencia al cambio, como las zonas de interfluvio o las llanuras de África y Australia. Las áreas insensibles suelen corresponder a formas del relieve elaboradas en litologías resistentes, mientras que en las zonas sensibles los pequeños cambios se registran más rápidamente, tal y como se comprueba en las regiones acarcavadas (Brunsdén y Thornes, 1979).

En las áreas desérticas, la activación de los sistemas, necesaria para obtener una respuesta en el relieve, es, por lo general, mucho menor que en otras zonas climáticas. Esto indica que la sensibilidad climática del modelado de las zonas áridas es grande, ya que el tiempo de relajación necesario para reflejar cambios en las formas ante la aplicación de estímulos climáticos es pequeña (Shaw y Thomas, 1993). Estos modelados de corto tiempo de relajación Trudgill (1976a) los denomina **modelados lábiles** (Fig. 1.8). Los modelados lábiles se modifican rápidamente ante sucesos extremos o bien poseen una escasa resistencia al cambio. Su respuesta es casi paralela al cambio climático. Por el contrario, los **modelados resistentes** están sometidos a procesos débiles o presentan una elevada resistencia al cambio.

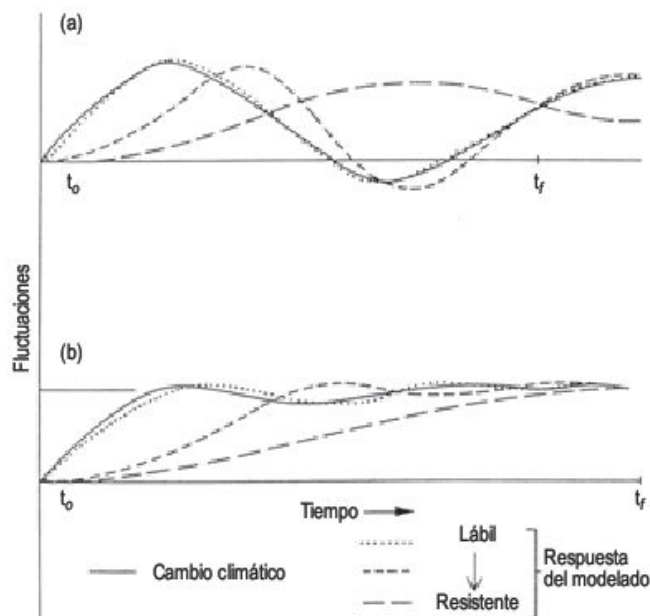


FIGURA 1.8 Respuesta de modelados lábiles y resistentes a lo largo del tiempo. (a) Corresponde a un cambio climático cíclico y (b) representa otro de carácter fluctuante y luego estabilizado (Trudgill, 1976a).

Se ha supuesto que un cambio climático es gradual y la respuesta hidrológica es del mismo tipo. Sin embargo, Knox (1972), en su trabajo del suroeste de Wisconsin (Estados Unidos), indica que el cambio climático puede ser abrupto y, como consecuencia, se desencadena una respuesta que, aunque breve, puede ser opuesta a las curvas de pérdida de suelo de Langbein y Schumm (1958). Este autor señala que si se produce un aumento de precipitación intenso y sostenido, éste da lugar a una erosión del canal y a un incremento de la pendiente de la ladera (Fig. 1.9c). Por consiguiente, también se produce en este corto periodo un aumento importante de la pérdida de suelo, seguido de una disminución (Fig. 1.9d). Sin embargo, estas fluctuaciones son difíciles de distinguir de los efectos de grandes inundaciones con gran periodo de retorno (Chorley *et al.*, 1984).

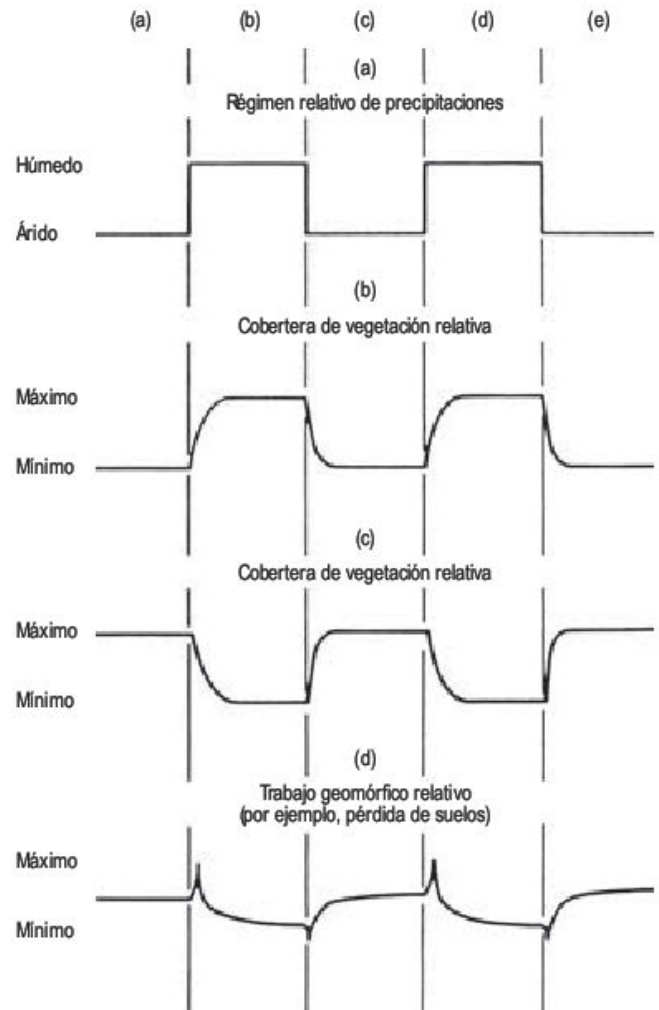


FIGURA 1.9 Respuestas de la vegetación y del modelado a cambios climáticos bruscos. Las curvas se aplican más adecuadamente a regiones de precipitaciones medias anuales comprendidas entre 250 y 1.520 mm (Knox, 1972).

1.5

Escalas espaciales y temporales

En las primeras decenas del siglo XX, cuando se admitían por muchos geomorfólogos las ideas de William Morris Davis, el problema de la escala era muy simple, ya que la concepción cíclica permitía dividir las formas en jóvenes, maduras y seniles (Cailleux y Tricart, 1956). Pero el progreso de la investigación científica hace inviable estas divisiones. Estas circunstancias han inducido a la elaboración de áreas de diferente tamaño en Geomorfología, ya que las clasificaciones son un instrumento en el cual podemos situar nuestras investigaciones y, a su vez, son de carácter práctico, como indica la elaboración de mapas geomorfológicos. Las formas las podemos clasificar según su dimensión o bien por los procesos que las originan (Cailleux y Tricart, 1956). La Geomorfología propone problemas que se enmarcan en un amplio rango de escalas temporales y espaciales (Cox, 2007).

Para explicar un curso meandriforme en una red de drenaje de pequeñas dimensiones se necesitan razonamientos muy distintos, que los necesarios para entender los *point bar* de un meandro en un río de grandes dimensiones (Schumm, 1985a, 1991). Se pueden utilizar explicaciones similares para aplicar la dimensión temporal, pero el problema del tiempo es más complicado de discutir, a causa de que el tiempo no se ve y resulta difícil definir. El tiempo es una medida del cambio (Schumm, 1991). Los estudios experimentales que se realizan en campo tienen una duración de algunos años y sus resultados deben utilizarse con gran precaución para extrapolarlos al funcionamiento

de sistemas geomorfológicos que operan en magnitudes de tiempo mucho más importantes (Schumm, 1985).

La escala espacial lleva implícita las características intrínsecas de la estructura y la actuación de los procesos que actúan en el trabajo geomorfológico. A determinadas escalas de espacio llegan a ser dominantes algunas variables. También hay que tener presente que los procesos no son homogéneos en diferentes escalas (Chorley *et al.*, 1984).

Se ha sugerido la diferenciación de las características del relieve en diferentes tamaños, tal como indica la Tabla 1.1 (Tricart, 1965), que tiene unos precedentes en el trabajo de Tricart (1952b) y sobre todo en el de Cailleux y Tricart (1956). La clasificación está dividida en ocho órdenes y la ordenación jerárquica espacial de las formas de Chorley *et al.*, (1984) es muy parecida a la de Tricart (1965). La clasificación expuesta en la Tabla 1.1 es muy expresiva y no necesita grandes explicaciones. Comprende desde las morfologías que se observan desde el espacio (Short y Blair, 1986) hasta las pequeñas rugosidades que presentan las rocas.

El gráfico adaptado por Baker (2004a), del propuesto por Carey (1962), sobre la escala de los fenómenos geotectónicos, quizá sea el que sitúe mejor los procesos responsables de los modelados que operan en un amplio rango de escalas temporales y espaciales (Fig. 1.10). Para diversos intervalos de tiempo y magnitud relativa de los eventos se pueden clasificar como mega-, meso-, micro- y sin eventos (Tabla 1.2) (Schumm, 1985a).

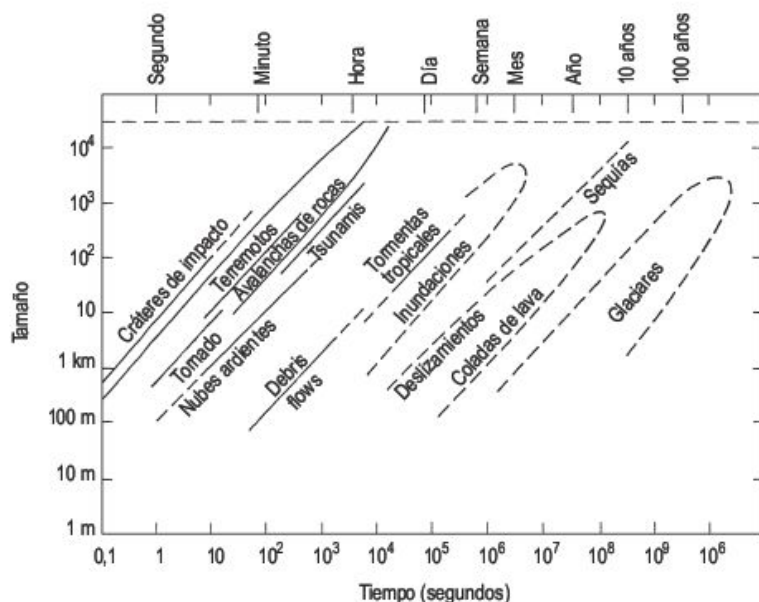


FIGURA 1.10 Escalas temporales y espaciales para diversos procesos geomorfológicos (Baker, 2004a; modificada de Carey, 1962).

TABLA 1.1 Clasificación espacial de las morfologías (Tricart, 1965).

Orden	Unidades de superficie terrestre (Km ²)	Características de las unidades, con ejemplos	Unidades climáticas equivalentes	Mecanismos genéticos que controlan el relieve	Tiempo de persistencia
I	10 ⁷	Continentes, cuencas oceánicas (configuración del globo)	Grandes sistemas zonales controlados por factores astronómicos	Diferenciación de la corteza terrestre entre sial y sima	10 ⁹ años
II	10 ⁶	Grandes entidades estructurales (Escudo Escandinavo, Tethys, Cuenca del Congo)	Grandes tipos climáticos (interferencia de los factores geográficos en los factores astronómicos)	Movimientos corticales, como la formación de geosinclinales. Influencias climáticas sobre la disección	10 ⁸ años
III	10 ⁴	Principales unidades estructurales (cuenca de París, Jura, Macizo Central)	Subdivisiones de los tipos climáticos, pero con poca importancia en la erosión	Unidades tectónicas que tienen una unión con la paleogeografía: tasas de erosión influenciadas por la litología	10 ⁷ años
IV	10 ²	Unidades tectónicas básicas: macizos montañosos, horsts, fosas	Climas regionales con influencias geográficas, especialmente en áreas montañosas	Influídos fundamentalmente por factores tectónicos y en segundo lugar por la litología	10 ⁷ años
Umbral de compensación isostática					
V	10	Accidentes tectónicos: Anticlinal, Sinclinal colgado, Monte, Valle, etc.	Climas locales, influenciados por la disposición del relieve; solana, umbría, efectos altitudinales	Predominio de la litología y de la tectostática. Influencias estructurales	10 ⁶ -10 ⁷ años
VI	10 ⁻²	Formas del relieve: crestas, terrazas, circos, morrenas, terminales, conos de deyección	Mesoclima, directamente asociado a la forma (por ejemplo, nichos de nivación)	Predominio de la litología y de la tectostática. Influenciado por la litología	10 ⁴ años
VII	10 ⁻⁶	Microformas: lóbulos de soliflucción, suelos poligonales, nebkas, badland, gullies	Microclima, directamente asociado con las morfologías, por ejemplo, lapiaz (<i>karren</i>)	Predominio de la litología y de la tectostática. Influenciado por la litología	10 ² años
VIII	10 ⁻⁸	Microscópico: por ejemplo, detalles de corrosión y pulido, etc.	Microambientes	Interferencia de la dinámica y de la textura de la roca	

TABLA 1.2 Significado variable de eventos geológicos a lo largo del tiempo (Schumm, 1985a).

Magnitud relativa del evento	Escala de tiempo							
	1 día	1 año	10 años	10 ² años	10 ³ años	10 ⁵ años	10 ⁶ años	10 ⁸ años
Mega-evento	Flujo o deslizamiento local del suelo	Barranco (<i>gully</i>)	Estrangulamiento de meandros	Erupción volcánica	Formación de terrazas	Glaciación continental	Grandes plegamientos y fallas	Construcción de montañas
Meso-evento	Reguero	Flujo o deslizamiento local del suelo	Barranco (<i>gully</i>)	Estrangulamiento de meandros	Erupción volcánica	Formación de terrazas	Glaciación continental	Grandes plegamientos y fallas
Micro-evento	Movimiento de granos de arena	Reguero	Flujo o deslizamiento local del suelo	Barranco (<i>gully</i>)	Estrangulamiento de meandros	Erupción volcánica	Formación de terrazas	Glaciación continental
Sin evento	—	Movimiento de granos de arena	Reguero	Flujo o deslizamiento local del suelo	Barranco (<i>gully</i>)	Estrangulamiento de meandros	Erupción volcánica	Formación de terrazas

1.6 Geomorfología aplicada

Se ocupa de la aplicación de los conocimientos geomorfológicos al estudio y propuesta de soluciones para resolver problemas de recursos, gestión y planificación ambiental (Jones, 1980). Una definición más simple es la propuesta por Huggett (2003), en la que indica que la Geomorfología aplicada estudia las interacciones de los humanos con las formas y los paisajes.

Es muy posible que los comienzos de la Geomorfología aplicada se iniciaran en el siglo XVIII por ingenieros franceses con espíritu naturalista, que abordaron la construcción de obras públicas (Tricart, 1962). Con el advenimiento de la Geomorfología de procesos en la década de 1950, comienza un nuevo enfoque en el que se establece una unión más íntima con los aspectos prácticos de la Geomorfología. En la actualidad, los valores de cuantificación de los procesos permiten a la geomorfología llevar a cabo labores de predicción, tan útiles como los necesarios para situar el emplazamiento de un repositorio para albergar residuos radiactivos de alta actividad.

Las aplicaciones de la Geomorfología pueden dividirse en dos grandes clases (Chorley *et al.*, 1984): 1) el hombre como agente geomorfológico, en términos de sus efectos, inadvertidos sobre los procesos y las formas geomorfológicas. 2) La Geomorfología como ayuda para valorar la ubicación, construcción ingenieril y planificación. Es evidente que los objetivos de la Geomorfología aplicada son numerosos y de gran amplitud.

Son innumerables los artículos y simposios publicados sobre Geomorfología aplicada y destacan por su número los relativos a Geomorfología Ambiental. Los libros editados por Hails (1977), Fookes y Vaughan (1986), Allison (2002) y Fookes *et al.* (2005) son un compendio de las diferentes ramas de la Geomorfología aplicada, explicadas por geomorfólogos especialistas en cada una de las materias. Conviene señalar el libro editado por Slaymaker (2000), por la problemática futura debida a los efectos del calentamiento de nuestro planeta en los sistemas geomorfológicos, en la que se deben valorar sus predicciones.

Los mapas geomorfológicos son la representación gráfica precisa de las formas del relieve de un área, en la que se indican un amplio rango de influencias pretéritas y actuales (St-Onge, 1968). La mayoría de las Ciencias de la Tierra han tenido un especial interés en la elaboración de mapas (Edafología, Geología, Botánica). Los mapas geomorfológicos constituyen un documento básico, que debe ser reelaborado en determinados aspectos en función de las necesidades concretas de aplicación (Peña, 1997a). El interés práctico de la cartografía geomorfológica viene expuesto en Tricart (1962, 1965, 1972, 1979), Tricart y

Demek (1972), Panizza (1972, 1988), Piotrowski *et al.* (1972). Las aplicaciones de los mapas geomorfológicos son muy numerosas: agricultura y sector forestal, ingeniería civil (obras lineales, construcción de presas) (Tricart y Demek, 1972) y prospección minera (Piotrowski *et al.*, 1972).

«Un sistema de cartografía geomorfológica puede definirse como la serie de elementos ordenados en una leyenda, establecida previamente siguiendo unos criterios metodológicos y que son aplicados a la elaboración de un mapa geomorfológico» (Peña, 1997b). Como las características geomorfológicas suelen ser diferentes en los distintos países y territorios, se han elaborado diversas leyendas geomorfológicas, que se ajustan a sus necesidades. Además, otro importante criterio previo es el de la elección de la escala adecuada a los fines perseguidos.

Se han propuesto por la Unión Geográfica Internacional escalas unificadas para la elaboración de mapas geomorfológicos de grandes territorios y se ha realizado el Mapa Geomorfológico de Europa a escala 1:2.500.000, en 16 mapas y con leyenda en cuatro idiomas (Bashenina *et al.*, 1968, 1971). Recientemente se presentó en el Sixth International Conference on Geomorphology (Zaragoza, 2005) el Mapa Geomorfológico de España y del margen continental a Escala 1: 1.000.000 (Martín-Serrano, 2005), en el que se explica en una memoria acompañante los objetivos, diseños y contenidos del mapa. El análisis y la problemática de los mapas geomorfológicos de escala media se encuentra ampliamente desarrollado en el libro editado por Demek y Embleton (1972) y en las consideraciones de Van Zuidam (1982). Un ejemplo lo constituye el Mapa Geomorfológico de Aragón a Escala 1:300.000 (Peña *et al.*, 2002). Para fines prácticos se deben utilizar escalas 1:25.000 a 1:100.000 y, en problemas concretos, acudir a mapas más detallados. Éstos se engloban dentro de los mapas de gran escala que diferencian Dumitrashko y Scholz (1978).

Como consecuencia de la diversidad de modelados se han planteado diferentes leyendas geomorfológicas en determinados países. Se ha propuesto una norma para el establecimiento del mapa detallado de Francia (Tricart, 1972). Esta leyenda ha sido traducida al español por Serrat (1976) y utilizada con variaciones por geomorfólogos españoles. Martín-Serrano *et al.*, (2004) establecen la leyenda del Mapa Geomorfológico de España, Escala 1:50.000. El Sistema de Cartografía Geomorfológica del I.T.C. (International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences) fue elaborado, sometido a revisiones y presenta la leyenda en inglés, francés y español (Verstappen y Van Zuidam, 1968, 1991; Verstappen,

1970). Los mapas geomorfológicos detallados tienen una gran raigambre en Polonia (Klimaszewski, 1956, 1963; Jurasz y Niewiarowski, 1962). La leyenda de los mapas geomorfológicos de Rusia ha sido establecida por Bashenina *et al.*, (1960) para escalas de 1:25.000 y 1:50.000. La primera leyenda de los mapas checos fue elaborada en 1963 y los trabajos de Demek (1972) y Czudek (1973a) han contribuido notablemente a potenciar la cartografía geomorfológica en Checoslovaquia. Los mapas geomorfológicos alemanes se realizan: dentro del GMK Schwerpunktprogramm, Leser y Stäblein (1985) establecen la leyenda del mapa geomorfológico 1:25.000. También Pa-

nizza (1972) propone la leyenda de los mapas geomorfológicos detallados en Italia.

En España se ha elaborado la leyenda de los mapas geomorfológicos a escala 1:50.000 (Martín-Serrano *et al.*, 2004). Desde hace algunos años cada mapa geológico oficial a escala 1:50.000, va acompañado de un mapa geomorfológico en color a la misma escala. Igualmente, las propuestas de leyendas detalladas han sido planteadas en muchos otros países.

Por otra parte, a lo largo del desarrollo del presente libro se pretende analizar los problemas de carácter aplicado en los diferentes ambientes diferenciados.

1.7

Estructura de la Geomorfología

Jennings (1973) en su artículo sobre la historia y compartimentación de la Geomorfología propone una estructura de esta disciplina (Fig. 1.11), basada en sus experiencias personales. En su esquema, indica que las técnicas empleadas y los estudios relacionados pueden aplicarse a diferentes regiones o dominios de la Geomorfología, tales como fluvial, costero, glaciar, karst, etc. También en la figura enmarca las materias que están afectadas por la revolución matemática y en parte por la nueva Geomorfología.

Otra división es la propuesta por Tricart y Cailleux (1965) en la que diferencian tres grandes grupos: Geomorfología Climática o Zonal, Geomorfología Estructural y Geomorfología Azonal o Plurizonal, que algunos autores aplican en su libro (Panizza, 1992).

Volviendo a la Figura 1.11, el armazón de la Geomorfología comprende las Geomorfologías Estructural, Dinámica, Climática y la cronología de la denudación. Todas ellas alimentan a la Geomorfología Histórica. Las formas pueden cartografiarse, analizarse por morfometría, teniendo en cuenta sus influjos estructurales estáticos y dinámicos. El estudio de los procesos, la sedimentología de los sedimentos correlativos y las dataciones radiométricas, también convergen en la Geomorfología Histórica. Finalmente, el cambio climático y antrópico terminan por configurar la estructura de la Geomorfología para el Profesor Jennings. Es evidente

que se trata de una versión particular, pero creemos que cubre ampliamente las diferenciaciones más significativas de la Geomorfología.

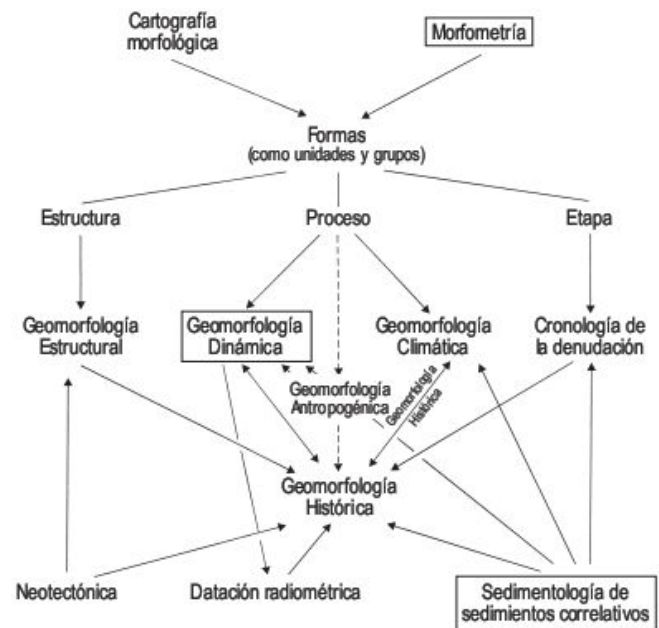


FIGURA 1.11 Estructura de la Geomorfología (Jennings, 1973).