

O conceito de equilíbrio em Geomorfologia

THE CONCEPT OF EQUILIBRIUM OF GEOMORPHOLOGY

WILLIAM ZANETE BERTOLINI

PROF. ADJUNTO DA UNIVERSIDADE FEDERAL DA FRONTEIRA SUL, CAMPUS CHAPECÓ, SC. E-MAIL: WILLIAM.BERTOLINI@UFFS.EDU.BR

Abstract: The concept of equilibrium has been frequently used in geomorphological studies in different contexts of drivers, processes and relief shapes. It is a concept with different meanings, which entail various underlying theoretical approaches to the definition. Nevertheless seem to converge towards an equivalence of forces manifest in a given geomorphological system. In this paper, which is part of the author's doctoral thesis, the main approaches given to the concept of equilibrium by different authors have been characterized from the 19th to the early 21st century. Among the conclusions of this review include: (i) the concept of equilibrium in geomorphology is derived from the Newtonian conception of equality (balance) of forces; (ii) such a Newtonian conception is common to many authors from the 19th century to now in the metodological terms although there is different treatment on how to assess equilibrium condition of the relief; (iii) the challenging issue around the relief equilibrium analysis and its operationalization in terms of shapes, materials and processes.

Manuscrito:

Recebido: 27/03/2019

Corrigido: 10/09/2019

Aceito: 27/09/2019

Citação: Bertolini, W. Z. (2019). O conceito de equilíbrio em Geomorfologia. *Terræ Didática*, 15, 1-17, e19038. doi: 10.20396/td.v15i0.8655009

Palavras-chave: Equilíbrio. Relevô. Teorias geomorfológicas.

Introdução

O vocábulo equilíbrio tem origem latina e, na acepção física, diz respeito às seguintes situações: (1) condição de um sistema físico no qual as grandezas que sobre ele atuam se compõem para não provocar nenhuma mudança em seu estado; (2) posição estável de um corpo, sem oscilações ou desvios; (3) igualdade de força entre duas ou mais coisas ou pessoas, grupos etc., em oposição; (4) estado do que está submetido a duas forças opostas iguais; (5) igualdade quantitativa (Houaiss & Villar, 2001).

Guardadas as devidas ressalvas, o emprego do termo equilíbrio no sentido geomorfológico mantém vínculos estreitos com seu(s) significado(s) na Física embora seja aplicado de acordo com a natureza dos fenômenos característicos das geociências. Ou seja, aplicado a materiais, processos e formas que são categorias de raciocínio próprias no fazer geocientífico e que se referem a objetos variados na realidade.

As origens da ideia de equilíbrio no estudo da superfície terrestre não são recentes e remontam ao século XVII quando Domenico Guglielmini já considerava que os canais fluviais ajustavam sua declividade até alcançarem um equilíbrio, compre-

endido como uma relação entre força e resistência (Dury, 1966). A ideia foi retomada por Surell (1841) que representa a concepção de equilíbrio em sistemas naturais antes das concepções clássicas implícitas nos estudos de Grove Karl Gilbert em 1877 e no ciclo de erosão de William Morris Davis em 1899. Surell, ao estudar as torrentes dos altos Alpes franceses, concebeu as ideias de nível de base, erosão remontante e perfil de equilíbrio (*courbe de lit*) que mais tarde influenciaram Powell, Gilbert, Davis e Hack (Abreu, 1980). Surell entendia o equilíbrio das torrentes e dos cursos fluviais como uma harmonia entre as formas do relevo nas diferentes porções da bacia de drenagem e os processos que aí operam, atingindo uma condição na qual não haveria mais incisão vertical no canal de escoamento (Abreu, 1980). Ele entendia o equilíbrio como um jogo dinâmico de forças no qual o perfil longitudinal dos canais

(...) tendia a se ajustar segundo uma geometria [declividade] comandada pelos mecanismos que presidiam o escoamento do fluxo, nos quais combinavam-se variáveis de natureza estrutural e processual (Abreu, 1980, p.6).

Embora o conceito de equilíbrio em geomorfologia tenha sido alvo de várias nuances e reinterpretações, a abordagem tradicional desse conceito implicitamente oferece a hipótese de que, após certo tempo, o sistema geomorfológico alcança um estado de equilíbrio dinamicamente estável (Gilbert, 1877; Hack, 1960; Ahnert, 1987; Phillips, 1992a). O estado de equilíbrio dinâmico é mantido pelo ajuste mútuo entre os processos de agitação e degradação do relevo, caracterizado pelo balanço dos fluxos de matéria e energia que entram e saem do sistema, o que equivale dizer que os processos morfogênicos se encontram balanceados com as condições características do meio como, por exemplo, a resistência litológica (Hack, 1960; 1975).

O caráter dinâmico, próprio de sistemas abertos como o relevo, não é revelado pelas ideias de Hack e já aparecia nos escritos de Gilbert (1877) e na geomorfologia francesa, adjetivado com o termo móvel. Destaca-se nesse sentido o trabalho de Klein que afirma que “os equilíbrios morfológicos são, por natureza, equilíbrios móveis” (Klein, 1959, p.304).

Thorn & Welford (1994) afirmam ser uma lástima que o conceito de equilíbrio que tenha se disseminado na geomorfologia seja o de equilíbrio dinâmico de Hack (1960). Segundo eles, Hack misturou um conceito de origem estritamente geomorfológico e baseado na dinâmica como foi o desenvolvido por Gilbert (1877) com o conceito de equilíbrio da Termodinâmica (Thorn & Welford, 1994, p.682). Além disso, Hack propagou a confusão entre os termos equilíbrio dinâmico e *steady state* cuja distinção fez unicamente no seu texto de 1975. Assim, o desenvolvimento teórico feito a partir de Hack tem não só mantido um equilíbrio dinâmico como equivalente ao *steady state* mas também ao conceito de quase-equilíbrio, todos empiricamente derivados de uma condição de média (Thorn & Welford, 1994, p.682). A crítica mais contundente desses autores em relação ao equilíbrio dinâmico de Hack é a de que tal conceito é utilizado por ele como um “princípio regulativo”, usado *a priori* na interpretação do modelado e independente da escala (Thorn & Welford, 1994, p.690).

Outras abordagens afirmam que o equilíbrio é uma propriedade relevante somente para relações específicas entre os componentes de um sistema, e não aplicável ao sistema como um todo (Howard, 1988). A opinião de Bracken & Wainwright (2006) é, ainda, diferente, afirmando-se que seria melhor tratar o equilíbrio como uma metáfora (ou um

princípio regulativo) que subsiste em muitos conceitos e ideias geomorfológicas; mais do que como um estado concreto ou conjunto de processos (Bracken & Wainwright, 2006, p. 176). Esses autores afirmam ainda que “o equilíbrio não é algo que possa ser medido ou mensurado. Entretanto, esta dificuldade não significa que a condição de equilíbrio necessariamente não exista” (Bracken & Wainwright, 2006, p. 176). Os autores afirmam que a suposição de equilíbrio ou uma tendência a isto, implicitamente incrustada no pensamento geomorfológico, leva a uma abordagem que é inerentemente estática e linear (Bracken & Wainwright, 2006).

Longe de ser um tema e um conceito de consenso na geomorfologia, existem diferentes terminologias para caracterizar o estado de equilíbrio geomorfológico como equilíbrio meta-estável, dinâmico, quase-dinâmico, *steady state*, o que reflete um desenvolvimento teórico-conceitual significativo e muitas vezes confuso sobre o tema. Todavia, o esclarecimento e a explicitação do que é e do que há por trás do emprego desse conceito parece ser um modo útil de tornar seu emprego junto ao meio geocientífico adequado e minimamente efetivo como ferramenta de investigação. Afinal, de um ponto de vista epistemológico, a transformação de dados em conhecimento requer um emprego adequado de teorias, conceitos, hipóteses e modelos (Gregory & Lewin, 2018). Nesse sentido, o objetivo deste texto é o de fazer um resgate histórico de como a ideia de equilíbrio foi sendo empregada e foi se transformando no campo geomorfológico. Com vistas a contribuir para uma maior elucidação do debate sobre como esse conceito pode ser operacionalizado em termos de sua serventia à avaliação do relevo e da sua transformação e evolução.

A noção de equilíbrio de Grove Karl Gilbert

Gilbert tratou a questão do equilíbrio de forma vinculada sobretudo aos aspectos do trabalho fluvial nas paisagens continentais. Nesse sentido, em, 1877 aplicou a noção de equilíbrio como uma igualdade de forças que se anulam ou, uma igualdade ou equilíbrio de ação. A tendência à igualdade de ação é o que esse autor chama de equilíbrio dinâmico (Gilbert, 1877, p.123).

... a capacidade de corrosão é, por toda parte, proporcional à resistência até que haja um equilíbrio de ação. Em geral, nós podemos dizer que um rio tende a equalizar seu trabalho em todas as partes do seu curso (Gilbert, 1877, p.113).

Outro aspecto da sua ideia de equilíbrio parece repousar em “taxas iguais de degradação em todas as partes de uma vertente”, condição que ele aplica à caracterização de uma topografia madura. Nessa condição, a evolução das vertentes manteria um perfil constante (Gilbert, 1909, p.345).

Sua abordagem da questão do equilíbrio alcançado nas paisagens continentais passa pela análise das relações de parâmetros ditos, atualmente, morfométricos. Assim, por exemplo, Gilbert diz que as bacias fluviais contidas em áreas de igual resistência litológica e que alcançaram uma condição de equilíbrio têm as declividades dos afluentes de menor porte sempre maiores que aqueles cursos de porte maior (Gilbert, 1877, p. 114). Afirma ainda que, partindo-se do princípio de que a erosão é mais rápida onde a resistência litológica é menor,

as variações topográficas decorrentes das diferenças de resistências oferecidas ao trabalho erosivo progredem até que um equilíbrio seja alcançado através da lei das declividades. Quando a razão da ação erosiva – entendida como algo dependente da declividade – se torna igual à razão das resistências – oriundas da natureza litológica – haverá uma igualdade de ação (Gilbert, 1877, p.116).

Em termos da estabilidade dos divisores de drenagem, Gilbert associa essa condição ao fato de que ao longo dessas linhas de drenagem a água da chuva não possui efeito de transporte, permanecendo assim como as porções altimetricamente mais elevadas (Gilbert, 1877, p.139). No entanto, opostas a essa tendência estão aquelas que levam à instabilidade dos divisores. Trata-se de mecanismos de transformação do relevo relacionados ao sistema de drenagem e denominados pelo autor de *ponding, planation e alluviation* (Gilbert, 1877, p.139). Esses mecanismos estão relacionados, respectivamente, aos processos de soerguimento e/ou rebaixamento de porções da superfície, à movimentação lateral dos canais e à construção de cones aluviais e deltas.

Na opinião de Thorn & Welford (1994) o conceito de equilíbrio de Gilbert (1877) além de ser entendido como uma igualdade de forças sujeitas a diferentes níveis de resistências constitui e descreve um processo e uma condição de um sistema (a bacia de drenagem). Também é um conceito que depende da escala, foca-se na transferência de massa mais do que de energia e é expresso pela declividade (Thorn & Welford, 1994, p.682). Estes autores afirmam ainda que:

Os dois aspectos mais importantes da contribuição de Gilbert foram o estabelecimento de retroalimentação negativa e a utilização da massa como medida. Sob esse ponto de vista, equilíbrio dinâmico é um conceito unicamente geomorfológico fundado na dinâmica; e não pode ser equacionado como os conceitos da termodinâmica (Thorn & Welford, 1994, p.685).

A noção de equilíbrio de William Morris Davis

A classificação genética das formas da superfície terrestre foi um empreendimento de grande importância que sistematizou o estudo do relevo terrestre por William Morris Davis em termos de sua estrutura, processos e tempo, no que ele chamou de O Ciclo Geográfico. A inserção do tempo na organização de processos responsáveis pela modelação do relevo é, aliás, apontada por alguns autores como grande novidade que alavancou o desenvolvimento da ciência geomorfológica (Baugl, 1950; Klein, 1985; Giusti, 2004). Nas palavras do próprio Davis, o “processo não pode completar seu trabalho instantaneamente, e o conjunto de mudanças a partir de uma forma inicial é, portanto, uma função do tempo” (Davis, 1899, p.482).

Evidentemente as formas não são uma função exclusiva do tempo, tendo a estrutura geológica e a altitude, por exemplo, papéis fundamentais na evolução do modelado. Nesse sentido, as mudanças de nível de base exercem função importante sobre as taxas de mudanças na paisagem, afinal de contas “as forças destrutivas não podem, ao longo do tempo, erodir as paisagens continentais abaixo do ultimo nível de base de sua ação”, o nível de mar (Davis, 1899, p.483). No que se refere à taxa das mudanças na evolução das paisagens, Davis afirma:

A taxa de mudança sob condições processuais normais (...) é, em princípio, relativamente moderada; então avança rapidamente até um máximo e, posteriormente, decresce indefinidamente até um mínimo (Davis, 1899, p.483).

A forma como considera as mudanças no desenvolvimento e evolução das paisagens continentais está estreitamente associada a uma visão cíclica na qual o equilíbrio ou condição de *grade* é alcançado na fase de senilidade da paisagem.

Davis explica tal evolução em função do trabalho fluvial que acontece de maneira distinta conforme a fase de desenvolvimento das paisagens.

Em cada fase – que não precisa ter a mesma duração em relação às outras – existe um determinado vigor altimétrico e uma certa variedade de formas, em função da velocidade com que os processos acontecem.

Considerando um evento de soerguimento como ponto de partida de um ciclo, Davis afirma que numa primeira fase há um rápido aprofundamento dos principais vales, com um aumento do vigor altimétrico do relevo. Esse vigor altimétrico é máximo em uma segunda fase quando uma variedade de formas aparece em função do recuo das cabeceiras de drenagem. Em uma terceira fase o decréscimo do vigor altimétrico acontece mais rapidamente, em comparação às outras fases e as vertentes tornam-se mais suaves; entretanto, essas mudanças avançam muito mais lentamente do que na primeira e segunda fase. A partir da última fase, o relevo é gradualmente reduzido a medidas cada vez menores e as vertentes tornam-se tão suaves que algum tempo após o último estágio mostrado na Figura 1 a região é somente uma extensa planura ou peneplano (Davis, 1899).

Vale a pena lembrar que Davis nunca deixou de considerar que os processos erosivos pudessem atuar concomitantemente ao soerguimento, ao contrário do que fazem parecer alguns críticos menos cautelosos. “Não há implicação de que pelo fato das forças de soerguimento ou deformação atuarem rapidamente não ocorram mudanças destrutivas durante sua operação” (Davis, 1899, p.487).

Comparativamente ao ciclo de vida, Davis afirma que,

haverá uma breve juventude com um aumento do vigor altimétrico, uma maturidade em que há um máximo de vigor ou desnível altimétrico com uma grande variedade de formas, um período de transição em que mais rapidamente se processa o rebaixamento do relevo e uma senilidade indefinidamente longa quando um relevo plano passa por mudanças excessivamente lentas (Davis, 1899, p. 487).

Há uma sequência dessas fases e a cada uma delas associam-se mudanças na textura e quantidade dos detritos que compõem a carga fluvial. Nas palavras do autor:

A carga é pequena no início, e rapidamente aumenta em quantidade e granulometria durante a juventude quando a região tem seus vales escavados; a carga continua a aumentar em quantidade, mas provavelmente não na sua granulometria durante o início da maturidade, quando a ramificação dos vales acontece por erosão remontante, aumentando-se então a área de exposição aos processos erosivos; após a completa maturidade, a carga continuamente decresce em quantidade e granulometria; e durante a senilidade a baixa quantidade de carga que é transportada deve ser de textura muito fina ou mesmo ser somente carga em solução (Davis, 1899, p. 488).

À medida que a velocidade dos processos e a declividade vão diminuindo a capacidade de realizar trabalho de um rio se torna menor. Quando uma igualdade entre a capacidade de realizar trabalho e o trabalho executado é alcançada, então um rio atinge sua condição de *grade*, termo este sugerido por Gilbert e usado para substituir a expressão de perfil de equilíbrio dos engenheiros franceses (Davis, 1899). No contexto davisiano, a capacidade de um rio trabalhar significa a capacidade para transportar e para entalhar, enquanto o trabalho executado se relaciona com o transporte da carga detrítica que lhe é fornecida e com a ultrapassagem sobre as forças de resistência exercidas pelo leito e margens (Christofolletti, 1981). O termo *grade* deve ser empregado para a condição de balanço entre erosão e deposição de um rio maduro ou senil (Davis, 1954). “Quando a condição de *grade* é atingida, a alteração da declividade só acontece com a mudança na relação entre volume e carga; e mudanças desse tipo são muito lentas” (Davis, 1899, p.489). Vale ressaltar que um rio em equilíbrio (*graded river*) não mantém uma declividade

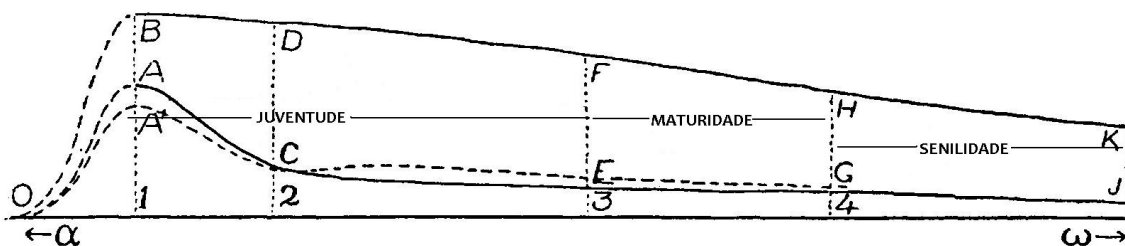


Figura 1. Ilustração das fases de desenvolvimento da paisagem segundo Davis (1899), adaptada

constante e que as declividades podem variar significativamente em dois sistemas fluviais vizinhos considerando-se tal condição (Davis, 1954). A litologia é um fator que faz com que declividades diferentes se estabeleçam no processo de alcance do equilíbrio por um curso fluvial.

Segundo o autor há dois modos pelos quais um rio alcança a condição de *grade*: por incisão (degradação) e por sedimentação (agração). No primeiro caso o *grade* é primeiramente atingido no baixo curso fluvial e se propaga retrogressivamente em direção ao médio e alto curso. A presença de rochas mais e menos resistentes condicionam o processo (Davis, 1899, p.489). No segundo caso, se

por qualquer motivo um rio é incompetente para transportar a carga que chega até ele, não conseguirá aprofundar seu leito mas, ao contrário, irá preenchê-lo (agração). Assim um rio desse tipo deposita a parte mais grossa da sua carga formando um alargamento da sua várzea e aumentando seu declive até ganhar velocidade suficiente para prosseguir com seu trabalho (Davis, 1899, p. 489).

Admitindo-se que em porções de rochas mais friáveis um rio alcançará o estado de *grade* em um tempo diferente do seu segmento em rochas menos friáveis, Davis afirma que a condição de *grade* não é atingida de uma só vez, como um todo. Ela é estendida a partir da foz em direção às cabeceiras (Davis, 1899; 1954). Em termos de bacia hidrográfica, os rios de maior amplitude são os que primeiramente alcançam a condição, sendo seguidos pelos rios menores tão rapidamente quanto possível. “Quando a condição de *grade* é atingida pelo rio, a incisão na porção jusante praticamente cessa, mas a incisão a montante continua; uma planície de inundação é então formada quando o canal se distancia e vagueia a partir da vertente mais suave do vale” (Davis, 1899, p.493). À medida que o rio serpenteia o seu vale, aumenta seu comprimento, o que tende a causar uma diminuição dos encauchamentos, e torná-lo menos competente do que antes (Davis, 1899). Associada a esse processo acontece a migração dos divisores de drenagem fruto do trabalho erosivo fluvial e dos vários processos atuantes nas vertentes.

Davis denomina o material que é transportado e sofre as influências dos processos intempéricos nas vertentes como *waste-sheet*, algo como lençol de intemperismo, se traduzido ao pé da letra, e equivalente ao manto de intemperismo. Trata-se

do material que sofre os efeitos do intemperismo físico e químico, de movimentos vertente abaixo, das plantas, etc. Comparando este elemento da paisagem com os rios, o autor afirma que um lençol de intemperismo também move-se mais rapidamente na superfície e mais vagarosamente em profundidade.

Associando a ideia de *grade* aos mantos de intemperismo, Davis afirma que, da mesma forma como nos canais fluviais, um manto de intemperismo na condição de *grade* é “aquele no qual a habilidade das forças de transporte em realizar o seu trabalho é igual ao trabalho que elas têm a fazer” (Davis, 1899, p.495). As vertentes nessas condições são aquelas que os engenheiros diriam estar em ângulo de repouso, devido à condição aparentemente estável do manto de intemperismo em relação ao movimento de reptação ou *creeping* do solo. Davis define esse ângulo como o ângulo inicial de *grade* (*angle of first-developed grade*) (Davis, 1899, p.495).

Uma concavidade inicial em uma vertente será preenchida até o seu ângulo de *grade*, pelo material vindo de montante; esse material irá se acumular até alcançar o ponto mais baixo da borda da concavidade quando, então, o fluxo de saída de material irá ficar balanceado com o fluxo de entrada (Davis, 1899, p. 496).

Da mesma maneira que nos cursos fluviais, a condição de *grade* nas vertentes é alcançada gradativamente da base para o topo e do baixo vale para o alto vale. A influência da resistência rochosa também se manifesta no alcance da condição de *grade* pelas vertentes, à exceção dos morros testemunhos e esporões que conseguem permanecer fora desse alcance.

Assim como os rios em *grade* degradam lentamente seus cursos após o período de máxima carga, os lençóis de intemperismo adotam declividades cada vez mais suaves quando as porções mais altas da superfície são consumidas e o material grosseiro não é mais perdido para as vertentes abaixo. Uma mudança das mais delicadas no ajuste aparece. Inicialmente, quando as vertentes *graded* se desenvolvem, elas são íngremes, e o lençol de intemperismo que as recobre é de material grosseiro e espessura moderada; (...). Em uma fase mais avançada do ciclo, as vertentes *graded* são moderadas e o material de recobrimento torna-se mais fino texturalmente e com maior espessura do que antes; nessa fase,

os fracos agentes de remoção são favorecidos por um menor intemperismo das rochas sob o manto de intemperismo e pela redução à uma fina textura do material perdido durante sua lenta jornada. Em uma fase senil, quando todas as vertentes são muito suaves, os agentes de remoção devem ser fracos por toda parte e sua igualdade com os processos de fornecimento de material podem ser mantidos somente pela redução desses processos a baixos valores (Davis, 1899, p.497).

Quando os topos e as vertentes, assim como os fundos de vale, encontram-se na condição de *grade*, a maturidade passou e a senilidade está instalada. Não aparecem aí feições novas. Quaisquer que tenham sido os soerguimentos, as estruturas e durezas das rochas, surge uma superfície plana – um peneplano –, sendo controlada somente pelo nível de base. Esta é a penúltima fase de um ciclo ininterrupto ou ideal. A última fase seria um plano sem relevo (Davis, 1899, p.497).

Embora tenha sido um aspecto frequentemente ignorado por alguns autores que se reportaram à teoria de Davis, a concepção de que o Ciclo Geográfico é mais um esquema ideal de interpretação da evolução das paisagens continentais do que um ciclo real, já que a crosta terrestre é frequentemente submetida a movimentos que interrompem a sucessão de fases do ciclo, não o torna uma mera abstração teórica. Ao contrário, o próprio Davis afirma que o ciclo é capaz de acomodar toda a sorte de movimentos crustais que “determinam uma maior ou menor quebra nos processos previamente em operação, começando uma nova série de processos com relação a um novo nível de base” (Davis, 1899, p.499). O próprio termo rejuvenescimento, de inspiração davisiana e recorrentemente levantado por geomorfólogos contemporâneos, vem se ajustar à ideia de interrupção de um suposto ciclo ideal. E não é este termo contraditório a outras abordagens teóricas da geomorfologia. O próprio Davis reconhece que tal interrupção pode acontecer a qualquer momento do ciclo sem que haja algo de anormal nisso.

A ideia de equilíbrio preconizada por Davis é a de um balanço de forças, com tendência crescente à medida que o ciclo progride e é plenamente manifestado na fase senil do relevo. Ele acontece mediante o alcance do equilíbrio (ou condição de *grade*) dos cursos fluviais e do manto de intemperismo (vertentes) como um todo na paisagem. Contudo, vale lembrar que Davis não afirma que a condição geral de *grade* de uma paisagem, uma vez

alcançada, seja eterna. Mudanças de um clima árido para um clima úmido ou vice-versa e alterações na carga fluvial fazem com que um novo nível de base se estabeleça levando o sistema a reajustes e a um progresso na direção de um novo equilíbrio (Davis, 1954). Além disso, Davis admite pequenas variações nas formas sob a condição de *grade*. Isto fica claro na seguinte citação:

Em virtude das contínuas, embora pequenas, variações de volume e carga do canal ao longo do ciclo normal, a condição de balanço de qualquer rio só pode ser mantida por uma igualmente contínua, embora pequena, mudança na declividade do rio, por meio da qual a capacidade de realizar trabalho e o trabalho a ser feito se mantêm iguais. (...). Há forte probabilidade de que, após a condição de *grade* ser alcançada em um ciclo normal, não perturbado, um rio possa, por um tempo, realizar a agradação do seu fundo de vale até que a máxima carga seja alcançada; e somente após essa máxima carga e seu decréscimo é que pode haver um lento e contínuo decréscimo da declividade fluvial que continua ao longo da maturidade tardia e da senilidade (Davis, 1954, p.398-399).

Segundo o autor, a concepção de *grade* deve incluir a consideração de “declividades diferenciadas e mutáveis em grandes e pequenos rios, em rios maduros e senis, em rios que cortam rochas duras e friáveis e em rios de regiões áridas e úmidas” (Davis, 1954, p.400). Assim, sua concepção leva em conta as condições e a organização dos materiais, processos e formas da superfície.

A noção de equilíbrio de Walther Penck

Penck reconheceu que o modelado da superfície terrestre era resultado do jogo de forças entre os agentes endogenéticos e exogenéticos que se opunham. E que a efetividade dos processos exógenos dependia da atividade dos processos endógenos, fato pelo qual, inclusive, o autor reconhecia a importância do gradiente altimétrico na análise morfológica das formas do relevo. Sobre isso o autor afirma:

Em todas as superfícies sob a ação dessas forças mutuamente dependentes e opostas, há uma tendência de que um equilíbrio físico venha se estabelecer. Isso é obtido quando as forças endogenéticas e exogenéticas realizam a mesma quantidade de trabalho por unidade de tempo, isto é, quando elas trabalham a uma mesma taxa

ou têm a mesma intensidade. Assim, há um equilíbrio na superfície terrestre quando os processos exógenos e endógenos, quando soerguimento e desnudação, subsidência e deposição, acontecem sob uma mesma taxa; e não somente quando – como geralmente se assume – ambos processos se anulam e sua intensidade é consequentemente zero (Penck, 1953, p. 3).

Penck desenvolveu uma perspectiva de análise das formas do relevo em que deduziu que formas típicas de vertente são indicativas de como a intensidade da erosão se processou a longo prazo. Segundo seu raciocínio, perfis de vertente côncavos e rupturas de declive na forma côncava são indicativos de uma morfodinâmica caracterizada pelo decréscimo na intensidade erosiva e diminuição relativa das altitudes – *waning development* – (Penck, 1953, p.153). Os perfis convexos e a ocorrência de quebras ou rupturas convexas são representativos de uma morfodinâmica marcada pelo aumento na intensidade erosiva e um aumento relativo nas altitudes – *waxing development* (Penck, 1953, p.156). Vertentes retilíneas caracterizam um estágio de desenvolvimento do relevo marcado por taxas erosivas constantes, incisão fluvial uniforme e permanência das altitudes do relevo (Penck, 1953, p.156).

Considerando que as vertentes côncavas são as formas típicas do relevo, ele afirma, no entanto, que “cada vertente côncava pressupõe uma fase de desenvolvimento durante a qual a erosão avança a um máximo antes de chegar a um fim” (Penck, 1953, p.181). Em resumo: o *waning development* implica *waxing development* prévio. Assim, vertentes côncavas devem gradar a montante para perfis convexos, como é típico nas terras altas da Alemanha (Penck, 1953, p.181).

A noção de equilíbrio de Leopold e Langbein

A abordagem do equilíbrio preconizado por Leopold & Langbein (1962) passa pelo conceito de entropia na evolução da paisagem.

O conceito de entropia é expresso em termos da probabilidade de vários estados. Entropia trata da distribuição de energia. O princípio introduz o fato de que a condição mais provável existe quando a energia é uniformemente distribuída no sistema fluvial, de acordo com as restrições físicas impostas pelo meio. (...). O perfil fluvial mais provável de ocorrer é aquele que se aproxima da condição na qual a taxa de produção de

entropia por unidade de massa é constante na porção jusante do canal (Leopold & Langbein, 1962, p.A1).

Os autores afirmam que o desenvolvimento da paisagem envolve a disponibilidade e a distribuição de energia, um fator que pode ser descrito apropriadamente como entropia, adaptando-se o termo da termodinâmica (Leopold & Langbein, 1962, p.A2). Aliás, afirmam que a entropia de um sistema é função não da sua energia total, mas da disponibilidade de energia para alimentar os processos naturais. E que, no caso dos sistemas geomorfológicos, a principal forma de energia atuante é a mecânica, principalmente em função da energia que a chuva introduz no sistema relevo.

A distribuição de energia em um sistema geomorfológico é um modo de expressar a elevação relativa das partículas de água e sedimento que gradualmente irão, nos processos de evolução da paisagem, mover-se para baixo na direção do nível de base. O perfil longitudinal de um rio, por exemplo, é um modo de se afirmar sobre a distribuição espacial dos materiais do fundo do leito com relação à sua elevação e, portanto, com respeito a sua energia potencial (Leopold & Langbein., 1962, p.A2/A3).

Os autores afirmam ainda que “diversas formas do relevo parecem ser explicadas de maneira geral como condições da mais provável distribuição de energia” (Leopold & Langbein, 1962, p.17). A distribuição da energia do sistema pode ser definida em termos da probabilidade da ocorrência da distribuição das partículas do sistema (Leopold & Langbein., 1962). No caso de um sistema que inclua vários estados alternativos, com as probabilidades individuais de ocorrência sendo $p_1, p_2, p_3 \dots p_n$, a entropia do sistema é definida como a soma dos logaritmos dessas probabilidades (Leopold & Langbein., 1962, p.A3).

$$\emptyset = c \sum \log p$$

De acordo com os princípios da termodinâmica, a entropia de um sistema é máxima quando a somatória dos logaritmos das probabilidades é máxima. No entanto, para que o sistema consiga atingir a condição de uma distribuição de energia equivalente a uma entropia máxima isso depende das interferências e restrições dos fatores do meio sobre a distribuição de energia (Leopold & Langbein, 1962), o que vem a ser uma dificuldade

para a aplicação do cálculo da entropia em termos matemáticos e estatísticos.

Um aspecto conceitual importante a ser ressaltado no desenvolvimento teórico desses autores é que:

o *steady state* possível em um sistema aberto difere do estado estacionário (*stationary state*) do equilíbrio estático dos sistemas fechados. Assim, deve-se igualar os termos *steady state* e equilíbrio dinâmico, em geomorfologia, como definido por Hack (1960) (Leopold & Langbein, 1962, p. A4).

Segundo Prigogine (1955 p. 82) e Denbigh (1951 p.86), em um sistema aberto em equilíbrio dinâmico, a taxa de aumento de entropia no sistema é zero. No entanto, “na evolução do estado estacionário de um sistema aberto a taxa de produção de entropia por unidade de volume corresponde a um mínimo compatível com os fatores limitantes do sistema” (Prigogine, 1955, p.84). A condição de estabilidade (*steady state*) é caracterizada nos sistemas abertos por uma produção de entropia mínima por unidade de volume compatível com as restrições impostas pelo meio. Aparece aí, então, a noção de fatores limites (*thresholds*) ou resistência, ou inércia do sistema que Howard (1965), em consonância com Langbein e Leopold (1964), afirma ser fundamental para o estudo do equilíbrio e da dinâmica de um sistema.

A ideia de entropia mínima é correspondente àquela do menor esforço ou do trabalho mínimo realizado pelos agentes do sistema. Tal situação, de mínimo trabalho, é suportada por uma dinâmica do sistema mantida por uma entropia mínima (Leopold & Langbein, 1962; Zdenkovic & Scheidegger, 1989; Nanson & Huang, 2018). No entanto, reconhecendo-se que um sistema aberto, como o relevo, implica o recebimento contínuo de *inputs* de energia, sempre o afastando de um mínimo energético ou de equilíbrio, a condição de equilíbrio dinâmico como preconizada nos sistemas fechados é inaplicável. Dessa maneira, Leopold & Langbein (1962) consideram que o equilíbrio não é atingido em um sistema como um todo, já que este está continuamente sofrendo perturbações. Nessa perspectiva, do ponto de vista termodinâmico, o sistema alcançaria um estado estável ou estacionário (*steady state*) ou de quase-equilíbrio na situação de balanço ou ajuste de forças e não um estado de equilíbrio dinâmico do ponto de vista termodinâmico

dos sistemas fechados.

Um aspecto importante ressaltado por Leopold & Langbein com relação a este princípio é o de que:

um rio, por exemplo, pode ajustar sua profundidade, largura ou velocidade sob um dado declive de muitas maneiras. Portanto, há muitas possibilidades de a condição de máxima probabilidade, correspondente à máxima entropia, ser satisfeita. Nesse sentido, a inferência intuitiva dos geomorfólogos de que um rio em equilíbrio encontra-se na condição de trabalho mínimo não é completa (Leopold & Langbein, 1962, p.A7).

De acordo com os autores, “a evolução da paisagem é uma evolução na natureza dos fatores limitantes no tempo, mantendo ao longo e através do tempo um equilíbrio dinâmico ou quase-equilíbrio” (Leopold & Langbein, 1962, p. A19).

A noção de equilíbrio de John Hack

Um dos grandes expoentes no desenvolvimento do conceito de equilíbrio em geomorfologia foi John Hack que estudou o relevo do vale do Rio Shenandoah na região dos Apalaches nos Estados Unidos. Hack levou em consideração as características da rede de drenagem, da estrutura geológica e da topografia em consonância com as ideias de Gilbert (1877). Do ponto de vista metodológico, o estudo do equilíbrio dinâmico do relevo é o estudo das relações areais, ou seja, como ocorrem no espaço, entre processos e formas para a interpretação da sua história passada (Hack, 1960).

A concepção preconizada por ele, denominada de equilíbrio dinâmico, sustenta que o equilíbrio de uma paisagem é resultante de um estado de balanço entre forças que se opõem de tal forma que elas operam sob taxas iguais e seus efeitos se cancelam mutuamente, produzindo assim um estado estável (*steady state*) no qual a energia está continuamente entrando e saindo do sistema (Hack, 1960; 1965; 1975; 1982). “Quando a topografia encontra-se em equilíbrio e a energia erosiva é a mesma, todos os elementos da topografia são erodidos à mesma taxa” (Hack, 1960, p.80). Quando o sistema geomorfológico atinge o estado de equilíbrio dinâmico há um ajustamento das formas ou geometria do relevo com a entrada e saída de energia e matéria do sistema. Assim, cada vertente e cada canal em um sistema erosivo encontram-se ajustados a

todos os demais canais e vertentes. Vale ressaltar que, embora Hack diga que taxas iguais de erosão caracterizam um sistema geomorfológico em estado de equilíbrio, ele reconhece também que a energia erosiva muda espacial e temporalmente e que o relevo desenvolve-se segundo essas mudanças. Taxas iguais de erosão não significam que as formas permaneçam imutáveis. Só não haverá mudança se as taxas de soerguimento e erosão permanecerem constantes em uma área onde as rochas expostas à superfície sejam similares.

Desde que as forças diastróficas operem gradualmente de maneira que um balanço se mantenha pelos processos erosivos, a topografia permanecerá em um estado de balanço, embora possa evoluir de uma forma a outra. Se, entretanto, movimentos diastróficos repentinos ocorrerem, formas relictuais podem ser preservadas na topografia até que um novo *steady state* seja alcançado (Hack, 1960, p.86).

Reconhecendo o caráter isotrópico da crosta terrestre, a concepção de equilíbrio dinâmico de Hack considera que as formas do relevo nesta condição diferem segundo os tipos de rocha.

Uma área composta por micaxistos ou outra rocha ígnea ou metamórfica submetida a uma rápida desnudação química, tem mais divisores arredondados do que uma área composta de quartzitos, se ambas estão em equilíbrio no mesmo sistema dinâmico, porque o xisto é fragmentado pelo intemperismo em partículas siltosas e argilosas que são rapidamente removidas dos topos para as baixas vertentes. Por outro lado, para remover o quartzito dos divisores à mesma taxa, vertentes muito mais íngremes e cristas acentuadas são necessárias tendo em vista que a rocha deve ser movida na forma de grandes fragmentos (Hack, 1960, p.87).

Esta noção de equilíbrio difere daquela apresentada por Davis em, 1899. Segundo palavras do próprio Hack (1960 p.86):

No conceito de ciclo de erosão de Davis, o equilíbrio é atingido em alguma parte da bacia de drenagem quando há um balanço entre a carga fornecida a um rio a partir das suas cabeceiras e a habilidade do rio em transportá-la, ou, em outras palavras, quando a declividade do canal reduz-se apenas ao suficiente para que a corrente possa transportar o material de montante com a descarga existente. Esse tipo de equilíbrio é

atingido de modo quase imediato [na opinião de Hack], e não está relacionado a um estágio particular na evolução do canal. O conceito de Davis implicaria que algumas partes do sistema de drenagem estariam em equilíbrio enquanto outras, ao mesmo tempo, não estariam, e que a condição de equilíbrio se estende gradativamente, através do tempo, de jusante para montante em todo o sistema de drenagem. Mais do que no conceito de balanço entre a carga fluvial e a capacidade do rio em movimentá-la, é mais útil na análise topográfica considerar o equilíbrio de uma paisagem envolvendo um balanço entre os processos de erosão e a resistência das rochas, assim como se estão submetidas ao soerguimento ou adernamento pelos movimentos diastróficos (Hack, 1960, p.86).

Outro aspecto do princípio de equilíbrio dinâmico defendido por Hack se refere à abordagem do tempo em seu modelo. Diferentemente da noção cíclica de Davis, Hack não via o desenvolvimento do relevo como preso a ciclos em que determinada sequência de formas corresponderia a determinada idade do relevo – juventude, maturidade e senilidade conforme Davis.

A ideia de Hack é a de que o relevo é explicado não por ciclos de soerguimento, calma tectônica e rejuvenescimento mas por uma erosão mais ou menos contínua em uma clara concepção acíclica de transformação morfológica da paisagem. Seu conceito de equilíbrio admite a continuidade dos processos diastróficos da crosta no estabelecimento da condição de equilíbrio erosivo do relevo. Hack afirma que as formas em equilíbrio dinâmico não precisam ser explicadas vinculadas a determinadas fases temporais como o fazia Davis do ponto de vista genético. “As formas e processos estão num estado estável de balanço (*steady state*) e podem ser consideradas como independentes do tempo” (Hack, 1960, p.85).

Um aspecto interessante do princípio do equilíbrio dinâmico adotado por Hack é que o equilíbrio pode ocorrer sob os mais variados panoramas topográficos (Christofolletti, 1973). Portanto, o equilíbrio de Hack não equivale ao estágio de senilidade do relevo identificado por Davis, em que o relevo se encontraria arrasado (peneplano). Sua concepção de equilíbrio é a de um balanço de forças entre os processos de erosão, soerguimento e resistência das rochas. Uma perspectiva muito mais concordante com a de Penck do que com a de Davis, como reconhece o próprio Hack em 1960.

Tal balanço é reflexo da entrada e saída de energia do sistema, independente de qual seja a fase em que o relevo se encontre.

A noção de equilíbrio nos estudos geomorfológicos da segunda metade do século XX e início do século XXI

A partir da metade do século XX, alguns autores, tratando em maior ou menor medida da noção de equilíbrio do relevo, parecem introduzir certas nuances e ideias, ou, ao menos, uma maior clareza em torno do conceito de equilíbrio em geomorfologia a partir de suas interpretações.

A concepção de Chorley (1962) é a mesma de Hack, considerando como sinônimos os termos de *steady state* e equilíbrio dinâmico. No entanto, sua definição em termos da equivalência entre força e resistência introduz algo além da perspectiva de Hack.

A tendência para, e o desenvolvimento do, *steady state* não demanda uma igualdade entre força e a resistência sobre a paisagem, mas que as formas dentro da paisagem sejam reguladas de tal maneira que a resistência apresentada pela superfície, em qualquer ponto, seja proporcional à tensão (*stress*) nela aplicada (Chorley, 1971, p.10).

No *steady state* do desenvolvimento da paisagem, a força e a resistência não estão equalizadas (o que não precisa implicar alteração da forma absoluta), mas se encontram balanceadas em sentido areal, de tal modo que a força possa até exceder a resistência e causar remoção da massa. Todavia, como já assinalamos, a remoção da massa sob condições de *steady state* pode implicar alteração progressiva em algumas propriedades geométricas da paisagem, notadamente um decréscimo do relevo médio, mas isso não significa que todas as propriedades necessitam responder desta maneira simples à progressiva remoção de matéria (Chorley, 1971, p.11).

A proporcionalidade da resistência dos materiais em relação à tensão ou força aplicada parece estar em consonância com a ideia dos fatores limites na geomorfologia (*thresholds*) discutida por Phillips (1992). Um fator limite ou *threshold* diz respeito a um ponto do sistema a partir do qual este sofre

mudanças mediante a atuação de agentes ou forças externas a ele. Segundo Phillips (1992), um fator limite pode ser expresso na forma de força (F) dividida pela resistência (R). Na perspectiva de balanço de massa, se $F/R > 1$ há erosão e transporte de massa. Se $F/R < 1$ há deposição ou acúmulo. A mudança de um sistema de um estado A para um estado B pode acontecer como uma mudança de um equilíbrio estável para um equilíbrio instável ou vice-versa, desde que sejam ultrapassados certos limites de resistência do sistema. A questão dos fatores-limite é também adotada por Bull (1991) na descrição das mudanças na paisagem. Segundo este autor quando um sistema é perturbado ele somente reage à perturbação se os seus fatores-limites são ultrapassados. Quando um fator-limite é ultrapassado, acontece uma mudança no modo de operação do sistema (Bull, 1991).

Vale destacar a diferenciação feita por Phillips com relação aos termos instabilidade dinâmica, caos e suas relações com o equilíbrio. Instabilidade dinâmica é diferente do estado de equilíbrio (Phillips, 2006). A instabilidade dinâmica ou não-equilíbrio implica modos variados de ajuste no sistema e a possibilidade de resultados diferentes para mudanças ou distúrbios idênticos ou similares. Um novo estado de equilíbrio (*steady state equilibrium*), por sua vez, implica uma resposta consistente em todo o sistema e uma previsibilidade (Phillips, 2006, p.111), ao contrário da instabilidade dinâmica.

Os sistemas geomorfológicos podem ter respostas múltiplas ou múltiplos modos de ajustamento às mudanças, uma vez que na ausência de uma isotropia perfeita, as condições iniciais variam localmente. Por isso a sensibilidade às condições iniciais torna possíveis respostas divergentes (Phillips, 2006, p.111).

Tal situação diz respeito a uma não-linearidade que admite a possibilidade de instabilidade dinâmica e caos (Phillips, 2006). Todavia, vale destacar que “instabilidade e caos não excluem a existência de um equilíbrio estável. Já se tem notado que entre pequenos períodos de tempo [entre limiares] estabilidade pode existir” (Phillips, 1992, p.228).

As ideias mais recentes de Phillips sobre o equilíbrio do relevo parecem levar à afirmativa de que tal estado não é a “finalidade” deste tipo de sistema. Pelo contrário. Em alguns sistemas geomorfológicos *steady state equilibrium* não existe ou é irrelevante (Phillips, 2011, p.320). Existem muitas maneiras

de o sistema se desenvolver e o equilíbrio não é, necessariamente, a finalidade do relevo.

As mudanças ambientais qualitativas da paisagem podem representar: (i) uma nova configuração de equilíbrio em resposta a um novo quadro de condições limites; (ii) a evolução gradual em busca e em torno de um limiar ou; (iii) a persistência ou crescimento de pequenos distúrbios em um sistema dinamicamente instável. A diferença entre esses tipos de mudanças de estado pode depender da escala espacial ou temporal e de quem avalia (Phillips, 2006, p.111).

Segundo Chorley, “na prática, o *steady state* raramente é caracterizado por um exato equilíbrio, mas simplesmente pela tendência em atingi-lo” (Chorley, 1971, p.12). Nesse sentido sua concepção é muito semelhante à de Leopold & Langbein (1962), ou seja, um *quasi-equilibrium*.

Strahler (1950; 1974) admite uma condição de equilíbrio alcançada pelos rios como do mesmo modo feito por Davis em seu conceito de *grade*. Em outras palavras, a capacidade de carga do rio é igual à quantidade média de materiais que chega a ele para ser transportada (Strahler, 1974). Nesse sentido, na década de 1950 ele utilizou a correlação entre gradientes de canal e declives de vertente para afirmar sobre relações de equilíbrio na paisagem; em função de que vertentes declivosas deveriam estar associadas a canais com elevados gradientes, enquanto vertentes com baixos declives deveriam estar associadas com canais também de baixo declive ou gradiente. Ou seja, deveria haver uma correlação positiva entre essas duas variáveis nos casos em que houvesse uma condição de equilíbrio. Mais recentemente, Bertolini (2015) aplicou essa ideia à análise dos cursos d’água da alta bacia do rio Piranga, em Minas Gerais, concluindo não haver uma correlação entre os gradientes de canal e os gradientes de vertente, caracterizando-se assim uma situação morfológica de desequilíbrio do sistema geomorfológico da área. Importante salientar que tal falta de correlação não significa necessariamente a causa da falta de equilíbrio mas apenas indica a condição do sistema como não equilibrada.

Strahler também concorda com Leopold & Langbein (1962) na medida em que afirma que “o equilíbrio entre a capacidade de carga da corrente e a carga total transportada acontece somente como uma condição média ao largo de muito tempo” (Strahler, 1974, p.483).

Quando alcança o estado de equilíbrio, a corrente segue escavando a parte côncava das margens. Não pode continuar realizando a incisão vertical sem que destrua a condição de equilíbrio, mas a erosão lateral não afeta materialmente o equilíbrio (Strahler, 1974, p.483).

Acrescenta ainda que em um sistema de drenagem em *steady state* há o desenvolvimento de formas topográficas características que, quando alcançadas, encontram-se em uma condição de independência em relação ao tempo (Strahler, 1950). Sua concepção de equilíbrio ou *steady state* inclui as ideias de Bertalanffy sobre a energia nos sistemas abertos.

“Sistemas abertos consomem energia para manter o *steady state* (...) além de que qualquer distúrbio no fluxo de materiais e energia causará um reajustamento até que um novo *steady state* seja reestabelecido” (Strahler, 1950, p.676).

A concepção de equilíbrio de Strahler é muito próxima à de Davis, incluindo, entretanto, as noções de energia nos sistemas abertos. Quando a topografia encontra-se no estágio de maturidade “a vertente é a manifestação do *steady state* no qual as forças desnudacionais são ajustadas aos fatores de resistência da superfície de modo a fornecer uma quantidade ajustada de detritos aos cursos d’água” (Strahler, 1950, p.677). Contudo, parece não concordar com a afirmativa de que alterações na altimetria do relevo implicam necessariamente mudanças de estado de equilíbrio, já que isso não implica necessariamente uma alteração de todos os demais componentes do sistema.

Na perspectiva de um conceito testável, Ahnert (1994) afirma que dentre os muitos termos relativos ao equilíbrio em geomorfologia somente dois são necessários: o de equilíbrio dinâmico no sentido original de Gilbert (1877) e o de *steady state* (estacionário). “O primeiro refere-se à relação entre os processos componentes de um sistema, e o segundo ao sistema como um todo” (Ahnert, 1994, p.125). Para esse autor, equilíbrio significa uma igualdade de forças que, aplicada ao sistema geomorfológico, denota uma relação de paridade entre os processos acarretados por essas forças. Sua concepção sustenta ainda que os mecanismos de retroalimentação inerentes aos sistemas geomorfológicos criam uma tendência geral ao estabelecimento do equilíbrio dinâmico, caracterizado por um estado constante do relevo, da forma das vertentes e das propriedades do manto de intemperismo (Ahnert, 1987, p.13). O

caráter dinâmico ao equilíbrio é mantido pelo jogo de forças autorreguladoras que atuam no sistema (Ahnert, 1994).

A autoregulação resulta dos mecanismos de retroalimentação negativa entre os processos componentes, ou seja, taxas de processos que estão aptas a se compensarem entre si. Por isso, uma tendência ao equilíbrio dinâmico é inerente em todos os sistemas de processo-resposta cujos processos componentes são ligados por um vínculo suficientemente forte de retroalimentação negativa. Tal ligação significa que a mudança na taxa de um processo causará mudanças em outros processos que por sua vez tendem a contornar os efeitos da mudança inicial (Ahnert, 1994, p.126).

A concepção do saldo de massa, termo preferido pelo autor em relação ao de balanço de massa, ganha destaque como indicador da condição de equilíbrio geomorfológico. Segundo ele,

O saldo de massa é mais relevante do que o saldo de energia porque a evolução das formas do relevo é a expressão direta da remoção ou adição, espacial e temporalmente diferenciadas, do material intemperizado. Em contraste, somente uma parte da energia disponível na superfície é usada no trabalho geomorfológico; uma parte que é, acima de tudo, difícil de se medir (Ahnert, 1994, p.126).

Quando existe o equilíbrio o saldo de massa de uma determinada área não muda. E, nesse caso, a quantidade de material removido dessa área é igual à quantidade de material que lhe é fornecido, dentro de um determinado tempo (Ahnert, 1994). De forma semelhante à concepção da Hack, “um sistema encontra-se estacionário ou em *steady state*, quando é independente do tempo (cf Strahler, 1950) de forma que não há nenhuma mudança em seus componentes, embora os processos estejam ativos (Ahnert, 1994, p.126)”. A diferenciação entre equilíbrio dinâmico e *steady state* por parte de Ahnert parece se referir muito mais a uma operacionalização semântica do que ao comportamento do sistema geomorfológico, embora haja momentos em que ele se refere a um estado de *steady state* correspondente ao de um estado de equilíbrio dinâmico (Ahnert, 1994, p. 139). Nas palavras do autor:

O termo equilíbrio dinâmico aplica-se estritamente ao equilíbrio entre taxas de processos. O termo está semanticamente fora de lugar quando aplicado às relações envolvendo componen-

tes não processuais ou componentes que são dimensionalmente heterogêneos. Por exemplo, não há equilíbrio entre gradiente de declividade e gradiente de canal, entre gradiente e tamanho das partículas ou entre tamanho das partículas e taxa de transporte. (...). *Steady state* pode se referir a todos os componentes de um sistema de processo-resposta, incluindo os processos, enquanto equilíbrio dinâmico somente pode se referir às relações entre as taxas dos vários processos (Ahnert, 1994, p.126).

A aplicação do saldo de massa à verificação da condição de equilíbrio, segundo Ahnert, passa pela mensuração de taxas aplicáveis sobretudo ao manto de intemperismo e pode ser resumida através de uma equação bastante simples:

$$Dc = C - C' = W + A - R$$

em que Dc é a mudança da espessura do manto de intemperismo por unidade de tempo; C é a espessura do manto de intemperismo ao fim da unidade de tempo; C' é a espessura do manto de intemperismo no início da unidade de tempo; W é o incremento da espessura do manto de intemperismo localmente, por unidade de tempo, pelo intemperismo da rocha (em resumo: taxa de intemperismo); A é a taxa local de fornecimento de material, ou seja, do aumento da espessura do manto de intemperismo por unidade de tempo, por transporte de montante; e R é a taxa local de retirada de material, ou seja, de diminuição da espessura do manto de intemperismo, por unidade de tempo, pelos processos de transporte em direção a jusante. Dc , W , A e R têm uma dimensão temporal e por isso são componentes processuais, enquanto C e C' são componentes “materiais” estáticos que têm a dimensão espessura.

Não está identificada em separado na equação anterior a remoção das substâncias em solução da rocha ou do manto de intemperismo, principalmente porque sua magnitude varia muito em função da composição do substrato rochoso. Para um modelo relacionado a uma litologia específica, este processo é facilmente incorporado a essa equação, se necessário (Ahnert, 1994). Os mecanismos de retroalimentação então criados entre eles levam a um equilíbrio dinâmico entre o fornecimento de material $W + A$ e a retirada de material R . Um ponto chave para essa tendência é a relação entre a taxa de intemperismo W e a taxa de remoção R , por meio da espessura do manto de intemperismo C ,

sendo W controlado por C (Ahnert, 1994).

Em um modelo matemático criado para verificar o desenvolvimento do sistema vertente, Ahnert (1987) emprega os parâmetros anteriormente mencionados e afirma que o desenvolvimento do sistema vertente só alcança um equilíbrio dinâmico entre seus componentes quando a taxa de intemperismo torna-se igual à taxa de desnudação e, assim, a espessura do regolito torna-se uniforme e constante em todo o perfil da vertente (Ahnert, 1987, p.8). A verificação da condição de equilíbrio no sistema vertente pode ser vista quando este é caracterizado por taxas de processos constantes e por um relevo constante, na constância da forma da vertente e um manto de intemperismo também uniforme e constante (Ahnert, 1987, p.8). Este estado somente pode ser alcançado se os parâmetros endogênicos e exogênicos de entrada de energia no sistema permanecerem razoavelmente constantes, a despeito de pequenas oscilações (Ahnert, 1987, p.8).

Inkpen (2005) afirma que um equilíbrio dinâmico se refere à mudança progressiva do sistema em torno de um estado flutuante médio. Tal afirmação implica, inevitavelmente, mudança. No entanto não especifica a natureza de tais mudanças embora diga que “o que altera é a taxa do movimento (das variáveis) e não a natureza do movimento” (Inkpen, 2005, p.120). O “equilíbrio dinâmico sublinha que a mudança pode ocorrer no sistema, mas que a estabilidade é também preservada em como o sistema funciona” (Inkpen, 2005, p.120).

Nanson & Huang (2018) discorrendo sobre a condição de equilíbrio na perspectiva da geomorfologia fluvial diferenciam entre equilíbrio instável e estável. Apesar de esclarecerem que o termo estabilidade significa apenas uma tendência de um sistema a não sofrer mudanças, tal distinção entre as ideias de equilíbrio instável e estável não parece clara na contraposição dos conceitos em si. Vejamos: equilíbrio instável (ou condicional) ocorre quando qualquer força adicional cria um *feedback* movendo o sistema na direção da instabilidade, mesmo que estivesse temporariamente estável (Nanson & Huang, 2018, p.9). No caso do equilíbrio estável, mesmo sob efeito de uma força perturbadora, o sistema se autorregula de modo a manter uma condição relativamente estável e de homeostase (Nanson & Huang, 2018, p.9). Os autores distinguem dois tipos de equilíbrio estável: (i) equilíbrio estacionário (*stationary equilibrium*) em que não há energia excedente e no qual a soma de energia potencial e cinética é mínima; (ii) equilíbrio dinâmico (*dyna-*

mic equilibrium), condição na qual existe energia excedente circulando e o sistema varia em torno de uma condição média determinada pelo estado estacionário com uma tendência a um estado de energia mínima de equilíbrio estacionário (Nanson & Huang, 2018, p.9). Ou seja, a definição de equilíbrio dinâmico permite que seja equivalente à de equilíbrio estacionário e esta por sua vez com a de equilíbrio instável. Em seguida esses autores afirmam que, para evitar confusão, usam o termo equilíbrio dinâmico principalmente onde os níveis de energia são maiores que aqueles do equilíbrio estacionário (Nanson & Huang, 2018, p.9). Em relação ao termo *steady state* afirmam que somente deve ser utilizado quando um sistema possui propriedades que são essencialmente imutáveis com o tempo. Diferentemente da concepção de saldo (balanço) de massa de Ahnert (1987; 1994) aplicada ao regolito, Nanson & Huang (2018) afirmam que para o sistema fluvial a dificuldade de se mensurar adequada e precisamente um balanço de massa faz com que a abordagem baseada na mensuração da energia (balanço de energia) que percorre o sistema seja mais útil analiticamente em geomorfologia pois pode ser mensurada mais rapidamente (Nanson & Huang, 2018, p.7).

Considerações Finais

O conceito de equilíbrio em Geomorfologia nasce da apropriação da ideia de equilíbrio da Física e é aplicado ao relevo como um balanço/igualdade de forças/energias cuja decorrência, em termos de morfologia, vai depender da magnitude das forças operantes e do conjunto de interações e características do espaço considerado, incluindo-se aí o contingencial histórico do relevo em consideração. Tal concepção comum a vários autores, embora diversamente tratada em termos metodológicos, é claramente uma concepção newtoniana aplicada à geomorfologia. A questão desafiadora em torno dela é a operacionalização do equilíbrio em termos de formas, materiais e processos no que se refere à sua avaliação. Tal operacionalização vem sendo tentada por diferentes abordagens, mais ou menos integradas. Talvez se possa definir duas grandes linhas de abordagem do problema: aquela de caráter mais dedutivo baseada em modelagem estatística e simulações computacionais e aquela mais indutiva e tradicional de análise, empiricamente baseada em observações de campo.

Vale destacar que muitas vezes o emprego do termo equilíbrio na literatura geomorfológica não

se refere ao funcionamento do sistema geomorfológico como um todo ao longo do tempo, mas refere-se apenas a relações de quantidade entre diferentes fatores como vazão e carga sedimentar ou como uma característica intrínseca a materiais que compõem o relevo, a exemplo do declive de equilíbrio de uma rocha ou de uma escarpa. Tal concepção aparece presente na obra de Birot (1958) e Ab'Sáber no Brasil. Tal concepção tende a indicar mais um uso postulado e até finalista da ideia de equilíbrio na explicação da evolução do relevo do que um conceito que se pergunta pelo próprio estabelecimento e viabilidade ou não dessa condição na investigação geomorfológica.

Diversos autores afirmam que houve certas confusões e mal entendidos no emprego dos termos relativos à questão do equilíbrio do relevo, ao longo do desenvolvimento do pensamento geomorfológico. Perdas semânticas acometeram muitas definições e aplicações de termos e conceitos, particularmente aqueles relativos ao equilíbrio (no sentido de comportamento sistêmico) e à evolução do sistema (Montgomery, 1989). Uma boa síntese dessas ideias encontra-se em Abrahams (1968) e Montgomery (1989). A grande variedade de nuances, da qual se pode ter uma ideia pela Tabela 1, no tratamento do conceito de equilíbrio em geomorfologia, torna necessária a distinção de detalhes fundamentais relativos ao significado do que vem a ser equilíbrio nos sistemas geomorfológicos considerados em cada caso. Entende-se que as diversas concepções autorais de equilíbrio geomorfológico compartilham a mesma noção comum de balanço de forças/energias sem necessariamente utilizarem a mesma terminologia, o que por si só é fonte de confusão. No amparo a esta concepção de balanço de forças e/ou energias aparecem outras ideias como por exemplo a de autorregulação ou autoajustamento entre os componentes do relevo como consequência da interação entre processos e formas. Tal ideia está presente em Gilbert (1877), Birot (1958), Hack (1960; 1965), Leopold & Langbein (1962) e Nanson & Huang (2018), por exemplo.

A título de uma síntese conceitual na história do pensamento geomorfológico é possível afirmar que os termos *grade* e equilíbrio são sinônimos para Davis. A condição de equilíbrio do relevo é inseparável do termo equilíbrio dinâmico proposto por Gilbert (1877) e retomado por Hack (1960). Hack considera *steady state* como sinônimo de equilíbrio dinâmico em seu texto de 1960, mas os distingue posteriormente em 1975. No entan-

to, poucos fazem a distinção entre *steady state* e equilíbrio dinâmico atualmente. Entre estes estão Schumm & Lichty (1965), Abrahams (1968) e Ahnert (1987; 1994), segundo Thorn & Welford (1994). Com os trabalhos de Leopold e Langbein (1962), o equilíbrio dinâmico de Hack passou a ser equiparado com o de *quasi-equilibrium* proposto por esses autores. Vale a pena ressaltar ainda, conforme Renwick (1992), que o contrário do equilíbrio não é o desequilíbrio mas o não-equilíbrio (*nonequilibrium*) embora tal distinção possa ser tida como mero preciosismo conceitual, pouco útil na avaliação das transformações que configuram a condição atual de um sistema geomorfológico. Algo que se encontra em desequilíbrio pode apresentar tendência a alcançar o equilíbrio, ao contrário do que acontece quando não há equilíbrio algum nem uma tendência do sistema a essa situação. Conforme Renwick (1992):

As formas em desequilíbrio são aquelas que tendem a um equilíbrio, mas não tiveram tempo suficiente para alcançar essa condição. (...) muitas formas parecem não tender a um equilíbrio apesar dos longos e relativos períodos de estabilidade. Estas formas de não equilíbrio passam por mudanças substanciais e muitas vezes repentinas ou apresentam variações de modo que é difícil ou impossível identificar alguma regularidade ou condição característica (Renwick, 1992, p.266).

Um dos principais meios utilizados para a avaliação da condição de equilíbrio do relevo tem sido o sistema fluvial e suas respostas sobre as vertentes deduzidas da organização de materiais e formas. Mudanças nos sistemas fluviais tais como impactos humanos, mudança climática, ou deformação tectônica são frequentemente assumidos como fatores que afastam os rios do equilíbrio (Phillips, 2010). No entanto, distinguir a ação individual de tais causas na complexidade multicausal dos sistemas geomorfológicos é um desafio a ser continuamente enfrentado no trabalho de investigação científica.

Dada a natureza multicausal de qualquer sistema geomorfológico ao longo do tempo, o desafio da avaliação da condição de equilíbrio do relevo parece passar pelo levantamento de formas e processos inter-relacionados em um dado tempo que sejam capazes de demonstrar, ainda que parcialmente, a evolução ou condição atual da paisagem. Convém considerar inclusive: (i) que não existem formas típicas; (ii) que não há um estágio pré-definido para o qual a paisagem tenha que se direcionar; e por

Tabela 1. Definições-chave de equilíbrio e diferenças entre elas

Termo	Proponente	Forma ou processo?
Equilíbrio Dinâmico (Dynamic equilibrium)	Gilbert (1877) Ahnert (1994) Chorley e Kennedy (1971) Schumm (1973) Ahnert (1994)	Forma constante, processos mantêm balanço Mudanças nos processos reatingem balanço
Equilíbrio Dinâmico Metaestável (Dynamic metastable equilibrium)	Schumm (1975) Tricart (1965) Pitty (1971)	Fatores-limite do sistema (treshold) variam muito dependendo da forma e do processo
Equilíbrio estável (Steady state equilibrium)	Mackin (1948) Rubey (1952) Hack (1960) Schumm e Lichty (1965) Richards (1982) Ahnert (1994)	Forma constante, não necessariamente estática Balanço de processos e forma na escala do sistema
Quase-equilíbrio (Quasi-equilibrium)	Petts e Foster (1985)	Oscilações em torno de uma média, termo alternativo para equilíbrio estável
Desequilíbrio (Disequilibrium)	Renwick (1992) Ahnert (1994) Thorn e Welford (1994)	Mudanças na forma e processos na tentativa de reatingir um balanço, todavia ainda não em balanço
Não-equilíbrio (Non-equilibrium)	Renwick (1992) Ahnert (1994) Thorn e Welford (1994) Tooth e Nanson (2000)	Ausência de equilíbrio, apesar dos períodos de estabilidade

Fonte: Bracken e Wainwright (2006).

fim, (iii) que se leve em consideração os limites de resistência frente às forças envolvidas nos processos modeladores do sistema considerado.

Na pesquisa geomorfológica, a avaliação do equilíbrio, ou não, de um sistema morfológico pode ser alcançada mediante uma análise decorrente de suas condições atuais com base em seus processos, formas, materiais, condições e taxas com que a energia se movimenta pelo sistema comparadas às condições desses materiais, processos e formas em tempos passados que, de alguma forma, possam ser conhecidos através do registro dos materiais acumulados na paisagem. A análise da condição de equilíbrio do relevo atual requer, portanto, um adequado entendimento e consideração dos efeitos cumulativos de processos de curto, médio e longo prazo na paisagem (Bertolini & Cherem, 2016). Apesar das dificuldades em se mensurar entidades abstratas como força e energia aplicadas ao relevo, entende-se que o conceito de equilíbrio é um meio de caráter teórico e metodológico para desenvolver a compreensão acerca da evolução e transformação do relevo e consequentemente do desenvolvimento das paisagens terrestres porque

implica a consideração de propriedades relativas às formas no tempo e no espaço.

Agradecimentos

O autor agradece a concessão de bolsa do CNPQ entre 2011 e 2013 que resultou na elaboração deste trabalho.

Referências

- Abrahams, A. D. (1968). Distinguishing between the concepts of steady state and dynamic equilibrium in Geomorphology. *Earth Science Journal*, 2(2), 160-166.
- Abreu, A. A. de. (1980). Surell e as leis da morfologia fluvial. UNESP. São José do Rio Preto. *Caderno Craton e Intracraton*, (7), 1-13.
- Ahnert, F. (1987). Approaches to dynamic equilibrium in theoretical simulations of slope development. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12, 3-15.
- Ahnert, F. (1994). Equilibrium, scale and inheritance in geomorphology. *Geomorphology*, 11, 125-140.
- Baulig, H. (1950). *Essais de Géomorphologie*. Publications de la Faculté des Lettres de L'Université de Stras-

- bourg, Fascicule 114. Paris VIe.
- Baulig, H. (1957). Les méthodes de la géomorphologie d'après M. Pierre Birot (premier article). *Annales de Géographie*, LXVIe année (354).
- Bertolini, W. Z. (2015). A alta bacia do rio Piranga (MG): estudo geomorfológico a propósito da condição de equilíbrio do relevo. Tese de Doutorado, São Paulo, Universidade de São Paulo, FFLCH. 207p.
- Bertolini, W.Z.; Cherem, L. F. S. (2016). Relação entre o relevo e a rede de drenagem na análise da condição de equilíbrio no alto rio Piranga (MG). *Geografias*, (12)1, 102-118.
- Birot, P. (1958). *Morphologie Structurale*. Tome I: structure statique, forms structurales élémentaires. Paris. Presses universitaires de France. 167p.
- Bracken, L. J.; Wainwright, J. (2006). Geomorphological equilibrium: myth and metaphor? *Transactions Institute British Geography*, (31) 167-178.
- Bull, W. B. (1991). *Geomorphic responses to climatic change*. Oxford University Press, Newyork. Oxford.
- Chorley, R. (1962). *Geomorphology and general systems theory*. U.S. Geological Survey Prof. Paper. 500B, 1-10.
- Chorley, R. (1971). Geomorfologia e a teoria dos sistemas gerais. Trad. Antonio Christofolletti. *Notícia Geomorfológica*, 11(21), Campinas 3-22.
- Chorley, R.; Kennedy, B. A. (1971). *Physical Geography: a systems approach*. Prentice-Hall, London, 370 p.
- Christofolletti, A. (1973). As teorias geomorfológicas. Campinas, *Notícia Geomorfológica*, 13(25), 3-42.
- Christofolletti, A. (1981). La noción de equilibrio en geomorfologia fluvial. *Revista de Geografía Norte Grande*, 8, 69-86.
- Davis, W. M. (1899). The Geographical Cycle. *Geographical Journal of Royal Society* 14, 481-504.
- Davis, W. M. (1902). Base level, grade and peneplain. *Journal of Geology*. (10), 77-111.
- Davis, W. M. (1954). Base-level, grade and peneplain. In: *Geographical Essays*. Ed. by Douglas Wilson Johnson. Dover Publications, Inc. 381-411.
- Denbigh, K. (1951). *Thermodynamics of the Steady State*. Methuen. L.
- Dury, G.H. (1966). The concept of grade. In: Dury, G. H (ed.). (1966). *Essays in Geomorphology*. New York, NY, Elsevier. p. 211-233.
- Gilbert, K. G. (1877). *Report on the Geology of Henry Mountains*. U.S. Geog. Geol. Surv., Rocky Mountain Region.
- Gilbert, K. G. (1909). The convexity of hilltops. *The Journal of Geology*, 17(4), 344-350.
- Giusti, C. (2004). Geologues et géographes français face à la theorie davisienne (1896 -1909): retour sur l'intrusion de la géomorphologie dans la géographie. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 3, 241-254.
- Gregory K. J.; & Lewin, J. (2018). A hierarchical framework for concepts in physical geography. *Progress in Physical Geography*, 42(6), 721-738.
- Hack, J.T. (1960). Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *American Journal of Science*, 258A, 80-97.
- Hack, J. T. (1965). *Geomorphology of the Shenandoah Valley Virginia and West Virginia and Origin of the residual ore deposits*. Washington, DC., U.S. Geological Survey. Professional Paper 484
- Hack, J. T. (1973). Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal Research U.S. Geol. Survey* 1(4), 421-429.
- Hack, J. T. (1975). Dynamic equilibrium and landscape evolution. In: Melhorn, W.; Flemal, R. (eds) (1975). *Theories of Landform Development* (chapter 5): Publications in Geomorphology. Suny Binghamton.
- Hack, J.T. (1982). *Physiographic divisions and differential uplift in the Piedmont and Blue Ridge*. Washington, DC, U.S. Geological Survey professional paper. 1265
- Hancock, G, Kirwan, M. (2007). Summit erosion rates deduced from ¹⁰Be: implications for relief production in the central Appalachians. *Geology*, 35(1), 89-92.
- Houaiss, A.; & Villar, M. S. (2001). *Dicionário Houaiss da Língua Portuguesa*. Rio de Janeiro, Ed. Objetiva. 2922p.
- Howard, A. D. (1965). Geomorphological systems: equilibrium and dynamics. *American Journal of Science*, 263, 302-312.
- Howard, A. D. (1967). Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, 51(11), 2246-2259.
- Howard, A. D. (1973). Equilíbrio e dinâmica dos sistemas geomorfológicos. Trad. Antonio Christofolletti. *Notícia Geomorfológica*, 13(26) Campinas, 3-20.
- Howard, A. D. (1980). Thresholds in river regimes. In: Coates, D.R, e Vitek, J.D. (Eds) *Thresholds in Geomorphology*, Allen and Unwin, 227-258.
- Howard, A. D. (1988). Equilibrium models in geomorphology. In: Anderson, M.G. *Modelling Geomorphological Systems*. New York, Wiley and Sons, Ch. 3, 49-72.
- Inkpen, R. (2005). *Science, philosophy and physical geography*. Ed. Routledge. 164p.
- Klein, C. (1959). Surfaces de regradation et surfaces d'aggradation. *Annales de Géographie* 368, 292-317.
- Klein, C. (1985). La notion de cycle en géomorphologie. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*. 26, fasc.2, 95-107.
- Leopold, L. B.; & Langbein, W. B. (1962). The concept of entropy in landscape evolution. *Theoretical Papers in the Hydrologic and Geomorphic Sciences*. 20p.
- Mackin, H. (1948). Concept of graded river. *Bulletin of the Geological Society of America*. 59, 463-612.
- Montgomery, K. (1989). Concepts of equilibrium and evolution in geomorphology: the model of branch

- systems. *Progress in Physical Geography*, 13, 47-66.
- Nanson, G.; & Huang, H. Q. (2018) A philosophy of rivers: equilibrium states, channel evolution, teleomatic change and least action principle. *Geomorphology*, 302, 3-19.
- Penck, W. (1953). *Morphological analysis of landforms*. Trad. Hella Czeck e K.C. Boswell. New York, St. Martin'Press.
- Phillips, J. D. (1992a). The end of equilibrium? *Geomorphology*, 5, 195-201.
- Phillips, J. D. (1992b). Nonlinear dynamical systems in geomorphology: revolution or evolution? *Geomorphology*, 5, 219-229.
- Phillips, J. D. (1993). Progressive and regressive pedogenesis and complex soil evolution. *Quaternary Research*, 40, 169-176.
- Phillips, J. D. (2006). Deterministic chaos and historical geomorphology: a review and look forward. *Geomorphology*, 76, 109-121.
- Phillips, J. D.; & Lutz, J. D. (2008). Profile convexities in bedrock and alluvial streams. *Geomorphology*, 102, 554-566.
- Phillips, J. D. (2009). Changes, perturbations and responses in geomorphic systems. *Progress in Physical Geography*, 33(1), 17-30.
- Phillips, J. D. (2010). The job of the river. *Earth Surf. Process. Landf.*, 35, 305-313.
- Phillips, J. D. (2011). Emergence and pseudo-equilibrium in geomorphology. *Geomorphology*, 132, 319-326.
- Prigogine, I. (1955). *Introduction to thermodynamics of irreversible processes*. C. Thomas, Springfield, Ill., 115 p.
- Renwick, W.H. (1992). Equilibrium, disequilibrium and nonequilibrium landforms in the landscape. In: *Geomorphic Systems: Proceedings of the 23rd Binghamton Symposium in Geomorphology*. J.D Phillips.; W.H.Renwick (eds). Amsterdam: Elsevier, 433-455.
- Riebe, C.S, Kirchner, J.W, Granger, D.E, Finkel, R.C. (2000). Erosional equilibrium and disequilibrium in the Sierra Nevada, inferred from cosmogenic ²⁶Al and ¹⁰Be in alluvial sediment. *Geology*, 28(9), 803-806.
- Scheidegger, A.E. (1983). Instability principle in geomorphic equilibrium. *Zeitschrift für Geomorphologie*. N.F. 27 (1). Berlin – Stuttgart, 1-19.
- Schumm, S. A. (1971). In: Shen, H.W (editor). *Fluvial geomorphology in river mechanics*. *Water Resources Publication*, Fort Collins, Colorado, chapters 4 and 5.
- Schumm, S. A.; & Lichty, R. W. (1965). Time, space and causality in geomorphology. *American Journal of Science*, 263, 110-119.
- Schumm, S. A. (1991). *To interpret the Earth: ten ways to be wrong*. Cambridge.
- Strahler, A. N. (1950). Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis. *American Journal of Science*, 248, 673-696 (Part I); 800-814 (Part II).
- Strahler, A. N. (1974). *Geografía Física*. Barcelona. Ed. Omega S.A. 767p.
- Thomas, M. (1994). *Geomorphology in the Tropics*. Chichester. Wiley.
- Thorn, C. E. (1982). *Space and time in Geomorphology*. London, George Allen & Unwin. 379 p.
- Thorn, C. E.; & Welford, M. R. (1994). The equilibrium concept in geomorphology. *Annals of the Association of American Geographers*, 84(4), 666-696.
- Zdenkovic, M. L.; & Scheidegger, A. E. (1989). Entropy of landscapes. *Z.Geomorph.*,33, 361-371.