

APLAINAMENTO E GEODINÂMICA: REVISITANDO UM PROBLEMA CLÁSSICO EM GEOMORFOLOGIA

Prof. Dr. Jean-Pierre Peulvast
Orsayterre, CNRS, Université Paris-Sud, e DEPAM, Université Paris-Sorbonne

Prof.^a Dr.^a Vanda Claudino Sales
Departamento de Geografia da Universidade Federal do Ceará

RÉSUMÉ

Aplanissement et géodynamique: retour à un problème classique en géomorphologie - Depuis deux à trois décennies, de nombreux travaux ont alimenté la réflexion sur l'identification des surfaces d'aplanissement, sur leur signification chronologique, sur les mécanismes d'érosion en cause et surtout sur les conditions de leur genèse dans le cadre de la tectonique des plaques. L'article fait le point sur ces progrès récents, en rappelant la répartition de ces formes d'échelles très variées ainsi que les modèles explicatifs classiques, puis en analysant les conditions du développement des aplanissements partiels avant de s'intéresser au problème majeur, l'effacement des orogènes. Cette dernière question a bénéficié de l'amélioration des données sur les bilans soulèvement-érosion et de la prise en compte des phénomènes d'écroulement gravitaire dans les grands édifices montagneux. Le développement, l'entretien, la conservation ou la destruction des aplanissements au cours de régimes cycliques ou acycliques apparaissent étroitement liés aux grands rythmes géodynamiques. Favorisé dans le cas des orogènes par la propension de la croûte continentale peu résistante à s'étaler latéralement, le phénomène d'aplanissement représente une tendance habituelle de l'évolution morphologique des continents, mais traduit avant tout des bilans déficitaires mouvements verticaux/érosion, ou des équilibres dynamiques toujours susceptibles de devenir instables en fonction des variations des taux respectifs de ces phénomènes. La signification réelle du processus est donc nuancée : loin d'être un terme définitif de l'évolution du relief, il correspond plutôt à une tendance dont la prédominance est temporaire, mais dont les traces dans les paysages sont souvent dotées d'une longue persistance, constituant ainsi des jalons essentiels de l'histoire des continents.

ABSTRACT

Planation and geodynamics: revisiting a classical problem in geomorphology - For a few decades, progress in geomorphology, geophysics, and dating techniques have allowed new approaches on old questions about planation surfaces, their identification, their chronological meaning, their shaping processes and, above all, the geodynamic conditions of their formation. The article is a review of recent advances on these topics. After short indications on the world-wide distribution of planation surfaces, classical and new explanation models are discussed through the analysis of the two groups of landforms belonging to this kind of surfaces : erosional piedmonts and large peneplains or pediplains of regional or continental extent resulting from the destruction of former mountain ranges. Understanding the formation of this last category of planation surfaces is now possible, taking in account data on erosion/uplift balance and geophysical models of gravitational collapse of large orogens. Development, regradation, preservation or destruction of planation surfaces during cyclic or steady-state acyclic regimes appear strongly linked with the complex geodynamic rythms that govern bioclimatic and lithospheric evolutions. Helped in orogenic domains by the tendency of the weakened continental crust to spread laterally, mainly during late-orogenic stages, the planation process represents a usual trend of the morphological evolution of the continents but the adverse erosion/uplift budgets or the dynamic equilibrium stages that allow their formation or preservation may be changed or become unstable at every moment, according to rate variations of the various phenomena involved in the process. Since planation landforms possess the morphological conditions of their own preservation, they appear as long-living as well as transient landforms whose complex evolution leads to give them a subtle meaning : far from representing the inescapable term of landform evolution, the planation phenomenon is only a temporarily prevailing trend, but its imprints on the landscapes are characterized by a remarkable surviving capacity, and they form some of the most useful landmarks that help reconstructing the morphological and palaeoenvironmental history of the continents.

Introdução

Testemunhas da possante contribuição da erosão à esculturação das terras emersas, as superfícies de aplainamento, há muito tempo reconhecidas, são freqüentemente consideradas com a última etapa, inexorável, da evolução dos relevos criados pelas dinâmicas internas (tectonismo, vulcanismo). Definidas como peneplanos, pediplanos e até ultiplanos (Twidale, 1983), de acordo com as teorias em voga, elas situam-se depois do século XIX no centro dos grandes modelos de evolução a longo prazo da evolução do relevo continental.

A partir de meados dos anos 1970, numerosos trabalhos alimentaram a reflexão sobre a identificação dessas superfícies, quer sejam elas funcionais (ativas) ou herdadas (paleo-superfícies), bem como acerca do significado cronológico dos mecanismos de erosão envolvidos e, sobretudo, acerca do contexto geodinâmico ao qual suas gêneses estão associadas. O presente artigo apresenta o estado da arte, a situação atual e os progressos científicos recentes associados ao tópico, analisando (1) a repartição mundial das superfícies de aplainamento e em suas variadas escalas espaciais, (2) as condições de desenvolvimento dos aplainamentos parciais, (3) a destruição completa dos grandes edifícios orogênicos - na realidade o problema maior, em relação ao qual (4) o papel, essencial, dos fatores tectônicos associados é considerado, com vistas à definição exata do lugar que eles ocupam na evolução a longo prazo das terras emersas.

1. Superfícies de aplainamento - formas continentais bastante difundidas **Identificação**

As terras emersas são ricas em superfícies planas, fracamente diferenciadas, horizontalizadas, pouco inclinadas e, mais freqüentemente, de altitude média à baixa. A distribuição dos domínios hipsométricos mundiais reflete em parte essas características: a altitude média, bastante modesta, das terras emersas é da ordem de 840 m, enquanto as terras baixas - altitudes situadas entre 0 e + 1.000 m - ocupam 21,9% dos 30% das áreas emersas que compõem a superfície total do Planeta (Uchupi & Emery, 1992). Somente as orogêneses ativas ou recentes são pobres em superfícies planas - e ainda assim, algumas dentre elas apresentam no atos cumes segmentos ou superfícies aplainadas (Tibet, Cordilheira dos Andes).

Superfícies planas conectadas ao nível de base geral ou formando níveis de base interiores em regiões endoréicas correspondem freqüentemente à superfícies de agradação - planícies aluviais ou deltáicas, planícies de marés e lagunares, áreas lacustres colmatadas. Raramente essas superfícies correspondem a áreas de aplainamento, ainda que existam baixas superfícies rochosas costeiras - como os *strandflats*, estirâncios rochosos aplainados das altas latitudes (Guilcher *et al.*, 1986; fig. 1) -, assim como vastas superfícies continentais interiores bastante representativas de certos domínios tropicais (depressão de Kalahari, na África; interior da Austrália, interior do Brasil) que se apresentam pouco dissecadas e às vezes até em condições funcionais.

Nas demais áreas, as superfícies de aplainamento - ou superfícies rochosas horizontalizadas formadas pela ação erosiva, apresentando declives apenas suficientes para a ocorrência do escoamento superficial livre das águas e dos fluxos fluviais - são bastante freqüentes. Representando na maior parte heranças ou resíduos de superfícies anteriores (Twidale, 1985b; Widdowson, 1997a) em alguns casos extremamente antigas (superfícies proterozóicas nos escudos canadenses antigos, no escudo báltico ou no escudo das Guianas, cercados de morros testemunhos arenosos, resíduos das coberturas sedimentares que os protegem: Godard, 1965; Twidale, 1985 a), elas truncam indistintamente as estruturas dos embasamentos cristalinos (fig. 2) e suas coberturas sedimentares.



Figura 01. Strandflat emerso e relevo residual em Gimsøy (Ilhas Lofoten, Noruega). Foto J.P. Peulvast. Elemento da superfície de aplainamento parcial que, larga de entre algumas centenas de metros até 60 km de extensão, próxima do nível de base, estende-se ao longo da costa Noruegiana (da região de Stavanger à Sørøy, Finnmark) por quase 2000 km. Os relevos residuais que ela porta (aqui, o Hoven, com 371 m, em parte constituído de mangeritas e de gabros salientes em relação à base ortognaissica) apresentam os flancos tão íngremes quanto os do rebordo montanhoso que cerca por todos lados o strandflat. Recortando as rochas do embasamento, essa superfície insinua-se em bacias abertas até o interior dos maciços marginais montanhosos, o que lhe confere uma natureza e uma origem compostas (*superfície de abrasão marinha, patamares de origem glacial, elementos de superfície periférica e de fundos de bacias de origem periglacial*: Peulvast, 1985 a ; Guilcher et al., 1986).

Mais ou menos soerguidas, deformadas e alçadas à altitudes variadas, as superfícies de aplainamento encontram-se freqüentemente dissecadas e degradadas, mas subsistem na paisagem como interflúvios planos ou de topografia acidentada, às vezes como simples níveis de cristas ou “Gipfelflur” - ainda que, nesse caso, a relação com antigas superfícies de aplainamento tenha sido questionada (Alpes: Penck, 1919) ou recolocada em discussão (região mediterrânea: Dufaure *et al.*, 1984). A longa persistência na paisagem permitiu-lhes desempenhar o papel de superfícies de contato entre o embasamento e suas coberturas, assim como de substrato para o trânsito de sedimentos. Elas conheceram também a renovação de seus regolitos e de seus solos, fato que aliás dificulta as numerosas tentativas de reconstituição de suas origens a partir da consideração apenas das coberturas atualmente preservadas (Simon-Coinçon, 1999).



Figura 2. Dobras hercínianas arrasadas: a jazida de Villedieu-lès-Bailleul (Argentan, Baixa Normandia, França). Foto J.P. Peulvast. A remoção parcial dos calcários marinhos do Jurássico Médio na região de Caen e Falésia faz aflorar a superfície infra-jurássica, também chamada superfície pós-hercíniana, truncando de forma imperfeita os conglomerados, xistos e arenitos armoricanos do Paleozóico Inferior conservados nos vigorosos sinclinais de May, Urville e zona bocaine. Participação provável da abrasão marinha no nivelamento antes do soterramento da superfície.

Numerosos trabalhos recentes emprestam a essas superfícies o papel de importante demarcador de deformações tectônicas. Para utilizá-las como superfícies-envelope das deformações, é preciso no entanto estabelecer a realidade de suas existências. Somente as superfícies de discordância claramente identificadas escapam à dúvida. Em alguns estudos neotectônicos fundados na identificação de “anomalias” de uma superfície subaérea de referência (a “superfície teórica de R. Prudhomme, 1972), essa superfície é implicitamente considerada como plana ou regular. Reconstituída a partir de cartas diversas e Modelos Numéricos de Terreno - MNT através de diferentes métodos de lissage das curvas de nível com o objetivo de eliminar os entalhes fluviais, considerados como posteriores a um nivelamento acentuado (Freytet & Morel, 1987; Riis & Fjeldskaar, 1992). Em alguns casos, a lissage consegue associar topos isolados e vagamente alinhados entre os quais provavelmente não existiu nada mais que topografias de dissecação (Dufaure, 1988). Não é de surpreender portanto os persistentes desacordos relativos à identificação e datação de superfícies escalonadas, profundamente resoerguidas, das regiões antes cobertas por calotas glaciais - esse é o caso das incertezas relativas ao estilo, à amplitude e à cronologia do soergimento do maciço marginal montanhoso escandinavo (Peulvast, 1985 b ; Doré, 1992).

Caracterização

A presença de elementos sedimentares de referência - depósitos discordantes freqüentemente sem correlação temporal ou francamente diacrônicos, por vezes reduzidos à testemunhos de identificação delicada (Godard & Simon-Coinçon, 1994) - e de formações superficiais características pode facilitar a caracterização das superfícies de aplainamento. Elas exibem em diversos casos a coexistência de elementos de idade e de origens variadas em topografias aparentemente uniformes (Massif Armoricain, Vendée : Godard *et al.*, 1994 ; Wyns, 1994 ; basse surface sertaneja do Nordeste brasileiro: Peulvast & Claudino Sales, 2000, in prep.).

Por essa razão, essas superfícies são freqüentemente mal datadas, inclusive porque existe uma grande confusão acerca da noção mesmo da idade que lhe pode ser aplicada (idade inicial ? Idade final, antes da fossilização ou da dissecação? Idade local das superfícies de discordância ou dos elementos exumados, os únicos realmente datáveis?: Dumont, 1991). Por outro lado, as superfícies de aplainamento raramente são perfeitas. Os relevos residuais que as cercam e os escarpamentos que delimitam algumas dentre elas podem estar desconectados dos acidentes tectônicos ou dos contatos litológicos que revelam a persistência possível de influências estruturais (fig. 3).

Certas superfícies de aplainamento constituem vastos planos regulares de vários milhares de quilômetros de extensão. Elas estão bem representadas nos escudos pré-cambrianos, onde são em geral bastante antigas, estando tanto mais conservadas quanto maior for a unidade em função de cuja destruição elas foram modeladas, quer estejam elevadas ou desconectadas dos principais drenos e dos níveis de base locais que trunquem materiais homogêneos e resistentes (particularmente os granitóides, sobretudo quando dispostos em bancos sub-horizontais como nas altas superfícies de Madagascar: Petit, 1971).

As demais são mais reduzidas e geralmente mais recentes, de idade paleozóica e posterior, em particular nos embasamentos e bacias sedimentares descontínuas que se encontram nas proximidades das grandes orogenias recentes (Europa herciniana) e ao longo das margens passivas onde estão organizadas como vastos sistemas escalonados, em relação com os processos de abertura oceânica e de evolução das margens continentais. Nas regiões tropicais, esses sistemas são parcialmente revestidos de solos concrecionários, considerados como testemunho de ciclos de erosão sucessivos (África, Brasil, Guianas : King, 1957, 1962 ; Michel, 1978 ; McConnell, 1968 ; Tardy & Roquin, 1998).

A maior parte dos autores concorda com a idéia de que as altas superfícies são as mais antigas (Bremer, 1993). Ao mesmo tempo que nos “maciços antigos” mais vigorosamente soerguidos, as formas aplainadas representam superfícies de aplainamento parcialmente escalonadas, elaboradas ao longo do soerguimento (Klein, 1993; fig. 4), expondo diversos estágios de degradação (Peulvast & Vanney, 2001). Nas regiões longamente submetidas a deformações flexurais, as superfícies aplainadas comportam sistemas de facetas dissecadas expondo ângulos pouco demarcados (*superfícies poligênicas*, como as do sul da Suécia: Lidmar-Bergström, 1996). Vastas superfícies de aplainamento evoluíram em diversos setores da superfície emersa da Terra através de processos como a «regradação» - isto é, manutenção de superfície de aplainamento em contexto geodinâmico de soerguimento lento: a erosão compensa o soerguimento sem que haja incisão de vales (*regrade* em Inglês, *regradation* em Francês: ver Klein, 1975) - em regime *acíclico sobre os escudos e suas bordas sedimentares fracamente deformadas, inclusive até os episódios de incisão do final do Cenozóico* (Bacia Parisiense e suas bordas : Klein, 1975).

II. Os modelos clássicos: pontos fortes e linhas de fraqueza

Peneplanização ou pediplanização? Rebaixamento (downwearing) ou Regressão (backwearing)?

Muito cedo identificadas sob a forma de discordâncias basais (Hutton, 1795), as superfícies de aplainamento suscitaram numerosas tentativas de explicação, algumas das quais se transformaram em peças essenciais de modelos fundadores da Geomorfologia. Dentre elas, inclui-se o *ciclo de erosão*, finalizando com a formação de um peneplano (Davis, 1899), eventualmente expondo relevos incompletamente erodidos - os *monadnocks* (fig.4) –, que inspirou o maior dos aplausos mas também a maior das polêmicas já instituídas. Como o modelo posterior de *pediplanização* de L. King (1962), o modelo da peneplanação apóia-se na idéia de evolução das paisagens marcada por pulsações tectônicas seguidas de fases de incisão fluvial e, na seqüência, por aplainamentos dos volumes soerguidos. Ao contrário, o modelo de W. Penck (1924) supõe um soerguimento prolongado, ao curso da qual a erosão inscreve um ou vários aplainamentos na periferia da área soerguida, de acordo com as velocidades de soerguimento. De acordo com esse autor como de acordo com L. King, essa evolução ocorre mais pelo recuo dos escarpamentos - *backwearing* (fig. 5) - que por abaixamento das vertentes e das superfícies - *downwearing*. Ao contrário, esse último é privilegiado no modelo davisiano assim como naquele de dupla superfície de aplainamento - *doppelten Einebnungsfläschen* - de J. Büdel (1957), o qual, à diferença dos precedentes, considera a ação de um controle direto pelo nível de base fluvial; nesse último modelo, a erosão progride tanto pelo ataque da rocha sã ao nível de um *front* de meteorização quanto pela remoção do material alterado pela escoamento superficial (*etchplanation* : fig. 6).

No seu modelo, King acentua o papel dos processos de pedimentação– desenvolvimento na base das vertentes de sopés erosivos trabalhados em rochas coerentes previamente alteradas, principalmente em resposta à ação do escoamento difuso, e já reconhecidos nas regiões áridas do oeste africano desde o final do século XIX (McGee, 1897) – e dos processos próprios de regiões tropicais para demonstrar o recuo dos abruptos paralelos a eles mesmos depois da incisão inicial (por ravinamento e movimentos de massa); o resultado seria a redução dos relevos a montante dos inselbergs e inselgebirg, estes cada vez mais compartimentados (fig. 3 e 7).

Essa idéia, que implica desenvolvimento simultâneo, ou diacrônico, de pedimentos e pediplanos, opõe-se à de Davis, para quem o relevo evoluiria seguindo o perfil longitudinal dos cursos d’água pelo rebaixamento progressivo dos declives (maturidade, senilidade) depois de uma fase de incisão consecutiva a um soerguimento brutal (juventude).



Figura 4. Monte Monadnock (965 m, sul de New Hampshire, EUA). Vista orientada para leste a partir do Monte Pack Monadnock. Cl. J.P. Peulvast. Crista de rochas metamórficas paleozóicas dominando uma baixa superfície provavelmente de idade Neogeno(Birot, 1970), transformada depois dos trabalhos de W.M. Davis em sinônimo de relevo residual que escapou à peneplanação.

De uma forma geral, é provável que o *downwearing* e o *backwearing* possam atuar simultaneamente, mesmo se, por motivos de ausência de homogeneidade estrutural, os recuos dos escarpamentos pareçam mais fracos e mais lentos que os previstos por L. King (platôs e escarpamentos de Queensland Central, Austrália: Young & Wray, 2000). Tal fato é ainda demonstrado pelos freqüentes

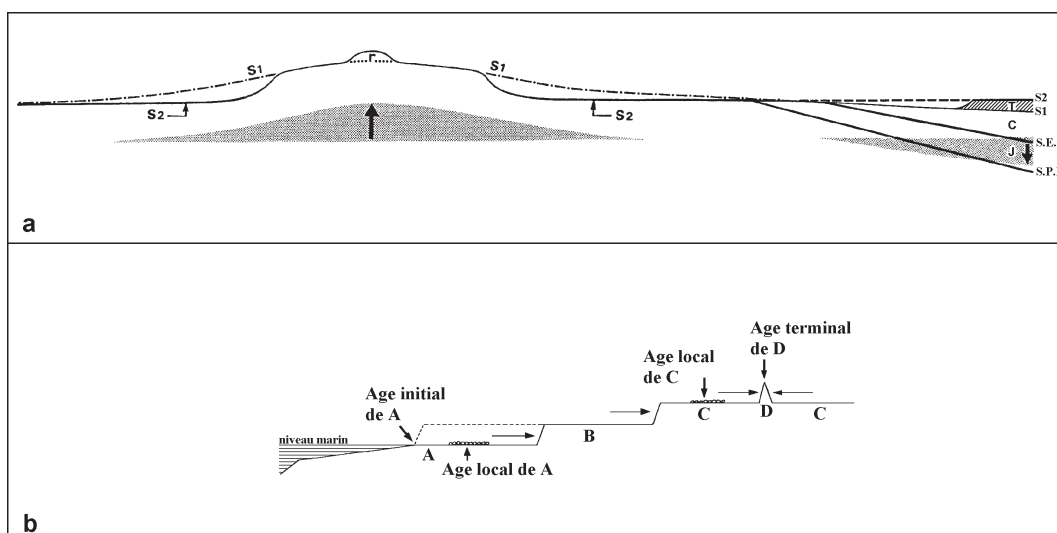


Figura 5. Sistemas de superfícies de aplainamento escalonadas. Extraído de Peulvast & Vanney, 2002. a. esquema interpretativo das superfícies escalonadas da Europa hercíniana ocidental e central (redesenhado de Klein, 1993). Escalonamento respondendo a uma deformação do tipo domo de uma superfície de idade Paleogeno(S1) e a mecanismos de pedimentação de idade Eoceno Superior-Oligoceno Inferior na periferia da área soerguida. Os produtos da pedimentação (solos ferralíticos, siderolíticos de transporte) fossilizam as partes deprimidas de S1. SPH: superfície pós-hercíniana; SEC: s. eocretácea; S1 s. eoterciária com relevos residuais r; S2: s. mesoterciária; J: terrenos jurássicos; C : terrenos cretáceos; T : terrenos terciários. Em cinza: áreas de soerguimento e áreas de subsidência conjugadas (caso em que a evolução geomorfológica se efetuou em regime endoréico). Escalonamento e idade das superfícies de aplainamento no caso do modelo de evolução do relevo de L.C. King (redesenhado de Summerfield, 1991). As superfícies A a C começaram a ser elaboradas durante três episódios de baixas do nível de base. Todas têm idades diversas e os depósitos acumulados sobre elas podem fornecer uma idade local mínima nos pontos correspondentes. A eliminação final do último vestígio de uma dada superfície fornece sua idade terminal.

bloqueios da evolução de formas elaboradas em afloramentos de rochas resistentes, por vezes situadas a pequenas distâncias de acidentes diretos, do que são exemplo os estudos recentes de modelização relativa à evolução dos Grandes Escarpamentos da África Austral e da Austrália Oriental (sintetizado de Peulvast & Vanney, 2002).

Evoluções cíclicas e acíclicas

Os processos de aplainamento inserem-se no contexto das evoluções morfológicas a longo prazo, dos quais elas constituem elementos bem reconhecíveis, por vezes bem datados. Vários estudos de Geomorfologia histórica apóiam-se, explicitamente ou não, sobre a identificação de superfícies de aplainamento, consideradas como a etapa terminal de “ciclos de erosão”. De acordo com o tipo e a complexidade das evoluções assim reconstituídas, elas podem ser qualificadas de mono-, a-, bi- ou policíclicas, tomando-se como referência a terminologia dos trabalhos de W.M. Davis e de seus sucessores - a despeito do caráter discutível da noção de *ciclo de erosão* (Biro, 1958a ; Klein, 1993, 1997).

Uma evolução *monocíclica* implica a existência de uma seqüência erosiva principal, consecutiva a fases de atividade tectônica e/ou vulcânica (falhamentos, dobramentos, erupções...). Se os movimentos tectônicos afetando uma região inicialmente pouco acidentada permanecem lentos, a erosão pode, nas condições de modo de evolução «*acíclico*» (Biro, 1958 ; Klein, 1959), compensar os efeitos dos soerguimentos de maneira a não se formar nenhum relevo vigoroso, inclusive estrutural, exceto pela eventual presença de relevos residuais de resistência.

Os modos *bi ou policíclicos* de evolução do relevo comportam em princípio uma ou mais fases de longa estabilidade após as etapas iniciais de movimento, suficientes para resultar no aplainamento mais ou menos completo das estruturas existentes. Uma diferenciação ulterior do relevo pode ser deslançada por novas deformações, ligadas a esforços diferentes dos ocorridos nas fases precedentes – como os movimentos verticais de amplitude regional (epirogênese), ao curso dos quais a maior parte das estruturas antigas acha-se desativada. Uma “retomada erosiva” pode também ocorrer, em razão por exemplo de variação do nível de base (movimentos eustáticos). Os taludes “cíclicos”, em princípio desprovidos de controle estrutural, separam superfícies que correspondem a dois “ciclos sucessivos”. O escalonamento dessas superfícies é considerado como tendo valor cronológico (Klein, 1993, 1997 ; Bremer, 1993), o que em efeito é verificado em certo número de casos através de datação absoluta das couraças, por vezes bastante antigas (até 65-70 Ma), que as revestem (região de Carajás, Pará, Brasil: Vasconcelos, 1992 ; Austrália : Vasconcelos & Stone, 1999). Nesse último caso, as diferentes taxas de erosão entre os níveis escalonados que implicam a preservação de testemunhos pedológicos de idades variadas são consideradas como índices favoráveis aos processos de pediplanação bem mais que aos modos de denudação associados aos modelos davisianos de pediplanação.

Condições, mecanismos e ritmos de aplainamento

O ponto fraco de muitos modelos clássicos reside no mau conhecimento dos mecanismos mesmo de evolução dos aplainamentos. Nas últimas décadas, preponderou a idéia de um controle dominante das condições próprias das regiões tropicais para o desenvolvimento de superfícies planas como pedimentos ou pediplanos, geralmente ricos em inselbergs (figs. 3 e 7). Após J. Büdel (1957), G. Millot (1980) ou ainda M. Thomas (1989a e b), as publicações vêm insistindo sobre o papel das alternâncias a curto e longo prazo (Taylor & Howard, 1998) entre fases climáticas úmidas e quentes, propícias à alteração em profundidade (cripto-alteração), e fases secas ou de vegetação rarefeita, que autorizam a remoção dos mantos de intemperismo e o nivelamento dos desníveis pela ação da erosão areolar, gerando aplainamentos do tipo *etching* (ou *etchplanation*, caracterizado sobretudo pela cripto-alteração) e *stripping* (aplainamento por denudação, essencialmente pela

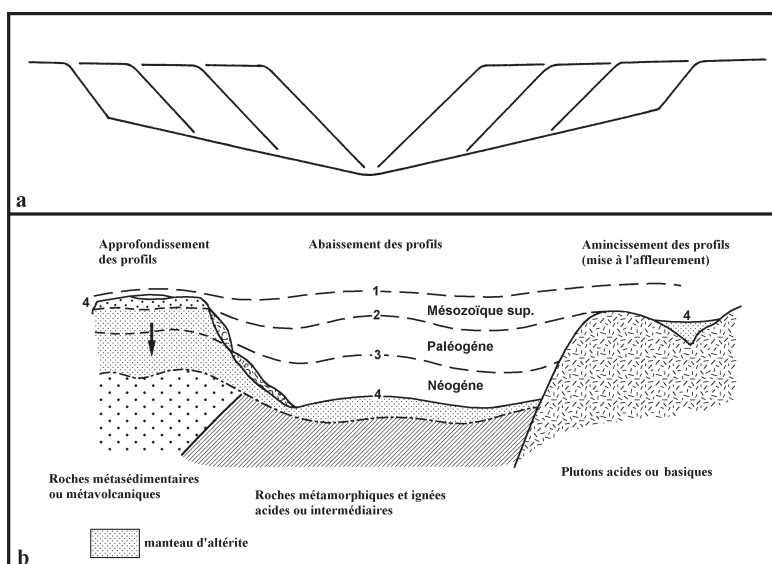


Figura 6. Pedimentação, «etchplanation» e surgimento de relevos residuais. a. Esquema do desenvolvimento dos pedimentos acompanhados de um recuo das vertentes paralelamente à elas (*de acordom* com L. King, 1962; redesenhado). b. Denudação por *etchplanation*, erosão diferencial e surgimento de relevos residuais na superfície de um craton ao longo dos últimos 100 Ma (de acordo com M. Thomas, 1989 b; redesenhado). Extraído de Peulvast & Vanney, 2001.

ação areolar: ver também Thomas, 1989 e Klein, 1993).

Em contexto “acíclico”, esses processos parecem realmente desempenhar um papel importante na evolução dos aplainamentos - por exemplo no caso da elaboração da superfície de argila rica em sílex do oeste da Bacia Parisiense, na formação da qual colaboraram os processos de criptocarstificação do giz e o nivelamento dos resíduos das camadas superiores e de elementos insolúveis superpostos (Klein, 1975). As idéias sobre a formação dos inselbergs alimentaram o debate acerca desse mecanismo. As explicações propostas para tais formas - que na verdade correspondem a domos cristalinos (Peulvast & Vanney, 2001) - são de dois tipos: (1) individualização pelo recuo dos escarpamentos; (2) surgimento de elementos maciços a partir da remoção de mantos de intemperismo espessos (ou domos «revelados»: Petit, 1990), eventualmente renovados durante a denudação (Thomas, 1978; fig. 6).

Principalmente defendida por L. King (1948, 1962), a primeira dessas teorias inscreve-se no contexto teórico da *pédiplanation* (fig. 6). Ela apóia-se no fato de que a altura da maior parte dos domos excede largamente a espessura conhecida dos mantos de intemperismo. A planação lateral e o recuo das vertentes, favorecidos em volumes fissurados, seriam boqueados em contexto de volumes maciços. Tal processo seria eficaz sobretudo em condições climáticas áridas tropicais e subtropicais, nas quais o contraste entre a forte alteração dos granitos nos sopés das vertentes e a imunização das vertentes íngremes seria máximo. Essa realidade aparente é contestada por numerosos autores, sobretudo em se considerando que verdadeiros pedimentos no sopé de inselbergs são raros (Godard, 1977; Thomas, 1978). No entanto, tal tipo de esquema foi proposto para explicar a formação de inselbergs graníticos no deserto da Namíbia (Selby, 1977), através de recuo seletivo de escarpamento costeiro em detrimento de xistos encaixantes. Nenhum traço de alteração profunda foi identificado na área, mas a antiguidade dos inselbergs de muitas outras regiões desérticas (Atakor, Saara argelino: Rognon, 1967) poderia explicar o desaparecimento de regolitos anteriormente bastante expressivos.

A hipótese alternativa é a da individualização de nódulos sãoos no front de meteorização durante os períodos nos quais a taxa de denudação ultrapassa a do intemperismo, por razões tectônicas ou bioclimáticas. Os processos podem ser efetuados pelo recuo de vertentes em detrimento da evolução dos regolitos ou responder a uma incisão vertical. Eles podem ser seguidos por período de intemperização ou progredir ao mesmo tempo que esse (Thomas, 1978; fig. 7), eventualmente a favor de escalonamentos cíclicos (Lageat, 1994). Uma individualização polifásica pode acompanhar a formação de rupturas ou de patamares (encoches) nos flancos dos domos em razão da intemperização na base da vertente e do aplainamento lateral (Twidale & Bourne, 1975).



Figura 7. Pediplano com inselbergs na região de Quixadá, Ceará, Nordeste brasileiro. Foto J.P. Peulvast. Inselbergs de granites leucocráticos (Serra de Urucu, no centro) e de monzonitas (à esquerda) correspondendo ao afloramento e resistência de intrusões tardi-orogênicas em detrimento dos gnaisses, migmatitos e rochas supracrustais do Grupo Ceará, de idade Proterozóico Superior a Inferior e Inferior a Média (Caby et al., 1995), durante a formação da Superfície Sertaneja, e inférieure à moyen. No entorno da bacia Potiguar, essa superfície ligeiramente dissecada, recoberta em direção à zona costeira pelos sedimentos cenozóicos Barreiras, evoluiu em regime acíclico depois do aplainamento parcial dos ombros do rift Potiguar no Cretáceo, enquanto a sua periferia e os seus apêndices ganhavam terreno em relação aos relevos do interior, soerguidos desde o Cretáceo Superior. O conjunto nessa etapa evoluía em seguida reincisões ritmadas por movimentos verticais lentos no Terciário mas sobretudo pelos rebaixamentos do nível de base no Neogeno (Peulvast & Claudino Sales, 2000, in prep. ; ver também fig. 3).

As taxas associadas de erosão a longo prazo são fracas: elas podem variar entre 15 a 20 mm.k^{-1} nos últimos 500 Ma nas regiões de plataformas e escudos antigos (Gunnell, 1997), de 1 a 10 mm.k^{-1} no interior das áreas cratônicas tropicais (Tardy & Roquin, 1998 ; Stone & Vasconcelos, 1999), e de 20 à 50 mm.k^{-1} no contexto de intemperização e denudação particularmente ativos (sul dos Apalaches, NW de Kalimantan-Bornéu, Ásia Ocidental: Thomas, 1989 b). No caso do Ghat Ocidental (Índia), essas taxas, traduzindo a remoção de parcelas modestas de rochas na borda e sobretudo no reverso dos relevos montanhosos (algumas centenas de metros em 60 Ma), poderiam ser suficientes para explicar um bombeamento isostático moderado no processo de soerguimento do relevo montanhoso, bem como possível retomada da erosão (Gunnell, 1996), reencontrando assim os aspectos menos contestáveis (pela eliminação do caráter escalonado) da «cimatogenia» de L. King (1962). Medidas a partir de concentrações de radionuclédeos cosmogênicos, essas taxas parecem ainda mais fracas nas plataformas das regiões áridas, como o deserto central da Namíbia, onde os topos dos inserblergs graníticos com em média 100 m de altura teriam sido rebaixados a uma velocidade de $5,07 \pm 1 \text{ mm.k}^{-1}$ nos últimos 10 Ma, isto é, 10 vezes mais rapidamente que em certos inselbergs de ambientes mais úmidos do sul da Austrália (Cockburn *et al.*, 1999). As velocidades de denudação relativamente mais elevadas da Namíbia podem corresponder à intervenção de processos como a haloclastia; nessa borda marítima dos maciços montanhosos da África Austral, eles correspondem à remoção de uma fatia de 300 m de rocha durante o Cenozóico.

Com efeito, o papel dos mecanismos de *etchplanation* permanece discutido, visto que certos autores os consideram sobretudo como um *tendência* à acentuação das irregularidades do relevo. No caso das superfícies escalonadas do SE do Kenya (Veldkamp & Oosterom, 1994), os episódios de aplainamento foram correlacionados com fases de elevação do nível de base, acompanhadas do atulhamento das partes inferiores dos vales e do rebaixamento dos interflúvios. Eles seriam interrompidos pelas baixas do nível de base, responsáveis por uma retomada da denudação e liberação/surgimento de um front de alteração acidentado.



Figura 8. Pediplanação e bloqueios estruturais: os maciços graníticos de Mucambo e Meruoca (Ceará, Nordeste brasileiro). Foto J.P. Peulvast. Ao sopé do glint arenoso de Ibiapaba (borda oriental da Bacia do Parnaíba), de onde a foto foi feita, o pediplano Sertaneja (ver fig. 3), desenvolvido em resposta ao soerguimento da margem norte-brasileira depois da abertura do Atlântico, insinua-se entre dois maciços graníticos sustentados por intrusões graníticas ocorridas no final da orogênese Brasiliana, em torno de 530 Ma (e.g. Caby *et al.*, 1995). À direita, o Maciço de Mucambo é em parte arrasado, expondo apenas alguns relevos residuais no entorno, talvez em razão da escavação do topo meteorizado do batólito. À esquerda (em direção a nordeste): o Maciço da Meruoca, cujo contato com a Superfície Sertaneja coincide com as linhas de faille da zona de cisalhamento Sobral-Pedro II, ao longo das quais a intrusão ocorreu; a coincidência e calibragem dos acidentes estruturais com os relevos é de tal ordem que se pode inclusive considerar uma eventual reativação de algumas das falhas. No topo, o maciço expõe vestígios dissecados de uma alta superfície derivada talvez de superfície de discordância infra-paleozóica exumada.

Essa observação corrobora a relação estabelecida em algumas regiões (Platô do Colorado), entre evolução do nível de base e condições de recuo dos escarpamentos (do tipo cuesta ou outro), no caso de desenvolvimento de superfícies de erosão por *backwearing*: o recuo só seria rápido em período de nível de base estável ou ascendente, enquanto que uma incisão profunda da paisagem seria acompanhada de uma diminuição da velocidade de recuo dos escarpamentos, em função da altura e do grau de coesão e resistência das vertentes a serem recuadas e, assim, a importância do trabalho erosivo solicitado; as vertentes seriam então simplesmente dissecadas de forma aleatória pelos tributários por elas escoando (Young, 1985). Nesse caso, enquanto uma superfície de aplainamento poderia desenvolver-se, sua destruição, na seqüência de fase de dissecação, seria até 10 vezes mais lenta.

No entanto, observações efetuadas em vales e escarpas de Queensland central (Austrália), parcialmente fossilizadas por corridas de basaltos entre 24 e 28 Ma e depois redissecadas, tendem a mostrar que as vertentes dos canyons redissecados recuaram mais rápido (150 a 250 m.Ma^{-1}) do que as das seções de vales não sujeitos à retomada erosiva, onde o recuo só foi mais rápido durante a ação de climas mais úmidos do Paleogeno (Young & Wray, 2000). Na realidade, nesse caso como em vários outros, a litologia pode contribuir fortemente como controle do recuo de vertentes. A questão permanece portanto aberta e sem dúvida não comporta apenas uma resposta única, como o demonstra com frequência as calibrações estruturais de escarpamentos nas regiões de escudos (Lagasquie *et al.*, 1994; Gunnell, 1996; fig. 8).

Várias dessas interpretações tendem a identificar as superfícies de aplainamentos com pediplanos elaborados sob condições climáticas alternadas, geralmente envolvendo climas quentes, qualquer que seja a situação geográfica atual dessas formas, e em contexto de relativa estabilidade tectônica. A maior parte delas salienta sobretudo o grau de desenvolvimento e aperfeiçoamento das topografias (ou ao contrário, de fases de acentuação das irregularidades de detalhe), geralmente supondo uma existência anterior dos pediplanos, necessária ao funcionamento dos mecanismos considera-

dos. Elas não excluem no entanto esculturas de outra natureza, suscetíveis de aperfeiçoar certas superfícies como a abrasão marinha (sudoeste inglês: Coque-Delhuille, 1987; sudoeste do Maciço Central francês: Simon-Coinçon, 1987; pays nantês: Sellier, 1985) ou a corrosão cárstica (Peloponeso, Grécia: Dufaure, 1975, 1985). É nisso que reside a noção de “regime cratônico” invocada por R. W. Fairbridge e C. W. Finkl (1980) para explicar a gênese dos grandes “peneplanos” dos escudos proterozóicos. As longas durações implicadas - tipicamente algumas dezenas de Ma, 75 Ma no caso da superfície fundamental de Dartmoor, no sudoeste inglês (Coque-Delhuille, 1987) - tornam plausível a diversidade dos processos de modelagem (Godard *et al.*, 1994). Somente os conjuntos tenros como os flysch das cadeias mediterrâneas são mais propícios ao desenvolvimento rápido de aplainamentos parciais (Dufaure *et al.*, 1984).

A grande antigüidade de numerosas superfícies de aplainamento nos remete a condições de gênese provavelmente sem equivalentes nas condições morfobiológicas atuais ou presentes. Esse é o caso das alterações albitizantes que presidiram o aperfeiçoamento da superfície pós-herciniana no sul do Maciço Central (Simon-Coinçon, 1987). É sobretudo o caso das superfícies anteriores ao Siluriano, desenvolvidas em desertos biológicos onde os agentes mecânicos agiram sem entraves, quer as condições fossem quentes ou frias, úmidas ou secas (Coque, 1993). É sob tais tipos de condições que foram elaboradas as mais vastas e mais perfeitas das superfícies de aplainamento conhecidas, que são as dos escudos pré-cambrianos (fig. 9). Resta a resolver o problema principal da gênese dos aplainamentos: os mecanismos de destruição parcial ou completa dos volumes montanhosos mais ou menos importantes que geralmente as precederam.



Figura 9. As Laurencianas de Montréal (Québec, Canada), vues vers l’ouest depuis le Mont Tremblant. Foto J.P. Peulvast. Imensa superfície de aplainamento truncando as estruturas da orogênese grenvilliana (Proterozóico Superior) incorporadas ao escudo canadense. Essa superfície recorta com ângulo muito fraco a superfície infra-cambriana, exumada mais ao sul nas vizinhanças das baixas terras de Saint Laurent. Ela resulta provavelmente de uma longa regradação em regime acíclico, até a degradação lenta que a afetou antes mesmo das glaciações pliopleistocênicas. Os fluxos de gelo dos inlandsis acentuaram as zonas de fraturas e de meteorização, como a bacia de Saint Jovite, visível ao centro.

III. Os aplainamentos parciais

Características comuns

As cadeias montanhosas e as unidades soerguidas de pequeno talhe, assim como os bombeamentos do embasamento (Debelmas & Mascle, 1991) e os blocos soerguidos das zonas de deformação extensa associadas ao colapso gravitacional de certas orogêneses (Província Basin

and Range, Estados Unidos) ou ainda à constituição de zonas de rifting difusas (rift neocomiano-barremiano Cariri-Potiguar do Nordeste brasileiro) tendem mais que as outras áreas a ser rapidamente mordidas por aplainamentos parciais que podem finalmente reduzir o volume montanhoso inicial à relevos residuais descontínuos (Calvet & Lemartinel, 1991), eventualmente em prelúdio a um aplainamento mais completo. As condições favoráveis ao desenvolvimento desses arrasamentos de sopés podem ser de ordem :

- > litológica : presença de rochas tenras nas regiões frontais da cadeia, por exemplo, no coração de dobras de cavalgamento produzidas durante a orogênese;
- > tectônica - rochas duras, os arrasamentos são em princípio mais poderosos no reverso de blocos basculados ou de dobras que no front dos relevos de falhas; ou
- > morfoclimática, em particular sob condições propícias à pedimentação, geralmente do tipo semi-árida (Dufaure, 1996).

De acordo com o caso, são os *sopés* - em rochas cristalinas -, os *cones rochosos* - em rochas carbonatadas massivas (Colóquio sobre Cones rochosos, AGF, 1976) - ou os glaciais de denudação em rochas tenras que mordem as bordas dos maciços (Biro, 1958). As bordas dos escarpamentos transformam-se assim em escarpas herdadas de falhas ou outra forma estrutural derivada, ou ainda talus cíclicos de superfícies inclinadas em direção à periferia (fig. 2, 3, 9). De largura desigual, os sopés assim formados englobam ao mesmo tempo as superfícies rochosas mais ou menos nuas elaboradas durante o recuo do abrupto, ele mesmo associado à expansão e à integração das bacias coletoras de água formadas nos compartimentos elevados (Ellis *et al.*, 1999), e as formações detríticas que geralmente as prolongam em direção a jusante.



Figura 10. A vertente E da Sierra de Guadarrama. Vista orientada para o sul a partir das imediações do Rio Cofio (oeste de Madrid). Foto J.P. Peulvast. Pedimento ligeiramente dissecado mordendo os granitos da Sierra, reentrâncias e inselberg : esculturação de uma borda de falha (explicações no texto).

Contextos estruturais e natureza dos abruptos de montante

O desenvolvimento de sopés erosivos supõe em princípio uma certa estabilidade tectônica. Ela ocorre pois durante as fases tardi ou pos-orogênicas ou durante as fases de retomada da orogênese. Entretanto, esse desenvolvimento é mais efetivo em condições de reativação lenta - que favorecem a denudação em trabalhando o volume montanhoso nos setores a montante e em facilitando a evacuação e remoção dos detritos - e também de eventuais flutuações eustáticas, ainda que eventualmente esses processos ocorram geralmente em regime estritamente continental.

As escarpas de falhas podem ser modelados por aplainamentos parciais, ainda que o desenvolvimento destes seja nesses setores menos favorecidos que nas áreas de charneiras flexurais, como demonstram as condições de desenvolvimento de divertículos internos na Superfície Sertaneja do Nordeste brasileiro, no entorno dos semi-grabens e grabens dissimétricos do rift Potiguar (Peulvast & Claudino Sales, em prep.; fig. 3). A vertente SE das cordilheiras centrais ibéricas (Sierra de Guadarrama, Sierra de Gredos, Serra da Estrela) representam um caso mais complexo. Ela é falhada (Biro, 1958 ; Vaudour *et al.*, 1979 ; Biro *et al.*, 1979), mais os inselbergs estão presentes no sopé cristalino (fig. 10), individualizando-se em uma baixa superfície de aplainamento que tanto penetra através de reentrâncias no interior dos maciços quanto se choca contra os escarpamentos de falha (abruptos do Escorial; sul da Sierra de Gredos oriental). Esta disposição é intrigante : a baixa superfície com relevos residuais é um elemento subsidente da superfície de cimeira – desprovida de tais relevos – ou ela é mais recente?



Figura 11. Pedimentos no reverso de blocos basculados: vertente oeste da Bacia de Tahman (Pamir chinês)
 Relevo elaborado no compartimento de teto (hanging wall) de um semi-graben alinhado ao longo da zona de falha ativa de Karakorum. Recortado por pequenos abruptos de falhas antitéticas, esse reverso apresenta-se como uma série de patamares correspondentes a pedimentos escalonados e dissecados que truncam os granitos miocênicos e dominam os glaciais de deposição de origem fluvioglacial. Os pedimentos recortam com ângulo fraco o topo do compartimento, tendo o basculamento favorecido o seu desenvolvimento pelo fato de reduzir o volume de materiais a serem removidos. Vista em direção ao sul.
 Foto Jean-Pierre Peulvast

A presença dessa superfície sugere que a degradação da alta superfície durante um soerguimento regional com raio médio de curvatura só pode prosseguir, através de pedimentação, por meio dos blocos anteriormente rebaixados ao longo das falhas. Os escarpamentos graníticos mais vigorosos ou mais recentes foram beneficiados por uma certa imunização, resultante da preponderância de climas secos. A extensão do pedimento de Guadarrama, até ao nível do bloco soerguido, teria sido permitido por uma susceptibilidade particular à alteração do substrato granítico-gnáissico em relação aos granitos porfíricos mais leucocráticos (Vaudour *et al.*, 1979).

As escarpas flexurais - flancos de domos, reversos de semi-horsts - são em princípio mais favoráveis ao desenvolvimento de aplainamentos parciais (fig. 11). Estes estão frequentemente assinalados por formas escalonadas e com talus geralmente desconnectados do contato com as bacias sedimentares vizinhas, por exemplo, nas montanhas da Europa ocidental e central, na periferia dos bombeamentos múltiplos aos quais correspondem esses maciços - no Maciço Central francês, C. Klein (1990) cita os exemplos de Limousin, Margeride, Forez, Morvan. A significação das bordas abruptas do Limousin, em particular no Montes de Azambac em relação aos baixos platôs periféricos - escarpamentos de falhas, abruptos cíclicos ou de erosão diferencial - é discutível (Lagasquie *et al.*, 1994).

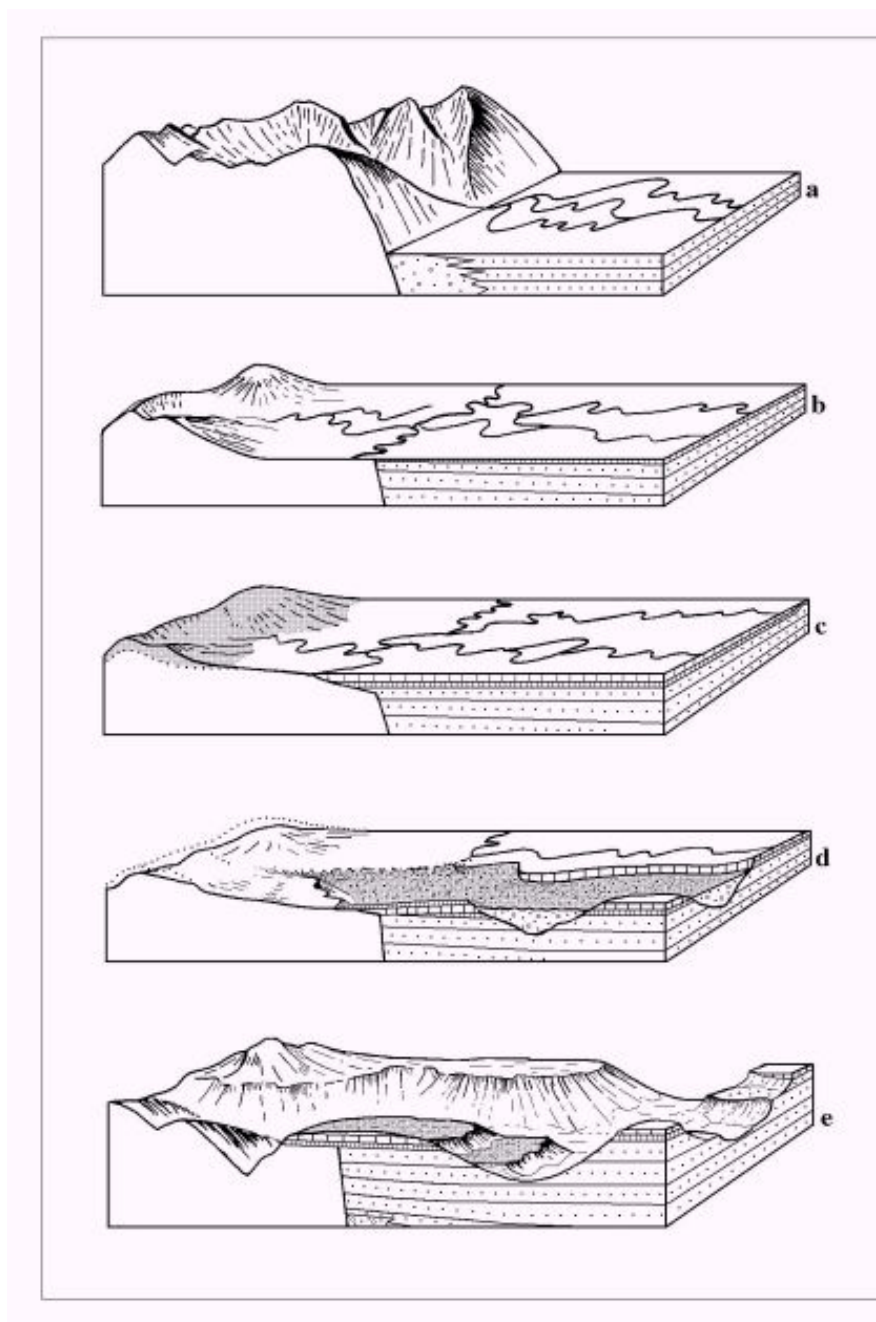


Figura 12. Tipologia dos sopés, segundo Calvet et Lemartinel (1991) (redesenhado). a. sopé de origem tectônica. b. sopé de denudação com relevos residuais de apoio; c. sopés geoquímicos, com manto de alteração sobre os relevos residuais e acumulações de montante (calcáreos, evaporitos...); d. sopé de acumulação construído sobre incisões anteriores e resultantes da remoção dos setores a montante; e. sopés resultantes de uma forte dissecação do edifício precedente, depois de soerguimento do antigo sistema montanha-sopé (à esquerda).

De acordo com J. Désiré-Marchand e C. Klein (1986), eles correspondem a um talus cíclico elevado de dezenas de quilômetros a algumas centenas de metros e recortado por *embayments*.

Esse talus separou alta superfície com inselbergs durante a compressão pireneusiana - a “superfície da Montanha”, de idade eoterciária - de uma superfície baixa - “a superfície *dos platôs*” - que teria localmente sido substituída em regime cíclico (em direção ao interior do domo) ou acíclico (na periferia) durante o Mesoterciário. A superfície dos platôs é interpretada como um pedimento entrecortado por inselbergs. Um rejeito do domo limousiniano do final do Terciário teria iniciado a dissecação das depressões periféricas em situação distal. No entanto, o relevo da borda proximal permaneceu como um talus resultante da esculturação e do recuo do escarpamento da flexura, acima de um «sopé cristalino» (Biro, 1958) ou de um “sopé de erosão” (Calvet & Lemartinel, 1991) largo de vários quilômetros a várias dezenas de quilômetros. A origem cíclica do talus não exclui assim o controle estrutural, tanto mais que os contatos litológicos foram localmente colocados em valor pela erosão diferencial ao curso da pedimentação (Flageollet, 1977). De acordo com C. Klein (1990), o modelo aplica-se aos rebordos da maior parte dos maciços antigos da Europa ocidental e central, da região dos finistères franceses e ingleses à Boêmia, da Alta-Ardênia à Espinosa, tomando amplidão nas médias cadeias montanhosas. Os movimentos verticais associados à distensão oligocênica não teriam modificado fundamentalmente os equilíbrios dinâmicos estabelecidos durante a pedimentação mesoterciária, estando as altitudes próximas do nível do mar (Merle & Michon, 2001). Apenas os soerguimentos posteriores, sobretudo a partir do Mioceno Superior, produziram retomada da erosão.

As escarpas movimentadas dos maciços montanhosos (100 a 2000 m de altitude) de várias margens passivas divergentes formadas durante o Mesozóico inscrevem-se também no contexto evolutivo dos rebordos flexurados. Esses “Grandes Escarpamentos” (Ollier, 1985a, 1991) recortam as altas superfícies de aplainamento paleogênicas ou os platôs basálticos mesozóicos (África Austral, Madagascar, Ghat Ocidental) e cercam as superfícies escalonadas, cuja evolução foi sincrônica ou correlativa ao desenvolvimento de vários elementos do prisma sedimentar da margens continentais associadas (Vanney, 1982; fig. 12).

O grande Escarpamento da Austrália oriental é um exemplo esquemático (Ollier, 1982, 1985 b; Pain & Ollier, 1986; Bishop & Goldrick, 2000). Trata-se de uma escarpa de erosão íngreme, longa de 3.000 km e extensa de entre 60 a 200 km na zona pré-litorânea, recortada por promontórios e reentrâncias e precedida de relevos residuais expondo vestígios da superfície de cimeira flexurada (fig. 13). Seu recuo anunciado, essencialmente associado à erosão regressiva em gargantas formadas na borda dos topos elevados, pôde acompanhar o embutimento de pedimentos na borda flexurada ou falhada do maciço montanhoso marginal durante o soerguimento iniciado com a abertura oceânica, em torno de 80-60 Ma. Nesse caso, o recuo teria sido efetuado ao ritmo médio de 1 a 2 km.Ma⁻¹ (Seidl *et al.*, 1996), na hipótese de ser o ponto de partida um escarpamento simples situado na costa.

Na Índia, o Grande Escarpamento do Ghat ocidental, longo de 1.500 km, é de natureza similar, ainda que o abrupto quase nunca se situe a mais de 60 km da costa (Ollier & Powar, 1985; Widdowson, 1997 b; Gunnell & Fleitout, 1998). Ele é tão vigoroso nas rochas cristalinas do escudo (borda oeste do Platô de Misore, Cardomum Hills: 2700 m) quanto na topografia em patamares do trapp que se eleva acima deles ao norte, de Belgaum a Khandala. Os basaltos ali registram uma deformação anticlinal e flexural que provavelmente se prolonga em direção ao sul. Em numerosos setores, as baixas plataformas costeiras cobertas de couraças lateríticas mordem o maciço montanhoso, assim como o bombeamento isostático, responsável pela continuação de soerguimento flexural de longa duração (Kooi & Beaumont, 1994; Tucker & Slingerland, 1994; van der Beek, 1995; Gunnell, 1996; Widdowson, 1997). Os resultados obtidos pelo método de datação de traços de fissão nas apatitas sugerem que fatias de rocha de 1,5 a 4 km foram removidas dos fronts dos Grandes Escarpamentos depois do início do rifting (SE da Austrália, SW da África, SE do Brasil, Ghat

occidental, Montes Transantárticos). A erosão foi assim de tal intensidade que a topografia atual reflete apenas remotamente o dispositivo tectônico associado (van der Beek, 1995).

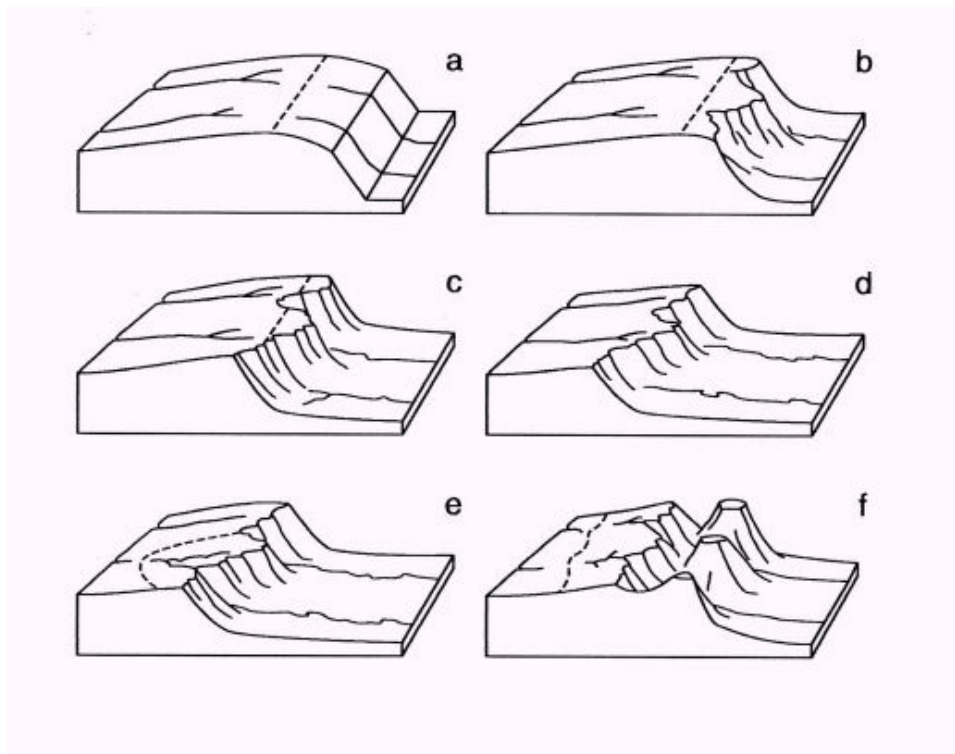


Figura 13. Grandes Escarpamentos e aplanamentos costeiros. A Evolução acompanhada do desenvolvimento de um Grande Escarpamento (redesenhado de Ollier & Stevens, 1988). Tal situação é encontrada no maciço oriental da Austrália (Queensland) e do Ghat ocidental (Índia). a: bombeamento desmantelando uma antiga drenagem transversal. b: formação de um escarpa a partir da linha de falha ou de flexura; c, d: o recuo destrói a linha divisória das águas; e: captura de um rio de reverso e avanço do divisor de águas em direção ao interior (linha tracejada); f: cenário alternativo no qual o recuo deixa subsistir os testemunhos do antigo platô, com os vestígios locais de antigos sistemas de drenagem.

Condições e ritmos de elaboração

De uma maneira geral, as evoluções poligênicas produzem uma alternância entre fases de preparação do material e fases de denudação, o que sem dúvida contribui para explicar o desenvolvimento dos aplainamentos e a rapidez da ação dos processos associados (Calvet & Lemartinel, 1991). As séries detriticas correlativas atulhadas nas fossas subsidentes refletem a litologia dos maciços submetidos à pedimentação: areias arcóseas no sopé de maciços graníticos (séries miocênicas

Figura 14. Horsts e pedimentos na Província Basin and Range: Desatoya Mountains e Shoshone Mountains, a nordeste de Gabbs (Nevada, EUA). Vista em direção a sudeste. Foto J.P. Peulvast. Horsts ou semi-horst ocupados por vastas bajadas e playas diante de escarpamento de falha de idade desigual. Atulhamento detritico e desenvolvimento de pedimentos em detrimento dos escarpamentos (ao centro), contribuindo para diminuir o volume dos maciços montanhosos (à direita).



vermelhas de Roussillon ou do Conflent, França: Calvet, 1994), níveis conglomeráticos mal rolados e leitos argilosos diante de relevos xistosos ou calcáreos. Próximo ao mar, as transgressões marinhas podem aperfeiçoar o arrasamento, sobretudo nas partes distais, como é percebido em contexto não orogênico nos *strandflats* de regiões anteriormente cobertas por calotas glaciais.

Historicamente definida na Noruega, o *strandflat* representa nesse país uma plataforma de erosão com relevos residuais largos de entre alguns quilômetros (Vesterålen) até 60 km (Noruega central), parcialmente imersos. O abrupto de algumas centenas de metros que a circunda expõe numerosos fjords e bacias de erosão diferencial (Lofoten, norte da Noruega: fig. 1). O *strandflat* embute-se no rebordo do maciço aparentemente como um sopé de erosão (Peulvast, 1985 a et b, 1988; Guilcher *et al.*, 1986). Ele é tanto mais desenvolvido quanto mais a flexura é ampla e fracamente inclinada: assim explica-se o seu desenvolvimento máximo na Noruega central, onde a margem é mais larga e onde os sedimentos devonianos e jurássicos são mantidos no setor conservado (Trøndelag). É ali que as declividades dos sedimentos terciários depositados a oeste da charnière são mais fracas.

O soerguimento foi efetuado em duas fases poligênicas principais, uma consecutiva à abertura do Mar da Noruega no Paleoceno, a outra inaugurada no Mioceno e sem dúvida acelerada no Plioceno (Peulvast, 1985b; Doré, 1992; Rohrman, 1995; Lidmar-Bergström *et al.*, 2000). Apesar das múltiplas variações eustáticas e glacio-eustáticas, uma certa estabilidade da charneira permitiu um trabalho prolongado de erosão na borda do anticlíneo. O desenvolvimento do aplainamento costeiro sem dúvida começou antes das glaciações (Peulvast, 1986 a), mais é sobretudo a ações continentais (intemperismo), marinhas e glaciais, no Pleistoceno, que ele deve seu relativo aperfeiçoamento (Guilcher *et al.*, 1986).



Figura 15. Ombro oeste do Rift do Mar Vermelho (a sudoeste de Hurghada, entrada do Golfo de Suez). Pedimentos em curso de elaboração no sopé das montanhas graníticas do ombro ocidental do rift do Mar Vermelho. A complexa escarpa de falha acha-se dissecada, representando uma “escarpa residual” (em função de recuo em relação ao plano das falhas). Cristas e inselbergs destacam-se nas reentrâncias ocupadas por lençóis de areia (*sandsheets*) e cascalhos espalhados pela ação de oueds. As divagações laterais dos oueds contribuem para o ataque e a redução dos relevos residuais (forte desagregação granular nos sopés, no contato com os pedimentos e suas coberturas arenosas), com o que participam, através do trânsito sedimentar e/ou da sedimentação associada (formação de finos lençóis de materiais em trânsito) no processo de aplainamento parcial ao qual a região acha-se sujeita. Tal contexto foi considerado (Claudino Sales, 2002) como um dos prováveis paleoambientes associados à formação e deposição das fácies continentais dos sedimentos Barreiras no Estado do Ceará, Nordeste brasileiro (por acumulação em segmentos distais de cones de dejeção associados aos relevos montanhosos da margem continental retrabalhados por oueds e corridas de detritos e assim transportados por longas distâncias), correlativos da esculturação da Superfície Sertaneja (Foto Jean-Pierre Peulvast).

Em contexto bioclimático favorável à pedimentação, o arrasamento parcial pode progredir rapidamente, como demonstra a formação de pedimentos na periferia dos blocos falhados da Província Basin and Range, nas regiões semi-áridas do sudoeste dos Estados Unidos (Hamblin, 1992; Bloom, 1998). Dos numerosos horts - 150 – separados por semi-grabens preenchidos com 2000 a 3000 m de sedimentos lacustres ou aluviais, nada mais resta além de pequenas cadeias montanhosas estreitas que correspondem à cobertura vulcânico-sedimentar paleozóica, mesozóica ou terciária fortemente estirada, ou ao seu substrato metamórfico e localmente granítico (Stewart, 1978; fig. 14). A tectônica é bastante recente (Mioceno), mas as reativações de falha prolongam-se ainda por todo o oeste de Utah e Nevada, onde os pedimentos são pouco desenvolvidos. As reativações recentes dessas falhas traduzem-se pela presença de cones de dejeção falhados e de escarpamentos de falhas com sistemas de facetas complexas. Localmente, o recuo associado à pedimentação não é visível, na medida em que, em razão de uma rotação do plano de falha, desfavorável à continuação do deslizamento, o movimento tectônico foi transferido para uma falha no compartimento de teto, diante do escarpamento principal transformado em residual (Ellis *et al.*, 1999).

No Arizona, no deserto Mohave, da Califórnia ao México, grandes bajadas - que recobrem os 4/5 da região - revestem ou prolongam largos pedimentos entalhados em rochas cristalinas do embasamento e mesmo em arcóseas miocênicas deformadas. Conectadas às playas, esses planos inclinados modelados por escoamento areolar deixam depassar alguns relevos diante de escarpamentos herdados. A erosão diferencial favoreceu as estruturas nascidas dos dobramentos anteriores à distensão, as antigas intrusões graníticas ou lavas terciárias, na forma de cornijas anticlinais, domos rochosos etc. Possibilitada em função de uma certa estabilidade reinando desde o final do Plioceno, sua esculturação é contrariada por uma tendência à dissecação nas proximidades de cursos d'água exorréicos.

Dispositivos vizinhos, ainda que bem mais amplos, caracterizam as bordas do rift oceanizado do Mar Vermelho. A estreita planície costeira - 1 a 12 km do lado egípcio, até 40 km na Arábia - testemunha a modelagem de um sopé abaixo dos altos relevos cristalinos formados pelos ombros do rift (fig. 15). Ela estende-se ao longo do segmento proximal de uma série detrítica e carbonatada da margem sobrepondo o espesso depósito de carbonatos e evaporitos do rift Mioceno (Freytet *et al.*, 1990). Localmente acidentada pela presença de relevos modestos - os semi-horsts dispostos paralelamente à costa - essa planície é ao mesmo tempo um sopé construído e um sopé de denudação (Biro, 1970). Sua evolução é governada por fatores tectônicos (deslocamento da margem e dos semi-horts, tectônica de localização aleatória, variações eustáticas e climáticas).

Essa superfície incorpora pedimentos, glaciais escalonados truncando sedimentos miocenos, assim como a borda de blocos pré-cambrianos soerguidos (Steckler & Omar, 1994) e vestígios de depósitos prolongando os sopés de denudação. Elas expõem também cones aluviais pleistocênicos justapostos em uma extensão situada entre o escarpamento principal e os maciços costeiros (“sopés internos”, de acumulação) e outros cones coalescentes cercados por formações de praia e franjas de recifes (“sopés externos”). Diversos terraços aluviais acham-se ainda embutidos.

O período de estabilidade implicada no desenvolvimento do sopé oeste da Montanha de Oman, nos limites do Emirado de Sharjah, não é mais longa que no caso precedente (Béchenec *et al.*, 1989; Besançon *et al.*, 1990). Com efeito, foi entre o Mioceno Médio e o Plioceno que a orogênese conheceu ali seu paroxismo. Larga de 15 km, o sopé desenvolvido na retaguarda das nappes de xistos de Hawasina e de ofiolitos de Semail trunca em direção a montante séries detríticas neogênicas deformadas e incorporadas à cadeia. Ele prolonga-se por um glaciais de acumulação, funcional até o Pleistoceno Superior. Nos sopés norte e sul da cadeia Anti-Atlas oriental (Marrocos), foram tanto as rochas resistentes quanto as tenras do embasamento paleozóico assim como sua cobertura paleozóica que foram aplainadas (Riser, 1990), a despeito da idade recente do bombeamento do embasamento (Terciário Superior e Quaternário: Debelmas & Mascle, 1991) e da continuação das deformações após a esculturação pliovilafanchiana do sopé.

O estudo de paleoformas de aplainamento parcial pode revelar durações de desenvolvimento comparáveis. No caso do rift Potiguar e do rift Tucano-Jatobá-Recôncavo (Nordeste brasileiro), formados em domínio intracontinental no Neocomiano, antes da abertura do Atlântico Equatorial brasileiro (Matos, 1992; Magnavita *et al.*, 1994), parece possível que o arrasamento dos horts intermediários tenha sido em grande parte produzido simultaneamente ao rifting, em menos de 18 Ma, antes da fossilização que ocorreu na fase pós-rift, no Cenomaniano. O desenvolvimento de largo pedimento com inselbergs (30 a 60 km) a expensas do ombro sul do rift Potiguar, em vias de exumação entre a Chapada do Apodi e o sopé dos platôs residuais de Portalegre, Martins, João do Vale e Santana (fig. 3), data do mesmo período. Essa observação implica a remoção de uma fatia de rocha espessa de 500 a 1000 m ou mais e de recuo do escarpamento ao ritmo de 1,5 a 3 km. Ma⁻¹ - de mesma ordem daquele proposto por alguns autores para os *Grandes Escarpamentos* (Peulvast & Claudino Sales, 2000, em prep.).

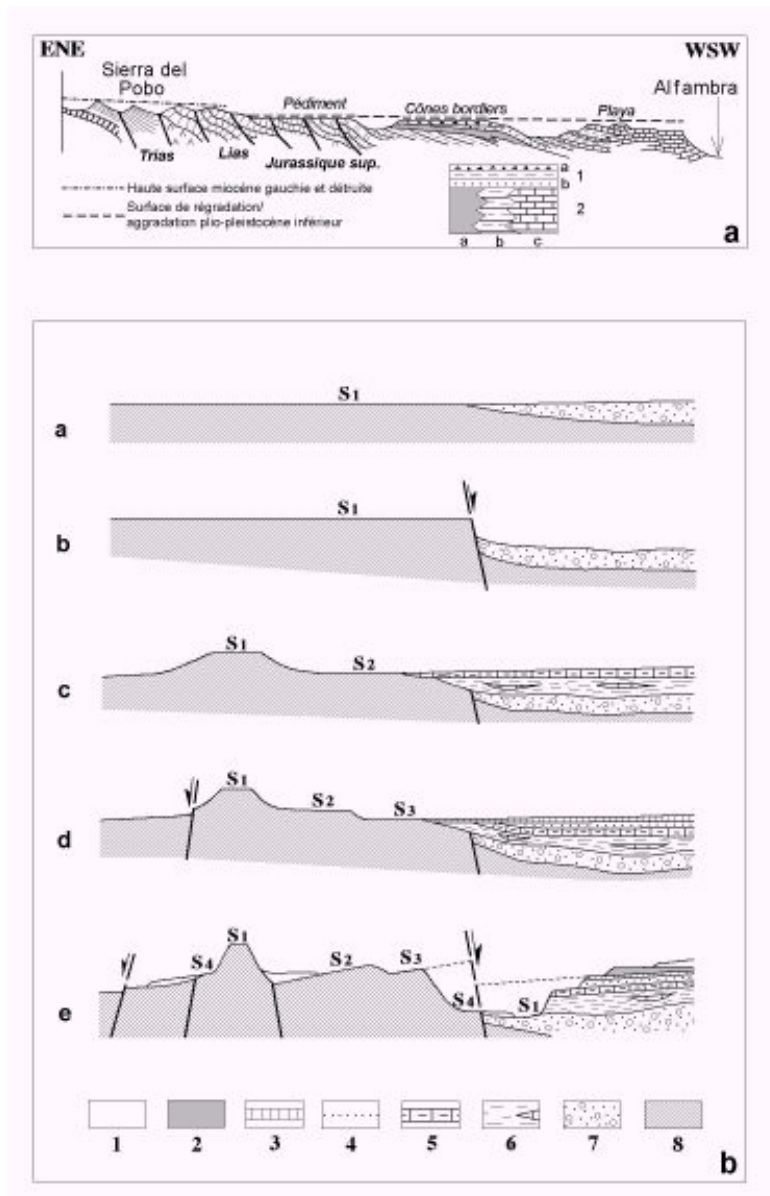


Figura 16 - Modelo de evolução por aplainamentos parciais escalonados nas cadeias ibéricas. Redesenhado de Gutiérrez-Elorza *et al.* (1997). a : Mioceno Inferior ; b : Mioceno Médio ; c : Mioceno Superior ; d : Plioceno Médio ; e : Quaternário 1 : materiais pré-Neogeno; 2 : Undade basal; 3 : Unidade Vermelha Inferior; 4 : Unidade Superior de Páramo ; 5 : Unidade Vermelha Mediana; 6 : Unidade Superior de Páramo; 7 : Unidade Vermelha Superior; 8 : cones plioquaternários.

Arrasamentos parciais e sequências morfotectônicas

Os sopés de denudação são mais desenvolvidos em contexto tardi e pos-orogênico e nas regiões onde esforços compressivos deram lugar a outros tipos de deformação. Na Província e no Languedoc (França), o desenvolvimento foi de tal ordem após a orogênese pirineus-provençal que a elaboração de amplas superfícies de aplainamento truncou rochas diversificadas durante o Mioceno, só preservando pequenos relevos residuais antes de serem parcialmente deformadas e destruídas em razão de uma retomada da compressão no Mioceno (Peulvast *et al.*, 1999).

Bem representadas na Cadeia Ibérica (Dufaure, 1996 ; Gutiérrez-Elorza & Gracia, 1997; fig. 16), essas vastas superfícies conservam em numerosos casos tanto superfícies rochosas nuas ou cobertas de material em trânsito quanto acumulações distais de conglomerados, seguidos de materiais finos. Sua elaboração começou sem dúvida antes dos processos de dobramento, como bem demonstra o estilo «epiglítico», evidenciando a ocorrência de *charriages* em nível superficial, de certos movimentos tardios, antes do desenvolvimento das «paleotopografias amortizadas», cercadas por grandes relevos residuais em parte estruturais (*nappes de charriage*). São aplainamentos parciais do mesmo tipo, intactos, que foram fossilizados durante o Veseano (Cambriano Inferior) no nordeste dos Apalaches enquanto estiramentos e movimentos verticais de blocos sucediam a compressão acadiana (Devoniano; Gibling *et al.*, 1992; Peulvast *et al.*, 1996; fig. 17).

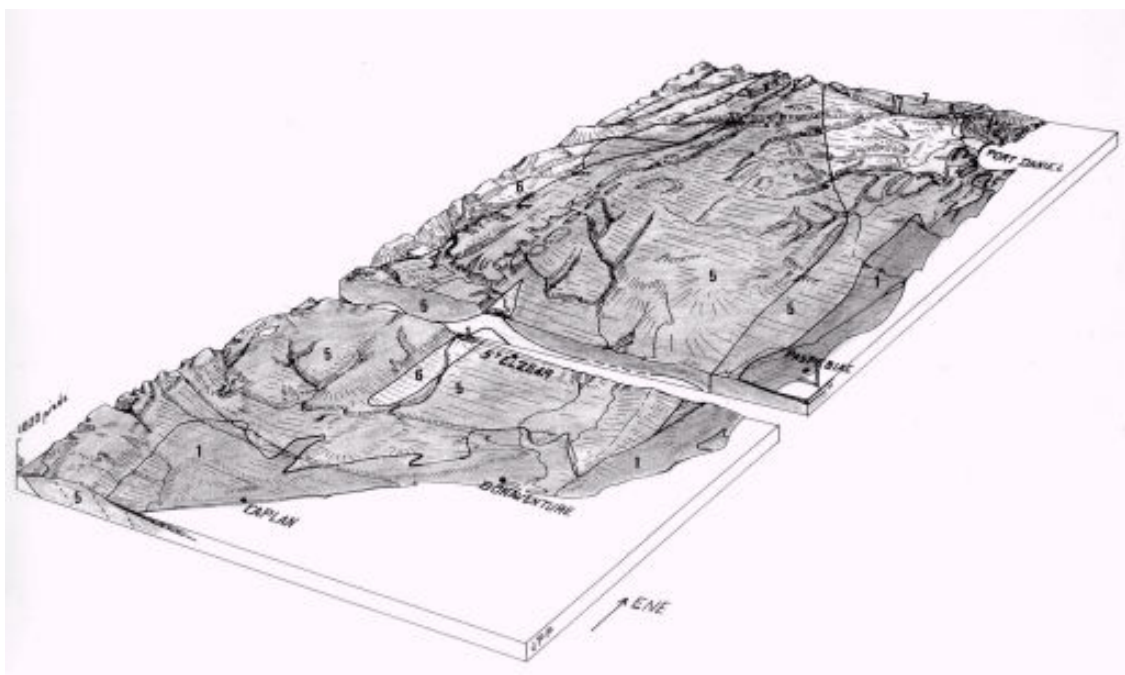


Figura 17. Bloco diagrama da região de Bonaventure-Port Daniel (Gaspésie, Québec). De acordo com Peulvast *et al.* (1996). A baixa superfície corresponde principalmente a uma superfície subcarbonífera exumada, como demonstra um relevo residual sustentado por conglomerados preservado nas proximidades da escarpa de Garin, também exumada. A despeito de sua baixa posição no sistema de escalonamento regional, ela constitui o elemento mais antigo (ainda que ao mesmo tempo ela possa ser considerada como recente, em se considerando a sua exumação. 1: Conglomerado de Bonaventure (Cambriano Inferior); 5: Grupo de Chaleurs (Siluriano-Devoniano Superior: siltitos, calcáreos, arenitos) 6: Grupo Matapédia (Ordoviciano-Siluriano; (calcáreos, siltitos, arenitos).

Na Grécia (Peloponeso), são sobretudo «planos» desenvolvidos em calcáreos que atingiram a perfeição, graças à intervenção de processos de aplainamento por corrosão cárstica, associada ao desenvolvimento de grandes poljés no interior e a favor das sinclinais das *nappes de charriage* (Dufaure, 1985). Os que bordejam as penínsulas do Magne e de Messénie foram formadas mais recentemente, em regime distensivo. Elas assemelham-se mais a pedimentos coalescentes, ainda que a situação litorânea e a fossilização local por areais e calcarenitos pliocenos possa sugerir localmente a ocorrência de retrabalhamento marinho. Esses *rasas* (no sentido de Guilcher, 1974, superfícies de

erosão em zona marinha soerguidas acima do nível atual do mar) foram portanto formadas em condições essencialmente continentais, provavelmente durante os climas mais ou menos áridos do início do Plioceno. Pontilhadas de relevos calcáreos residuais do tipo inselbergs, elas entram em contato com os relevos dos abruptos sem controle estrutural evidente, descontactados pela presença de múltiplos arcos e reenâncias, representando na realidade escarpamentos de falhas herdadas. As mesetas de denudação pliocênicas são mais reduzidas, assim como as do Quaternário, localmente expondo sobre os calcáreos cones rochosos de origem enigmática (Besançon, 1975; Dufaure, 1985).

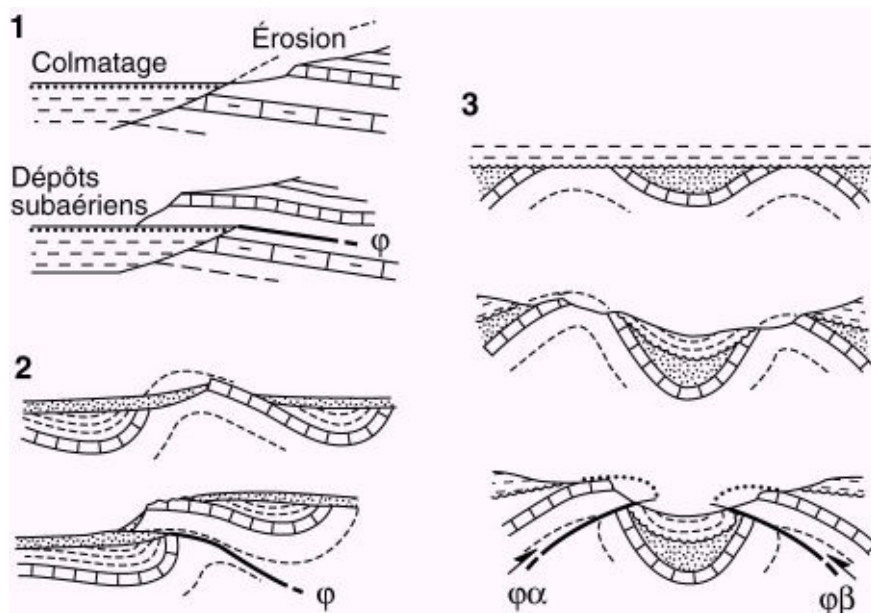


Figura 18. Aplainamentos e morfotectônica: aplainamentos parciais ou completos e cavalgamentos induzidos. Modificado de Gidon (1987). 1. Cavalgamento de uma margem de bacia por deslocamento ao longo de um nível favorável exposto pela erosão; 2. Cavalgamento induzido pela erosão no flanco de um anticlinal; 3. Cavalgamentos opostos e fechamento de um sinclinal; a intensidade da topografia criada pela erosão após o segundo dobramento.

Como nas Cadeias Ibéricas, esse período marcado por numerosas variações climáticas e eustáticas responde pelo desmantelamento de pedimentos antigos, sob o efeito de uma forte atividade neotectônica (Magne). Nesse contexto, a evolução invoca a dos *rasas* da fachada atlântica do maciço cantábrico (Espanha), da mesma maneira elaborado sob forma de pedimentos nos arenitos e calcáreos carboníferos, depois do final - no Mioceno Inferior - do colapso gravitacional de cordilheira de subdução e em seguida em resposta ao soerguimento epirogênico do maciço. O soerguimento posterior da «Marina» de Cantabrie, de até 20 a 250 m de altitude, explica a sua disseção acentuada.

No caso em que a evolução de sopés de denudação e de deposição não é interrompida, isto é, quando um volume montanhoso evolui em direção ao arrasamento em um contexto de movimentos tectônicos decrescentes, a morfogênese ao nível do sistema de sopés torna-se fraca, dando lugar a uma alteração acentuada e a processos de trânsito de produtos em solução. Esse estágio parece ter sido atingido na borda castelhana dos Montes Celti-ibéricos ou em cordões calcáreos - “calcáreos de Paramos” - e travertinos de idade Plioceno Inferior, recortando os pedimentos e os depósitos miocenos que os prolongam. Ele corresponde ao desenvolvimento dos “sopés geoquímicos” de Calvet e Lamartinel (1991) (fig. 12 c), do qual o *Piemont Apalachiano* poderia constituir um bom exemplo.

A borda atlântica dos Apalaches dos Estados Unidos caracterizam-se pela antiguidade da abertura oceânica (Jurássico Médio) e pela interposição de uma larga banda de terras baixas entre a costa e a montanha. Essa faixa comporta a planície costeira (a parte emersa do espesso prisma sedimentar da margem) e um sopé de denudação situado em torno de 250m de altitude e cercado de relevos residuais, o Piedmont Apalachiano, entre os quais se interpõe um pequeno talus rochoso produzido pela erosão diferencial (fluvial e marinha), a Fall Line. Um forte subsidência caracterizou a evolução post-rift dessa margem (Pazzaglia e Gardner, 2000).

ou eustática, acompanhadas ou não de mudanças morfoclimáticas. A eles sucedem seqüências de dissecação ou ainda retomadas erosivas que podem ser prelúdio do reinício de novos ciclos, no sentido davisiano do termo. De acordo com os modelos clássicos, os escalonamentos de superfícies de erosão submetidas a soerguimentos epirogênicos prolongados revelam principalmente essas rupturas (e.g. King, 1957; Bigarella et Ab'Saber, 1964). No entanto, os dispositivos das 'escadas de sopés' - os "Piemonttreppen" de Penck (1924) - podem estar associados a outros contextos, relacionados por exemplo a fenômenos de exumação e de regradação de paleo-superfícies de sopé (Canadá, fachada equatorial do Nordeste brasileiro: Peulvast et al., 1996; fig. 17); Peulvast e Claudino Sales, 2000, in prep.). Tais dispositivos, acompanhados da manutenção prolongada de relevos residuais por vezes importantes, mostram que os aplainamentos parciais não conduzem necessariamente a aplainamento generalizado: processos e durações de outras ordens são necessários.

IV. A erosão é capaz de destruir cadeias de montanhas ?

Orogênese, epirogênese e erosão

No caso em que o aplainamento sucede relevo montanhoso importante, faz-se inicialmente necessário avaliar o papel do balanço erosão/soerguimento na origem e na evolução do relevo montanhoso. O soerguimento do relevo em uma velocidade de erosão inferior àquela do soerguimento crustal depende, pelo menos inicialmente, das características do relevo local – grau de dissecação, fator declividade (Ahnert, 1970; Summerfield, 1991a ; Ohmori, 2001). A dissecação afeta em princípio mais rapidamente a periferia da área soerguida do que as regiões centrais, progredindo em direção ao interior por erosão regressiva, o que autoriza em um primeiro momento um importante ganho de altitude do escarpamento. Esse por sua vez é rapidamente atacado pela erosão, de sorte que termina por ser estabelecido um equilíbrio entre o soerguimento e a erosão, ao final de uma escala temporal que não pode ser inferior a 1 Ma (Burbank & Pinter, 1999). Esse regime estacionário tem a mesma duração se o soerguimento crustal - em parte em função da reação isostática e da descarga erosiva - permanece constante e se as condições de erosão não mudam de forma significativa.

O regime estacionário, caracterizado pela estabilidade das altitudes, pode ser atingido na maior parte das orogenias ativas, de subdução ou de colisão, ao final de um período que depende largamente da velocidade do soerguimento (Ohmori, 2001) e do qual depende a altitude dessas cadeias montanhas. Toda diminuição ou parada dos movimentos orogênicos pode provocar um desequilíbrio temporário favorável à erosão, responsável pela existência de fases de rebaixamento do relevo e de aplainamento mais ou menos fortes, as quais pontuam a evolução de certas cadeias de montanhas. Em contrapartida, as descontinuidades (discordâncias, afinamento de camadas) induzidas por essas fases de aplainamento influenciam as deformações posteriores em facilitando certos cisalhamentos e em controlando a ação de fenômenos morfotectônicos (cadeias provençais; fig. 18).

Por todo lado, o vigor e a longevidade dos relevos associados aos movimentos verticais da crosta dependem dos balanços entre os ritmos das dinâmicas internas e da erosão. As respectivas taxas obtidas nos continentes são comparáveis, o que reflete situações de equilíbrio em diferentes tipos de regiões. Pode-se comparar as taxas máximas de soerguimento durável das orogenias ativas - 1000 a 5000 mm.ka⁻¹ – a taxas de erosão máxima das mesmas regiões - 500 a 1000 mm.ka⁻¹, até de 5000 mm.ka⁻¹ na Tailândia ou de 6200 mm.ka⁻¹ nos Alpes austrais da Nova Zelândia, onde até 18 ou 25 km de rochas desapareceram no Cenozóico Superior ao longo da Falha Alpina em resposta a um soerguimento crustal similar (Tippetts & Hovius, 2000). Da mesma forma, as taxas médias de soerguimento das regiões de plataforma - 10-15 a 100 mm.ka⁻¹ – são comparáveis com os da erosão - 43 mm.ka⁻¹ para o atual conjunto de continentes, 11 mm.ka⁻¹ em 100 a 200 Ma. São essas situações de desequilíbrio momentâneo entre as taxas que estão na origem de soerguimentos bem demarcados da superfície da Terra, tanto em áreas montanhosas quanto em regiões de plataforma.

Nas regiões submetidas a um regime epirogênico, um soerguimento lento ou flutuações eustáticas moderadas podem, em certas circunstâncias, não engendrar a retomada da dissecação, estando ao mesmo tempo contrabalanceado pela erosão (Bremer, 1993). Essa situação ocorre quando essas regiões acham-se inicialmente desprovidas de relevo notável. Ela caracteriza os « peneplanos primários » (Primärrumpf) no sentido de Penck (1924) e as evoluções acíclicas definidas por C. Klein (1959, 1975, 1993, 1997 a e b), em particular nos confins do Maciço Armoricano e na Bacia Parisiense (fig. 19). Graças ao processo de *regradação* da superfície inicial - isto é, da manutenção dessa superfície por processos de aplainamento lento, do tipo «etchplanation», bem mais eficaz na medida em que eles não precisam remover fatias espessas de rochas - o soerguimento final pode ser nulo durante todo o tempo em que as condições de morfogênese (movimentos verticais, níveis marinhos, condições morfoclimáticas) permanecem constantes ou flutuam dentro de limites compatíveis com a manutenção do equilíbrio (Hack, 1960, 1975).

De acordo com dados recolhidos no Japão, a velocidade de soerguimento de um relevo de 100 m de altitude deveria ser de 7,8 mm.ka⁻¹, no máximo, para ser equilibrado à velocidade de erosão (Ohmori, 2001). Qualquer ruptura desse equilíbrio - o equivalente a variações rápidas do “índice de denudação potencial” definido por C. Klein (1993) - traduz-se por uma mudança de altitude da região em questão e por dissecação - ou uma fase de submersão do relevo no caso de um movimento negativo em relação ao nível de base. No primeiro caso, trata-se de uma “retomada erosiva” do tipo cíclica, onde a dissecação é eventualmente acompanhada pelo desenvolvimento de uma nova superfície plana abaixo da precedente. Em domínios não orogênicos habitualmente submetidos a movimentos verticais moderados, são os conjuntos de todos os tamanhos que pertencem às zonas de rifting, nos maços cristalinos e nas regiões próximas das grandes orogêneses, que são os mais expostos a tais retomadas erosivas. Essas retomadas são no entanto conhecidas também nas regiões de embasamento e de plataforma como o Maciço Armoricano e a Bacia Parisiense, afetados ao mesmo tempo pelos ecos das orogêneses e pelas flutuações eustáticas do final do Terciário (Klein, 1975).

Erosão e aplainamento

As versões modernizadas do modelo davisiano tendem a mostrar que a erosão correlativa a uma orogênese pode vir a destruir um edifício montanhoso. Assim, a partir de estudo realizado nos Alpes japoneses, H. Ohmori (2001) sugere que o estágio de juventude (incisão brutal de topografias mais ou menos planas em processo de soerguimento) caracterize apenas as fases iniciais de soerguimento, enquanto a maturidade aparece com o ganho de altitude, permitindo a instalação de um máximo de dissecação, de erosão e de produção de detritos.

A completa maturidade corresponderia ao máximo de altitude e vigor do relevo local (“dispersão de altitudes”) atingidos durante o estabelecimento de um regime estacionário. O estado de senilidade, caracterizado por uma diminuição das altitudes médias sob o efeito da erosão, dispersão das altitudes e fornecimento de sedimentos, instalar-se-ia com a diminuição ou parada do soerguimento, ocorrendo um rebaixamento mais rápido nas partes mais altas do que nas partes periféricas mais baixas ou menos soerguidas, até finalmente produzir a homogenização das altitudes (peneplanização), na qual a diminuição dos declives (*downwearing*) teria um papel mais importante que o do recuo (*backwearing*). De acordo com H. Ohmori, baseado em taxas de soerguimento e erosão obtidas no Japão, 10 Ma seriam suficientes para reduzir altitudes médias para cotas de 100m acima do nível do mar.

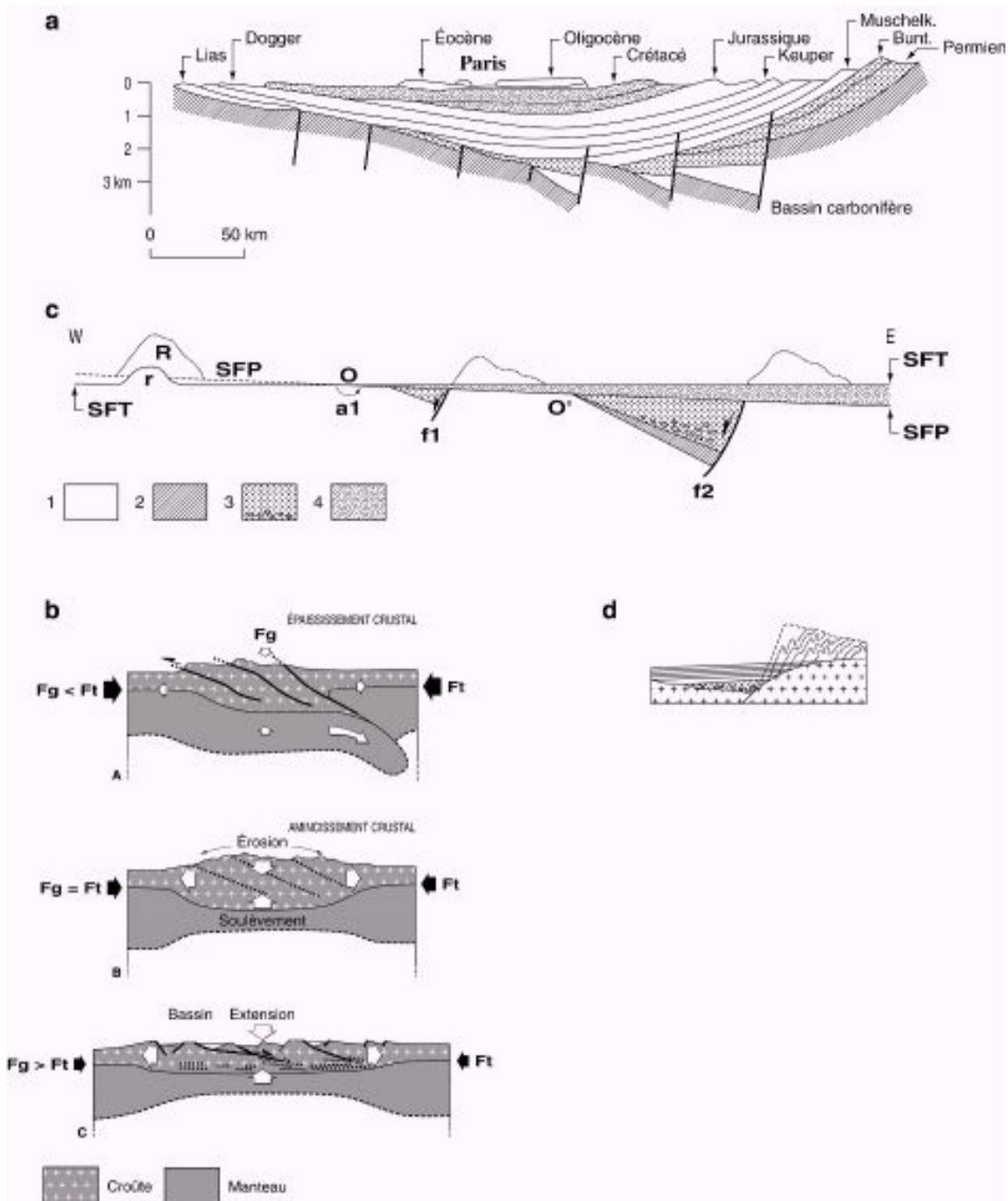


Figura 20. Evolução do relevo e aplainamento em contexto de uma evolução tardi-orogênica : o caso da cadeia hercíniana. a. corte esquemático mostrando as bacias permianas (semi-grabens) na Bacia Parisiense (redesenhado de Debelmas & Mascle, 1991). b. modelo de extensão crustal e de evolução morfo-estrutural tardi-orogênica das partes centrais da orogênese varisque (redesenhado de Malavieille et al. (1990). Ft : forças tectônicas nos limites ; Fg : forças gravitacionais internas ; + : granitos A : $F_g < F_t$, fase compressiva (charriages, espessamento crustal) B : $F_g = F_t$, regime estacionário (predomínio do soergimento e de processos erosivos) ; C : $F_g > F_t$, colapso tardi-hercíniano da crosta espessada (tectônica extensiva, formação de bacias, intrusões graníticas tardi-orogênicas. c. Da superfície finipermeana (SFP) à superfície finitriássica (SFT) na cadeia hercíniana da Europa (redesenhado de Klein, 1997 a). 1 : embasamento pré-carbonífero ; 2 : Carbonífero ; 3 : Permiano ; 4 : Triássico ; f1, f2 : falhas permianas niveladas pela SFP ; R : relevo residual associado à SFP ; r : relevo residual associado à SFT ; a1 : ângulo de recortamento entre SFP e SFT. Natureza da superfície finitriássica : a W do ponto O : pediplano (superfície hercíniana propriamente dita) ; a est do ponto O : forma construída, superfície de agradação correspondendo ao topo das formações triássicas correlativas da pedimentação. d. Redução do relevo de um bloco falhado de acordo com W.M. Davis (redesenhado de Klein, 1997 a).

Destruição das orogêneses e tectônica

Múltiplos índices sugerem que a destruição das cadeias de montanhas antigas, de embasamentos e escudos que guardam suas estruturas mais ou menos profundas e de cadeias mais recentes pela ação da erosão seria inconcebível sem uma redução dos volumes de relevo associada à própria evolução tectônica (Jolivet & Nataf, 1998), sobretudo em se considerando que não existem nas bacias sedimentares próximas quantidades de detritos proporcionais à erosão completa de um grande volume montanhoso (Malavieille & Séranne, 1996). É em todo caso o que sugere a superfície pós-herciniana formada na Europa Central do Permiano ao Triássico, a expensas de uma cadeia de colisão das quais certas partes não foram reunidas no edifício Himalaya-Tibet, com altitudes comparáveis (Klein, 1975 ; Simon-Coinçon, 1987 ; Ménard & Molnar, 1988 ; Becq-Giraudon & Van den Driessche, 1994 ; Becq-Giraudon *et al.*, 1996). As fases tardias da orogênese herciniana são caracterizadas por uma extensão paralela à cadeia de montanhas e sincrônicas aos últimos estágios compressivos (Carbonífero Inferior a Médio), depois por uma extensão perpendicular à cadeia no final do Carbonífero Superior ao Permiano, correspondendo ao colapso gravitacional do domínio inicialmente espessado (Brun & Van den Driessche, 1994 ; Meissner, 2000).

A extensão total ultrapassa os 50% (Debelmas & Mascle, 1991). Os deslocamentos foram acompanhados pela subsidência de numerosas fossas, rapidamente preenchidas por depósitos detríticos cada vez mais finos em direção ao topo (fig. 20), alinhadas a grandes linhas de distensão ou dispostas longitudinalmente às direções hercinianas. Elas foram também acompanhadas por grandes movimentos verticais assim como pela individualização dos maciços em razão de uma forte erosão, do que é evidência a discordância dos sedimentos sobre as rochas e as estruturas de origem profunda, já consolidadas (Klein, 1975). A evolução tardi-herciniana foi em seguida caracterizada pela acumulação de enormes volumes de materiais nas depressões pouco demarcadas, apesar da forte subsidência que eles sofreram (Simon-Coinçon, 1987).

A erosão foi tanto mais eficaz quanto mais secos foram os climas do Permiano (Baud *et al.*, 1993), favorecendo a remoção dos regolitos e uma profunda redução dos volumes de relevo por pedimentação, seguida por profunda intemperização no Triássico, o que facilitou essa redução (Simon-Coinçon, 1999). Depois do Saxoniano (Permiano Inferior), vastas parcelas do Maciço Armoricano, do Maciço Central e da futura Bacia Parisiense apresentavam uma paisagem evoluindo como a do Basin and Range, EUA (Klein, 1975). Elas formavam uma superfície de equilíbrio móvel comportando tanto as formas de atulhamento - os sopés sub-hercinianos - quanto playas, formas de erosão e pedimentos soterrados nas partes basais pelas bajadas. Essa superfície era cercada pelos relevos residuais sustentados pelas rochas resistentes (cristas e inselbergs de quartzito) e blocos falhados, atacados na mesma intensidade do soerguimento. No Rouergue, os maciços estreitos - horsts et semi-horsts - soerguidos ao longo de falhas normais com ritmo decrescente levam restos de superfícies dispostas em facetas que foram mantidas por regradação antes de terem sido soterradas e aperfeiçoadas pela abrasão marinha durante as transgressões mesozóicas (Simon-Coinçon, 1987, 1999). Na superfície composta e diacrônica assim formada (em média 90 Ma), aparentemente as formas dos blocos que ficaram mais tempo soerguidos são mais recentes do que as dos mais baixos: uma situação semelhante foi identificada nos apalaches do Canadá e em contexto de rift de margem passiva, como no Nordeste brasileiro (Peulvast & Claudino Sales, 2000, in prep.).

Situação análoga caracteriza o final da orogenia acadiana nos Apalaches do Canadá, como testemunham as topografias infracarboníferas fossilizadas nos conglomerados carboníferos da Bacia de Madalena (Peulvast *et al.*, 1996; fig. 21) e de Terra Nova (Hendricks *et al.*, 1993). Na Gaspásia (Gibling *et al.*, 1992), essas topografias de aplainamento parcial cercadas por escarpas de falhas e relevos residuais calcáreos ou quartzíticos são realizadas por pedimentação em contexto de tectônica distensiva ativa. Só os relevos menores foram fossilizados sob os conglomerados carboníferos ou transportados ao nível dos atulhamentos detríticos das bacias.

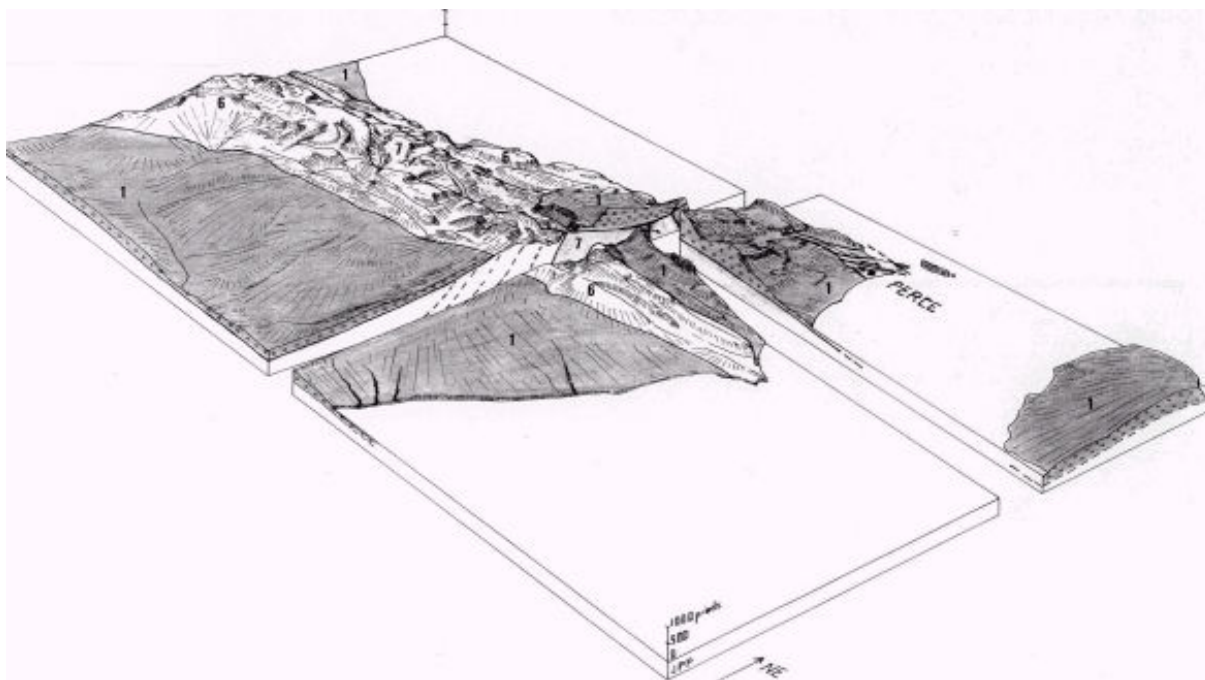


Figura 21. Deformações, erosão e gerações de formas nos Apalaches do NE, no entorno da Baía des Chaleurs: a região de Percé (Gaspásia, Canadá). Os dispositivos dobrados e falhados de idade acadiana, fossilizados pelos conglomerados carboníferos, acham-se parcialmente expostos em razão de deformações recentes de raio de curvatura mediano. Eles acham-se submetidos a uma erosão diferencial que acentua o relevo de falsas cristas ou falsas cuestas elaborados nos conglomerados. Ao norte, abaixo do Coin du Banc, exumação da escarpa da linha de falha de Cannes de Roches, soterrada ao final das deformações tardi-orogênicas que lhe deram origem (De acordo com Peulvast et al., modificado).

Por outro lado, as duas taxas de erosão registradas ao curso da evolução tardi-orogênica da cadeia parece elevada. Dados termocronológicos resultantes do estudo da reflectância da vitrinita nos trácitos dos Apalaches centrais indicam a presença pretérita de 9-10 km de rochas sobre essas camadas na Pensilvânia, atualmente aflorantes (Levine, 1986). Desse total, 6 km desapareceram depois do começo do Carniano (230 Ma), 28 Ma antes do início dos dobramentos, com taxa média de 200 mm.ka^{-1} (Slingerland & Furlong, 1989).

O afinamento que afeta a crosta ao final da evolução de orogêneses, relacionado à reequilibragem gravitacional ou com as compressões induzidas pelas proximidades de outras orogêneses de colisão (Caledôneas escandinavas : Rey *et al.*, 1997), tem sem dúvida um papel na redução dos volumes de relevo, por facilitar o aplainamento final (Choukroune, 1995; fig. 20) e condicionando as modalidades de afloramento dos níveis mais ou menos profundos, complexos metamórficos e intrusões, que formarão a estrutura do embasamento assim criado. Como visível também em certas partes da orogenia panafricana/ brasileiro (Proterozóico Superior - Cambriano), em particular no Nordeste brasileiro (Almeida *et al.*, 2000), uma grande parte das intrusões dos domínios de colisão ocorrem inclusive durante essa fase tardi e pós-orogênica (Liégeois, 1998) e a sensibilidade dessas estruturas à certas formas de desagregação, uma vez colocadas em afloramento, pode também contribuir para o desenvolvimento dos aplainamentos.

No domínio interno da cadeia herciniana, esse episódio de ‘espessamento crustal’ ocorreu do Carbonífero Inferior a Médio. Em profundidade, resta o colapso finicarbonífero e as estruturas acamadadas da crosta inferior (Bois *et al.*, 1991 ; Lefort & Jaffal, 1994). Estas são bem desenvolvidas nas zonas de empilhamento das *nappes de chariages*, ao mesmo tempo em que estão ausentes dos cratons de Brabant e Ebro-Aquitânia, onde o colapso foi mínimo (Lefort, 1993).

No domínio interno da cadeia herciniana, esse episódio de ‘espessamento crustal’ ocorreu do Carbonífero Inferior a Médio. Em profundidade, restam o colapso finicarbonífero e as estruturas acamadadas da crosta inferior (Bois *et al.*, 1991 ; Lefort & Jaffal, 1994). Estas são bem desenvolvidas nas zonas de empilhamento das *nappes de chariages*, ao mesmo tempo em que estão ausentes dos cratons de Brabant e Ebro-Aquitânia, onde o colapso foi mínimo (Lefort, 1993).

No arco egeano, Grécia, zona de espessamento crustal associada a colisões do tipo alpina, um alongamento horizontal, perpendicular e radial em relação ao arco, produziu-se depois do Mioceno, acompanhado de um afinamento ao longo das zona de deslocamento onde a deformação é ductil (Gautier *et al.*, 1993). Nos dois casos, o afinamento foi acompanhado da formação de domos migmatíticos e de deslocamentos superficiais ao longo de falhas normais.

No domínio egeano (Dufaure, 1985), essa evolução favoreceu um recortamento do relevo acompanhado do desenvolvimento de múltiplos aplainamentos parciais. Essa tendência foi no entanto localmente contrariada por uma atividade tectônica sempre ativa. A compartimentação do relevo, favorável às ações de aplainamento, é acompanhada ou seguida de uma subsidência, sobretudo nas zonas de maior afinamento (Bacia Parisiense a partir do Triássico; Bacia do Paranáíba - Nordeste brasileiro – a partir do Siluriano).

O afinamento crustal está na origem da “atrofia das raízes siálicas” que C. Klein (1975) considerava como principal fator explicativo da evolução pós-orogênica do domínio herciniano, caracterizada por um regime epirogenético bastante moderado. Reforçada pela destumescência térmica final da zona de afinamento (Ménard & Molnar, 1988), o rebaixamento da cadeia autorizou as transgressões marinhas que vieram aperfeiçoar os aplainamentos e integrá-los a vastas superfícies, antes de eventualmente provocar seu completo colapso gravitacional. É dessa forma que se coloca a destruição total da superfície pós-herciniana no Mesozóico (Klein, 1990; Simon-Coinçon, 1999).

Assim, as circunstâncias da evolução tectônica associam-se à eficácia de certos ambientes morfoclimáticos para explicar a rapidez e o acabamento dos aplainamentos tardi e pós-orogonéticos, em particular daqueles que nivelaram as cadeias de montanhas paleozóicas ou ainda mais antigas. Pode-se considerar que os mecanismos gravitacionais facilitaram mais ainda os processos de aplainamentos durante o Pré-cambriano e sobretudo no Arqueano, época em que os espessamentos crustais foram associados a um forte diapirismo.

Esse teria sido acompanhado de instabilidades gravitacionais que implicaram fragilização total da crosta recentemente acrescida aos nódulos continentais pré-existentes (Choukroune, 1995). Nessas condições, a existência prolongada de relevos elevados é improvável e tudo concorre para rapidamente transportá-los ao nível compatível com uma menor energia potencial.

V. Síntese e discussão: aplainamento, etapa final e inexorável da morfogênese continental ?

O aplainamento, implicando processo erosivo capaz de destruir as influências estruturais e de agir uniformemente em função do nível de base regional ou geral, supõe um balanço erosão/soerguimento positivo. As amplas superfícies que truncam as estruturas mais ou menos profundas das antigas orogêneses transformadas em elementos intraplacas testemunham o arrasamento completo de edifícios que atingiram inicialmente vários quilômetros de altitude, em períodos de tempo relativamente curto: assim, os caledônidas escandinavos foram em grande parte arrasados já no Carbonífero (Sturt *et al.*, 1979), os Appalachés e a cadeia herciniana da Europa o foram no Triássico, isto é entre 30 a 50 Ma antes das últimas grandes fases orogênicas (Slingerland & Furlong, 1989 ; Klein, 1975 ; Simon-Coinçon, 1987). Os aplainamentos “primordiais” assim formados, ao curso da passagem de edifícios interplacas a domínios intraplacas mais ou menos consolidados, o foram em condições bem mais complexas do que as de um simples ciclo de erosão no sentido davisiano (Simon-Coinçon, 1999).

À imagem da superfície herciniana (Klein, 1975, 1991), os aplainamentos podem na seqüência ser soterrados, mantidos ou destruídos, em função de uma evolução tectônica própria dos domínios intraplacas (regimes “cratônicos” de setores continentais interiores ou de supercontinentes, rifting etc.). Nas regiões submetidas a movimentos positivos, outros aplainamentos podem subsistir, e as superfícies escalonadas testemunham as fases durante as quais a erosão pôde nivelar os volumes soerguidos, entre fases de soerguimento efetivo acompanhadas de fases de incisão, qualificadas de retomadas de erosão do tipo cíclico (fig. 5).

A manutenção prolongada na paisagem de tais superfícies supõe dois tipos de condições: (1) condições propícias a uma “insensibilidade” em relação ao estabelecimento de novas condições morfogenéticas, isto é, propícias à conservação sob a forma de heranças, graças a uma resistência de ordem litológica ou morfológica (proteção oferecida pela fragilidade dos declives distanciados das zonas de dissecação ou por formações superficiais: Twidale, 1985 b ; Summerfield, 1991; Brunsten, 1993); (2) condições de manutenção associadas a regime estacionário, com equilíbrio dinâmico prolongado entre os movimentos verticais de recuo, excluindo a dissecação (Klein, 1997 a). Esses regimes caracterizam sobretudo as regiões de plataformas.

A existência de regimes estacionários nos domínios intraplacas consolidados, os mais propícios à conservação prolongada de superfícies de aplainamento, pode ser colocada em dúvida na medida em que o predomínio de declives fracos deveria tornar insensível a maior parte das paisagens (Summerfield, 1991 a). Pode-se efetivamente encontrar amplas topografias de aplainamento herdadas, bastante antigas, no coração da África e da Austrália, freqüentemente não associadas a variações do nível de base em função da interposição de maciços marginais e, portanto, pouco sensíveis à retomadas da incisão linear (Widdowson, 1997 b). Entretanto, numerosos autores demonstraram a intervenção de fenômenos de renovação de regolitos e de superfícies nos domínios de plataformas que permaneceram pouco acidentadas. Esse é aliás um dos fundamentos das teorias acerca dos processos de «etchplanation» et de pediplanação.

Nas regiões baixas próximas a nível de base estável, esse lento processo pode equilibrar um soerguimento epirogenético moderado até gerar uma superfície evoluindo via regradação enquanto não intervier nenhuma variação importante do índice de denudação potencial (regime “acíclico” : Klein, 1975, 1993, 1997 a; fig. 19). Por outro lado, os regimes de equilíbrio dinâmico sugeridos por diversos autores para levar em conta a evolução mesozóica e cenozóica dos Apalaches assemelham-se também a um funcionamento em regime estacionário em contexto de incisão fluvial respondendo a um soerguimento moderado. Ele é acompanhado da liberação de formas estruturais nas quais as altitudes ajustam-se em função das relações entre litologia e erosão (Hack, 1975). Nesse último caso, no entanto, as evidências de soerguimento diferencial e de conservação de superfícies herdadas contradizem o modelo (Gardner *et al.*, 1993).

Ao final, parece que o aplainamento e seu corolário, o atulhamento das zonas baixas, favorecidas no caso das orogêneses pela tendência natural da crosta continental pouco resistente a deslocar-se lateralmente (Jolivet & Nataf, 1998), representam uma tendência habitual da evolução morfológica dos continentes. Ele consegue impor-se ao curso mesmo de movimentos epirogenéticos e em final de orogênese, e até mesmo de manter-se ou conservar-se em seguida por longos períodos, a existência de uma topografia aplainada favorecendo os processos areolares de remoção de material em detrimento de outros (Twidale, 1983, 1985 a).

As marcas dos aplainamentos podem subsistir muito tempo, em particular nos domínios que evoluem de forma prolongada em condições pouco agressivas (climas áridos ou semi-áridos, regiões afetadas por glaciares com base fria como certas partes dos escudos de alta latitude : Peulvast, 1985). Existem também alguns exemplos de paleopaisagens que permaneceram praticamente intactas depois de longos períodos graças à deconexão completa de sistemas evolutivos vizinhos e do nível de base. Austrália, relativamente estável depois de 250 Mamóis, ou pelo menos submetida depois do Cretáceo Inferior apenas a oscilações verticais de conjunto de algumas centenas de metros

de amplitude, é provavelmente uma das regiões do globo mais ricas em paleopaisagens, em particular do tipo “etch surface”, de idades Cretáceo-Terciário, Triássico (Flinders, Gawler et MacDonnell Ranges ; craton de Yilgarn ; Twidale, 1997, 2000) ou mesmo mais antiga. Assim, C. Ollier (1991) assinala a existência de cristas quartzíticas do tipo apalachiana separadas por vales fluviais ainda expondo seus terraços datados do Cambriano nas Cadeias de Davenport (Northern Territories, Austrália). Da mesma forma, o estudo das relações entre o relevo e os depósitos lacustres paleocenos presentes na superfície entre Ayers Rock e os Montes Olga (Austrália Central) permite demonstrar que os inselbergs gardaram praticamente os mesmos contorno e o mesmo aspecto após 60 Ma e que a superfície de aplainamento que eles dominam é sem dúvida ainda mais antiga (Twidale & Harris, 1977).

No entanto, à escala global, muitas superfícies de aplainamento acham-se deformadas ou em vias de destruição, ao mesmo tempo em que o relevo de extensas áreas continentais continua acidentado, fatos que explicam as perpétuas revisões acerca dos equilíbrios dinâmicos susceptíveis de instalações entre movimentos verticais e erosão. O significado real dos processos de aplainamentos deve portanto ser relativizado: mais que elemento terminal da evolução do relevo, ele constitui forte tendência temporária (um temporário por vezes longo de centenas de milhões de anos!) em uma ou outra região, entre setores que dele escaparam por razões litológicas ou de outra ordem, e de setores onde a atividade geodinâmica recente ou atual proíbe a sua perpetuação ou instalação. Apesar da notável inércia das formas correspondentes, associadas à geometria mesma dos aplainamentos, bem como à possível exceção de alguns nódulos cratônicos particularmente estáveis, essa tendência é sempre susceptível de ser revertida, em razão dos perpétuos retrabalhamentos dos continentes - choque, acreção e aglutinação, consolidação, deslocamento - no curso do ciclo “de Wilson” (Murphy & Nance, 1991, 1995 ; Windley, 1995), longos de várias centenas de milhões de anos e acompanhados de mudanças ambientais (climáticas, biológicas) de grande porte.

É a essa escala, forçosamente simplificadora, que a noção de ciclo - um verdadeiro ciclo geodinâmico onde interferem também grandes transferências de matéria horizontal e vertical aos níveis crustais e mantélicos, e não apenas um simples ciclo de erosão (Peulvast & Vanney, 2002)- parece mais apropriada para descrever a evolução da superfície dos continentes. As evoluções regionais de menor duração inscrevem-se em contextos por demais diversificados e complexos para que os ciclos, no sentido de que seqüências repetitivas, pautadas por verdadeiras “re-superficializações” ou retornos a um zero hipotético no contador da evolução geomorfológica, possam ser identificados.

Conclusão

Os progressos recentemente obtidos no sentido de uma melhor compreensão dos fenômenos de aplainamento e do lugar ocupados por eles na evolução morfológica das terras emersas referem-se ao reconhecimento das condições tectônicas particulares favoráveis ao fenômeno - principalmente no sentido do abaixamento e da compartimentação dos volumes de relevo, associados ao colapso gravitacional tardi-orogênico, ou ainda ao rifting difuso - e sobre a avaliação das durações e das taxas de erosão envolvidas. Em relação aos mecanismos, numerosos estudos de caso tendem a fortalecer a idéia de uma contribuição maior dos processos de pedimentação e pediplanação, sob condições climáticas do tipo tropical ou semi-árida, mais outros fenômenos zonais ou azonais (por exemplo, a abrasão marinha) são implicados na elaboração de certos aplainamentos parciais como os strandflats e no aperfeiçoamento de aplainamentos extensos. Em todos os casos, as durações relativas, da ordem de 10^6 a 10^7 Ma, sugerem que as alternâncias climáticas poderão favorecer a gênese dos aplainamentos, mais o local exato dos processos concorrentes e/ou alternados como os da cripto-alteração e denudação (“etching” e “stripping”), invocados no conceito de etchplanation, permanece aberto. No entanto, a participação deles no fenômeno de regradação, associada a evolu-

ções acíclicas em domínios de plataformas está comprovado, em resposta a oscilações moderadas do nível de base. Essa observação evidencia que, ao lado do “backwearing” implicado no processo de pedimentação, o rebaixamento das superfícies paralelamente a elas mesmas intervém igualmente nos aplainamentos, em particular em regimes estacionários acíclicos, presidindo fases de aperfeiçoamento ou de manutenção dos aplainamentos já realizados ou esboçados durante as fases tectônicas ou ao final delas, em regime cíclico.

O processo pode ser revisto a todo momento em função de mudanças no regime tectônico, associadas ou não a variações climáticas e eustáticas - fazendo com que os aplainamentos não sejam fases terminais, mais antes formas transitórias cujos testemunhos, expondo diferentes níveis de evolução ou de degradação, acham-se conservados nas paisagens na forma de *heranças*. Apesar das dificuldades associadas a datação e interpretação dessas heranças, a grande extensão de algumas dentre elas, assim como o freqüente arranjo em dispositivos escalonados “policíclicos” que apresentam e até a associação existente entre elas e as formações superficiais reveladoras dos paleoambientes que presidiram as fases de nascimento e evolução ulterior (Vasconcelos, 1992 ; Tardy & Roquin, 1998), as transformam em preciosos elementos morfo-estratigráfico e em testemunhas essenciais da história dos continentes.

Agradecimentos

Certos dados nos quais esse artigo se baseou foram obtidos durante inúmeras missões patrocinadas ou apoiadas pelo DEPAM (Université Paris-Sorbonne), CNRS (França) e Universidade Federal do Ceará, instituições às quais os autores agradecem. Várias ilustrações foram realizadas por F. Bonnaud (Université Paris-Sorbonne) e G. Roche (Orsay), a quem os autores agradecem.

Referências bibliográficas

- AHNERT F., 1970. Functional relationships between denudation, relief and uplift in large mid-latitude drainage basins. *Am. Journ. Sci.*, 268, pp. 243-263.
- ALMEIDA F.F.M., BRITO NEVES B.B. & CARNEIRO C.D.R., 2000. The origin and evolution of the South American platform. *Earth Sci. Rev.*, 50, pp. 77-111.
- BATTIAU-QUENEY Y., 1989. Constraints from deep crustal structure on long-term landform development of the British Isles and eastern United States. *Geomorphology*, 2, pp. 53-70.
- BATTIAU-QUENEY, 1990. Le piémont appalachien des Etats Unis : quelques aspects de son évolution morphologique depuis l'ouverture de l'Atlantique. 3e Forum Nat. Géomorphologie, Aix-en-Provence, *Méditerranée*, hors sér., pp. 10-11.
- BAUD A., MARCOUX J., GUIRAUD R., RICOU L.E. & GAETANI M., 1993. Late Murgabian (266 to 264 Ma). In : J. Dercourt, L.E. Ricou & B. Vrielynck (eds), *Atlas Tethys Palaeoenvironmental maps. Explanatory notes*. Gauthier-Villars, Paris, pp. 9-20.
- BECHENNEC F., LE METOUR J., RABU D., BEURRIER M., BOURDILLON JEUDY DE GRISSAC C., DE WEVER P., TEYGEY M. & VILLEY M., 1989. Géologie d'une chaîne issue de la Téthys, les montagnes d'Oman. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, V, 2, pp. 213-240.
- BECQ-GIRAUDON J.F. & VAN DEN DRIESSCHE J., 1994. Dépôts périglaciaires dans le Stéphano-Autunien du Massif Central : témoin de l'effondrement gravitaire d'un haut plateau hercynien. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 318, II, pp. 675-682.
- BERTRAND C. & BERTRAND G., 1982. Des “rañas” aux “rasas” : remarques sur le système montagne-piémont de la Cordillère Cantabrique centrale (Espagne du Nord-Ouest). *Coll. “montagnes-piémonts”*, homm. F. Taillefer, Univ. Toulouse-Le Mirail, mai 1982, 16 p.
- BESANCON J., DALONGEVILLE R. & SANLAVILLE P., 1990. Le piémont occidental de la montagne d'Oman. 3e Forum Nat. Géomorphologie, Aix-en-Provence, *Méditerranée*, hors sér., pp. 12-14.
- BIGARELLA J.J. & AB'SABER A., 1964. Palaeogeographische und palaeoklimatische Aspekte des Kanozoikums in Südbrasilien. *Z. f. Geomorph. N.F.*, 8, pp. 286-312.
- BIROT P., 1958. *Morphologie structurale*. Presses Univ. Fr., Paris, 2 vol., 464 p.

- BIROT P, 1970. *Les régions naturelles du globe*. Masson, Paris, 380 p.
- BIROT P., DAVEAU S., FERREIRA A. de Brum, GODARD A., GRELOU-ORSINI C. & RIBEIRO O., 1979. Compte-rendu d'une excursion de géomorphologie dans le Portugal central (mai 1976). *Méditerranée*, 3, pp. 59-70.
- BISHOPP & GOLDRICK G., 2000. Geomorphological evolution of the east Australian continental margin. In : M.A. Summerfield (ed.) : *Geomorphology and global tectonics*, J. Wiley & Sons, Chichester, pp. 225-253.
- BLOOM A.L., 1998. *Geomorphology. A systematic analysis of Late Cenozoic landforms*. Prentice Hall, River, N.J., 482 p.
- BOIS C., CAZES M., GABRIEL O. LEFORT J.P., LE GALL B., PINET B. & SIBUET J.C., 1991. Principaux apports scientifiques des campagnes SWAT et WAM à la géologie de la Mer Celtique, de la Manche et de la marge atlantique. In : Etude de la croûte terrestre par sismique profonde. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 159, 1, pp. 185-217.
- BREMER H., 1993. Etchplanation, review and comments of Büdel's model. *Z. Geomorph. N.F.*, Suppl. Bd. 92, pp. 189-200.
- BRUN J.P. & VAN DEN DRIESSCHE J., 1994. Extensional gneiss domes and detachment fault systems : structure and kinematics. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 165, 6, pp. 519-530.
- BRUNSDEN D., 1993 a. The persistence of landforms. *Z. Geomorph.*, Suppl. Bd. 93, pp. 13-28.
- BÜDEL J., 1957. Die "doppelten Einebnungsflächen" in den feuchten Tropen. *Z.f. Geomorph.*, NF, pp. 201-228.
- BURBANK D.W. & PINTER N., 1999. Landscape evolution : the interactions of tectonics and surface processes. *Basin Res.*, 11: 1-6.
- CABY, R.; ARTHAUD, M.H.; ARCHANJO, C.J. 1995. Lithostratigraphy and petrosctrutural characterization of supracrustals units in the Brasiliano Belt of Northeast Brazil: geodynamics and implications. In: SILVA FILHO, A.F.; LIMA, E.S.(eds). *Geology of the Borborema Province*. Journal of South America Earth Science, 235:246
- CALVET M., 1994. *Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne. Les Pyrénées orientales*. Thèse Doct. d'Etat, Univ.Paris I, 1178 p.
- CALVET M. & LEMARTINEL B., 1991. Essai de typologie de quelques piémonts de Méditerranée occidentale. *Ann. Géogr.*, 558, pp.
- CHOUKROUNE P., 1995. *Déformations et déplacements dans la croûte terrestre*. Masson, Paris, 226 p.
- CLAUDINO SALES V., 2002. Evolution géomorphologique de la zone côtière de Ceará (Nord-est du Brésil) : du long terme au court terme. Thèse de doctorat, Univ. Paris IV, 520 p.
- COQUE R., 1993. *Géomorphologie*. A. Colin, Paris, 503 p.
- COQUE-DELHUILLE B., 1987. *Le massif du Sud-Ouest anglais et sa bordure sédimentaire : étude géomorphologique*. Thèse Etat, Univ. Paris I, 2 t., EDITEC, Caen, 1040 p.
- DAVIS W.M., 1899. The geographical cycle. *Geogr. J.*, 14, pp.481-504.
- DEBELMAS J. & MASCLE G., 1991. *Les grandes structures géologiques*. Masson, Paris, 299 p.
- DÉSIRÉ-MARCHAND J. & KLEIN C., 1986. Le relief du Limousin. Les avatars d'un géomorphotype. *Norais*, 33, 129, pp. 23-49.
- DORÉ A.G., 1992. The Base Tertiary surface of southern Norway and the northern North Sea. *Norsk Geol. Tidsskr.*, 72, pp. 259-266.
- DUFAURE J.J., 1975. *Le relief du Péloponnèse*. Thèse (Univ.Paris-Sorbonne), 1422 p.
- DUFAURE J.J., 1985. Plans, pédiments et cônes rocheux calcaires du Péloponnèse (Grèce). In : *Cônes rocheux*, Mém. et Doc. du CNRS, Paris, pp. 73-99.
- DUFAURE J.J., 1988. Géomorphologie structurale et mise en évidence des mouvements verticaux. *PhysioGéo*, 18, pp. 3-8.
- DUFAURE J.J., 1996. A propos des piémonts, cuvettes et fosses de la chaîne ibérique orientale et méridionale vus par E. Moissenet. *Ann. Géogr.*, 587, pp. 3-31.
- DUFAURE J.J.(dir.), BOMER B., GUEREMY P., LHENAFF R. et al., 1984. Hommage à Pierre Birot. La mobilité des paysages méditerranéens. *Trav. Rev. Géogr. Pyr. Sud-Ouest*, 2, 387 p.
- DUMONT P., 1991. Problèmes de datation des surfaces d'aplanissement au Zaïre. *Bull. Soc. Géogr. Liège*, 27, pp. 175-185.

- ELLIS M.A., DENSMORE A.L. & ANDERSON R.S., 1999. Development of mountain topography in the basin Ranges, USA. *Basin Res.*, 11, pp. 21-41.
- FAIRBRIDGE R.W. & FINKL C.W., 1980. Cratonic erosional unconformities and peneplains. *Journal of geology* 88, pp. 69-86.
- FLAGEOLLET J.C., 1977. *Origine des reliefs, altérations et formations superficielles : contribution à l'étude géomorphologique des massifs anciens cristallins du Limousin et de la Vendée du Nord-Ouest*. Thèse Etat, Univ. Paris VII, Sc. de la Terre, Nancy, Mém. 35, 461 p.
- FREYTET P., 1993. Approche morphométrique des paléotopographies : reconstitution des déformations récentes. Coll. Quantification en Géomorphologie, AGSO-GFG, Talence, nov. 1992. *Bull. Inst. Géol. Bass. Aquit.*, 53-54, pp. 279-292.
- FREYTET P., BALTZER F., CONCHON O. & PURSER B.H., 1990. Un piémont en contexte de rift actif : la côte égyptienne de la mer Rouge entre Quseir et Marsa Alam. 3e Forum Nat. Géomorphologie, Aix-en-Provence, *Méditerranée*, hors sér., pp. 41-43.
- FREYTET P. & MOREL J.L., 1987. Réhabilitation de la méthode hypsométrique (morphométrique) dans l'étude des paléotopographies. Actes 1er Forum Gr. Fr. Géomorph., Meudon, *Rev. Géomorph. Dyn.*, 36, pp.77-78.
- GARDNER T.W., BRAUN D.D., PAZZAGLIA F.J. & SEVON W.D., 1993. Late Cainozoic landscape evolution of the Susquehanna River basin. *3rd Int. Geomorph. Conf., Hamilton, aug. 1993, Post-Conf. field trip guidebook*, 212 p.
- GAUTIER P., BRUN J.P. & JOLIVET L., 1993. Structure and kinematics of upper Cenozoic extensional detachment on Naxos and Paros (Cyclades islands, Greece). *Tectonics*, 12, pp. 1180-1194.
- GIBLING M.R., CALDER J.H., RYAN R., VAN DE POLL W. & YEO G.M., 1992. Late Carboniferous and Early Permian drainage patterns in Atlantic Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 29, pp. 338-352.
- GODARD A., 1977. *Pays et paysages du granite*. Presses Univ. de France, 232 p.
- GODARD A., LAGASQUIE J.J. & LAGEAT Y., 1994. *Les régions de socle. Apports d'une école française de géomorphologie*. Fac. Lettres Sc. Hum. Univ. B. Pascal, Clermont-Ferrand, 324 p.
- GODARD A. & SIMON-COINÇON R., 1994. Les aplanissements, leitmotiv des paysages. In : A. Godard, J.J. Lagasquie et Y. Lageat (dir.), *Les régions de socle. Apports d'une école française de géomorphologie*. Fac. Lettres Sc. Hum. Univ. B. Pascal, Clermont-Ferrand, nlle série, 43, pp. 7-37.
- GUILCHER A., 1974. Les "rasas" : un problème de morphologie littorale générale. *Ann. Géogr.*, pp. 1-33.
- GUILCHER A., BODERE J.C., COUDÉ A., HANSOM J.D., MOIGN A et PEULVAST J.P., 1986. Le problème du strandflat en cinq pays de hautes latitudes. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 27, 1, pp. 47-79.
- GUNNELL Y., 1996. *Géodynamique d'une moyenne montagne tropicale. La genèse des paysages dans le Ghat occidental du Deccan, sur son revers continental et son piémont maritime*. Thèse de doctorat, Univ. B. Pascal, Clermont-Ferrand, 2 vol., 486 et 330 p.
- GUNNELL Y., 1997. Topography, palaeosurfaces and denudation over the Karnataka Uplands, southern India. In : M. Widdowson (ed.): *Palaeosurfaces: recognition, reconstruction and palaeoenvironmental interpretation*. Geol.Soc.Spec.Publ.,120:249-267
- GUNNELL Y. & FLEITOUT L., 1998. Shoulder uplift of the Western Ghats passive margin, India : a denudational model. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, 23, pp. 391-404.
- GUTIERREZ-ELORZAM. & GRACIA F.J., 1997. Environmental interpretation and evolution of the Tertiary erosion surfaces in the Iberian Range (Spain). In : M. Widdowson (ed.) : *Palaeosurfaces : recognition, reconstruction and palaeoenvironmental interpretation*. Geol. Soc. Spec. Publ., 120, pp. 147-158.
- HACK J.T., 1960. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *Am. J. Science*, 258A, pp. 80-97.
- HACK J.T., 1975. Dynamic equilibrium and landscape evolution. In : W.N. Melhorn & R.C. Flemal (eds) : *Theories of landform development*. Allen & Unwin, Boston and London, pp. 87-102.
- HAMBLIN W.K., 1992. *Earth's dynamic system*. Macmillan Publ. Co., New York, 647 p.
- HENDRICKS M., JAMIESON R.A., WILLETT S.D. & ZENTILI M., 1993. Burial and exhumation of the Long Range inlier and its surroundings, western Newfoundland : results of an apatite fission-track study. *Can. J. Earth Sci.*, 30, pp. 1594-1606.
- HUTTON J., 1795. *Theory of the Earth, with proofs and illustrations*. Edinburgh, t. 1, 620 p.; t. 2, 567 p.; t. 3, 278 p.
- JOLIVET L. & NATAF H.C., 1998. *Géodynamique*. Dunod, Paris, 226 p.

- KING L., 1948. A theory of bornhardts. *Geogr. J.*, 112, pp. 83-87.
- KING L., 1957. The geomorphology of Africa. I - Erosion surfaces and their mode of origin. *Science progress*, 45, 177, pp. 307-331.
- KING L., 1962. *The morphology of the Earth. A study and synthesis of World Scenery*. Oliver and Boyd, Edinburgh, London, 699 p.
- KLEIN C., 1959. Surfaces de regradation et surfaces d'aggradation. *Ann. de géogr.*, 68, pp. 292-317.
- KLEIN C., 1975. *Massif Armoricain et Bassin Parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires*. Assoc Publ. Univ. Strasbourg, Fondation Baulig, t. XII, 882 p
- KLEIN C., 1990. *L'évolution géomorphologique de l'Europe hercynienne occidentale et centrale. Aspects régionaux et essai de synthèse*. Mém. et Doc. Géogr., Ed. CNRS, Paris, 178 p.
- KLEIN C., 1993. *Du dynamisme des processus à la dynamique des formes en géomorphologie*. Ed. Ophrys, Gap, 188 p.
- KLEIN C., 1997 a. *Du polycyclisme à l'acyclisme en géomorphologie*. Ed. Ophrys, Gap, 299 p.
- KLEIN C., 1997 b. *Des microformes aux mégaformes en géomorphologie continentale*. Ed. Ophrys, Gap, 80 p.
- KOOI H. & BEAUMONT C., 1994. Escarpment evolution on high-elevation rifted margins : insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection, and reaction. *J. Geophys. Res.*, 99, B6, pp. 12191-12209.
- LAGASQUIE J.J., LAGEAT Y. & PEULVAST J.P., 1994. Unités morphostructurales ; étagement des formes et nature des abrupts. In : A. Godard, J.J. Lagasquie et Y. Lageat (dir.), *Les régions de socle. Apports d'une école française de géomorphologie*. Fac. Lettres Sc. Hum. Univ. B. Pascal, Clermont-Ferrand, nlle série, 43, pp. 39-71.
- LAGEAT Y., 1994 b. Les socles tropicaux. In : A. Godard, J.J. Lagasquie & Y. Lageat (dir.) : *Les régions de socle. Apports d'une école française de géomorphologie*. Fac. Lettres Sc. Hum. Univ. B. Pascal, Clermont-Ferrand, nlle série, 43, pp. 201-217.
- LE FORT J.P. & JAFFAL M., 1994. Les témoins de l'extension post-hercynienne dans la croûte inférieure litée de la Manche occidentale. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 18, 2., pp. 421-436.
- LEVINE J.R., 1986. Deep burial of coal-bearing strata, anthracite region, Pennsylvania - sedimentation or tectonics ? *Geology*, 14, p. 577-580.
- LIDMAR-BERGSTRÖM K., 1996. Long term morphotectonic evolution in Sweden. *Geomorphology*, 16, pp. 33-59.
- LIDMAR-BERGSTRÖM K., OLLIER C.D. & SULEBAK J.R., 2000. Landforms and uplift history of southern Norway. *Global and Planetary Change*, 24, pp. 211-231.
- LIEGEOIS J.P., 1998. Preface. Some words on the post-collisional magmatism. In : J.P. Liégeois (ed.) : Post-collisional magmatism. *Lithos*, 45, pp. XV-XVII.
- MAGNAVITA L.P., DAVISON I. & KUZNIR N.J., 1994. Rifting, erosion and uplift history of the Reconcavo-Tucano-Jatoba Rift, northeast Brazil. *Tectonics*, 13, pp. 367-388.
- MALAVIEILLE J. & SERANNE M., 1996. La destruction des montagnes. *La Recherche*, 284, pp. 88-93.
- MATOS R.M.D., 1992. The Northeast brazilian rift system. *Tectonics*, 11, 4, pp. 766-791.
- McCONNELL R.B., 1968. Planation surfaces in Guyana. *Geogr. Journ.*, 134, 4, pp. 506-520.
- McGEE W.J., 1897. Sheetflood erosion. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 8, pp. 87-112.
- MEISSNER R., 2000. The mosaic of terranes in Central Europe as seen by deep reflection studies. In : *Atlantic Rifts and continental margins*, Geophys. Monograph, 115, Am. Geophys. Union, pp. 33-55.
- MENARD G. & MOLNAR P., 1988. Collapse of a Hercynian Tibetan plateau into a Late Paleozoic European Basin and Range. *Nature*, 334, pp. 235-237.
- MERLE O. & MICHON L., 2001. The formation of the West European rift : a new model as exemplified by the Massif Central area. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 172, 2, pp. 213-221.
- MICHEL P., 1978. Cuirasses bauxitiques et ferrugineuses d'Afrique occidentale. Aperçu chronologique. In : *Géomorphologie des reliefs cuirassés dans les pays tropicaux chauds et humides*. CEGET, Bordeaux, 53, pp. 11-32.
- MILLOT G., 1980. Les grands aplanissements des socles continentaux dans les pays subtropicaux, tropicaux et désertiques. *Mém. H. sér. Soc. Géol. Fr*, 10, pp. 295-305.

- MURPHY J.B. & NANCE R.D., 1991. Supercontinent model for the contrasting character of Late Proterozoic orogenic belts. *Geology*, 19, pp. 469-472.
- MURPHY J.B. & NANCE R.D., 1995. Montagnes et super-continentes. *Pour la Science*, Dossier hors-série, pp. 46-53.
- OHMORI H., 2001. A paradox of concurrency of the Davisian end-peneplain and the Penckian primary peneplain. *Proc. Symp. On "New concepts and modeling in geomorphology" and "Geomorphometry, DEMs and GIS"*, Tokyo, août 2001, Spec. Publ. Geogr. Inf. Syst. Assoc., p. 4-5.
- OLLIER C.D., 1982. The Great Escarpment of eastern Australia: tectonic and geomorphic significance. *J. Geol. Soc. Australia*, 25:13-24.
- OLLIER C.D., 1985 a. Morphotectonics of passive continental margins : introduction. *Z. Geomorph. N.F. Suppl. Bd. 54*, pp. 1-9.
- OLLIER C.D., 1985 b. Morphotectonics of continental margins with great escarpments. In : M. Morisawa & J.T. Hack (eds) : *Geomorphology and tectonics. Binghamton Symposium*, pp. 3-25.
- OLLIER C.D., 1991. *Ancient landforms*. Belhaven Press, London and New York, 233 p.
- OLLIER C.D. & POWAR P.B., 1985. The Western Ghats and the morphotectonics of Peninsular India. *Z. Geomorph., Suppl. B 54*:57-59.
- PAIN C.F. & OLLIER C.D., 1986. Drainage patterns and tectonics around Milne Bay, Papua New Guinea. *Rev. Géomorph. Dyn.* 32:113-120
- PAVICH M.J., 1985. Appalachian piedmont morphogenesis : weathering, erosion and Cenozoic uplift. In : M. Morisawa & J.T. Hack (eds) : *Tectonic geomorphology*. Allen & Unwin, London, pp. 27-51.
- PAVICH M.J., 1989. Regolith residence time and the concept of surface age of the Piedmont "peneplain". *Geomorphology*, 2:181-196.
- PAZZAGLIA F.J. & BRANDON M.T., 1996. Macrogeomorphic evolution of the Post-Triassic Appalachian mountains determined by deconvolution of the offshore basin sedimentary record. *Basin Res.*, 8, pp. 255-278.
- PAZZAGLIA F.J. & GARDNER T.W., 2000. Late Cenozoic landscape evolution of the US Atlantic passive margin: insights into a North American Great Escarpment. In: M.A. Summerfield (ed.): *Geomorphology and global tectonics*, J. Wiley & Sons, 283-301.
- PENCK A., 1919. Die Gipfflur der Alpen. *Sitzber. Pr. Ak. D. Wiss.*, Berlin, XVII, pp. 256-268.
- PENCK W., 1924. *Die morphologische Analyse. Ein Kapitel der physikalischen Geologie*. A. Penck's Geogr. Abhandlungen, Stuttgart, 2 (2), 283 p.
- PETIT M., 1971. *Contribution à l'étude morphologique des reliefs granitiques à Madagascar*. Thèse Etat, Univ. Aix-en-Provence, Imp. Centrale, Tananarive, 308 p.
- PETIT M., 1990. *Géographie physique tropicale. Approche aux études du milieu*. Khartala-ACCT, Paris, 351 p.
- PEULVAST, J.P., 1985 a. *Relief, érosion différentielle et morphogénèse dans un bourrelet montagneux de haute latitude : Lofoten-Vesterålen et Sogn-Jotun (Norvège)*. Thèse Etat, Univ. Paris I, 1642 p.
- PEULVAST, J.P., 1985 b. Post-orogenic morphotectonic evolution of the Scandinavian Caledonides during the Mesozoic and Cenozoic. In : D.G. Gee & B.A. Sturt (eds), *The Caledonide orogen : Scandinavia and related areas*. J. Wiley & Sons, Chichester, 979-994.
- PEULVAST J.P., 1986. Structural geomorphology and morphological development in the Lofoten-Vesterålen (Norway). *Norsk Geogr. Tidsskr.*, 40, pp. 135-161.
- PEULVAST J.P., BAROUX E., BELLIER O. & SÉBRIER M., 1999. Le problème de l'activité des failles de Nîmes, de Salon-Cavaillon et de la Moyenne Durance (SE de la France) : apports de la géomorphologie structurale. *Géomorphologie*, 4: 327-358.
- PEULVAST J.P., BOUCHARD M., JOLICOEUR S., PIERRE G. & SCHROEDER J., 1996. Palaeotopographies and post-orogenic morphotectonic evolution around the Baie des Chaleurs (Eastern Canada). *Geomorphology*, 16, pp. 5-32.
- PEULVAST J.P. & CLAUDINO SALES V., 2000. Dispositivos morfo-estruturais e evolução morfotectônica da margem passiva transformante do Nordeste brasileiro. *III Simp. Nacional de Geomorfologia*, Campinas, 3 p.
- PEULVAST J.P. & CLAUDINO SALES V., in prep. Morphostructural patterns and evolution of transform margin and aborted rift zone - the northern Brazilian "Nordeste".

- PEULVAST & VANNEY, 2002. Géomorphologie structurale, tome2. Relief et géodynamique. Gordon & Breach, Paris, et BRGM Editions, Orléans, env. 500 p.
- PRUDHOMME R., 1972. *Analyse morphostructurale appliquée à l'Aquitaine occidentale et au Golfe de Gascogne. Définition d'une méthodologie cartographique interprétative*. Mém. Inst. Géol. Bass. Aquit., 4., 365 p., ann.
- REY P., BURG J.P. & CASEY M., 1997. The Scandinavian Caledonides and their relationship to the Variscan belt. In : J.P. Burg & M. Ford (dir.), *Orogeny through time*. Geol. Soc. Spec. Publ., London, 121, pp. 179-200.
- RIIS F. & FJELDSKAAR W., 1992. On the magnitude of the late tertiary and Quaternary erosion and its significance for the uplift of Scandinavia and the barents sea.. In : R.M. Larsen, H. Brekke, B.T. Larsen & E. Talleras (eds) : *Structural and tectonic modelling and its application to petroleum geology*. NPF Spec. Publ. 1, Elsevier, Amsterdam, pp. 163-185.
- RISER J., 1990. Les niveaux alluviaux du piémont plio-villafranchien de l'Anti-Atlas oriental. 3e Forum Nat. Géomorphologie, Aix-en-Provence, *Méditerranée*, hors sér., p. 56.
- ROGNON P., 1967. Le Massif de l'Atakor et ses bordures (Sahara central), étude géomorphologique. Thèse Etat, Paris, 559 p.
- ROHRMAN M., 1995. *Thermal evolution of the Fennoscandian region from fission track thermochronology. An integrated approach*. Vrije Univ., Amsterdam, 168 p.
- SEIDL M.A., WEISSEL J.K. & PRATSON L.F., 1996. The kinematics and pattern of escarpment retreat across the rifted continental margin of SE Australia. *Basin Res.*, 12, pp. 301-316.
- SELBY M.J., 1977. Bornhardts of the Namib desert. *Z. Geomorph. N.F.*, 21, pp. 1-13.
- SELLIER D., 1985. *Les versants du pays nantais. Etude géomorphologique*. Thèse 3^e cycle, Univ. de Nantes, 506 p.
- SIMON-COINÇON R., 1987. *Le rôle des paléaltérations et des paléformes dans les socles : l'exemple du Rouergue (Massif central français)*. Thèse Etat, Univ. Paris I et E.N.S.M.P., Mém. Sc. de la Terre, 2, 290 p.
- SIMON-COINÇON R., 1999. Palaeolandscape reconstruction of the south-western Massif Central (France). *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 27, pp. 225-243.
- SLINGERLAND R. & FURLONG K.P., 1989. Geodynamic and geomorphic evolution of the Permo-Triassic Appalachian mountains. *Geomorphology*, 2, pp. 23-37.
- STECKLER M.S. & OMAR G.I., 1994. Controls on erosional retreat of uplifted rift flanks at the Gulf of Suez and northern Red Sea. *J. Geophys. Res.*, 99, B6, pp. 12159-12173.
- STEWART J., 1978. Basin Range structures in Western N.-America, a review. *Geol. Soc. Amer., Mem.* 152, pp. 1-30.
- STONE J.O. & VASCONCELOS P.M., 1999. Quaternary erosion rate estimates from ancient Australian cratonic surfaces. *Regional Conf. On Geomorph., Rio de Janeiro*, July 1999, abstracts, p. 83.
- STURT B.A., DALLAND A. & MITCHELL J.L., 1979. The age of the sub-Mid jurassic tropical weathering profile of Andøya, North Norway, and the implications for the Late Palaeozoic palaeogeography in the North Atlantic region. *Geol. Rundschau*, 68, 2, pp 523-542.
- SUMMERFIELD M.A., 1991 a. *Global geomorphology*. Longman Scientific & Technical, Harlow, 537 p.
- TARDY Y. & ROQUIN, 1998. *Dérive des continents, paléoclimats et altérations tropicales*. Ed. BRGM, Orléans, 473 p.
- TAYLOR R.G. & HOWARD K.W.F., 1998. Post-palaeozoic evolution of weathered landsurfaces in Uganda by tectonically controlled deep weathering and stripping. *Geomorphology*, 25, pp. 173-192.
- THOMAS M.F., 1978. The study of inselbergs. *Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd.*, 31, pp. 1-41.
- THOMAS M.F., 1989. The role of etch processes in landform development. I. Etching concepts and their applications. *Z. Geomorph. N.F.*, 33, 2, pp. 129-142.
- THOMAS M.F., 1989. The role of etch processes in landform development. II. Etching and the formation of relief. *Z. Geomorph. N.F.*, 33, 3, pp. 257-274.
- THOMAS M.F., 1994. *Geomorphology in the tropics. A study of weathering and denudation in low latitudes*. J. Wiley & Sons, Chichester, 460 p.
- TIPPETT J.M. & HOVIUS N., 2000. Geodynamic processes in the Southern Alps, New Zealand. In : M.A. Summerfield (ed.) : *Geomorphology and global tectonics*, J. Wiley & Sons, Chichester, pp. 109-134.

- TUCKER G.E. & SLINGERLAND R.L., 1994. Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments : a numerical modeling study. *J. Geophys. Res.*, 99, B6, pp. 12229-12243.
- TWIDALE C.R., 1983. Pediments, pediplains and ultiplains. *Rev. Géomorph. Dyn.*, 32, 1, pp. 1-35.
- TWIDALE C.R., 1985 a. Old land surfaces and their implications for models of landscape evolution. *Rev. Géomorph. Dyn.*, 131-147.
- TWIDALE C.R., 1985 b. Ancient landscapes : their nature and significance for the question of inheritance. In : R.S Hayden (dir.) : On the origin of Ayers Rock, central Australia. *Z. Geomorph., Suppl. Bd.* 31, pp. 177-206.
- TWIDALE C.R., 1997. The great age of some Australian landforms : examples of, and possible explanations for landscape longevity. In : M. Widdowson (ed.) : *Palaeosurfaces : recognition, reconstruction and palaeoenvironmental interpretation*. Geol. Soc. Spec. Publ., 120, pp. 13-23.
- TWIDALE C.R., 2000. Early Mesozoic (?Triassic) landscapes in Australia : Evidence, argument and implications. *Journ. of Geol.*, 108, pp. 537-552
- TWIDALE C.R. & BOURNE J.A., 1975. Geomorphological evolution of the eastern Mt Lofty Ranges, South Australia. *Trans. Royal Soc. South Australia*, 99, pp. 197-209.
- TWIDALE C.R. & HARRIS W.K., 1977. The age of Ayers Rock and the Olgas, central Australia. *Trans. R. Soc. S. Austr.*, 101:45-50.
- UCHUPI E. & EMERY K.O., 1992. *Morphology of the rocky members of the Solar System*. Springer-Verlag. Berlin, 394 p.
- VAN DER BEEK P., 1995. *Tectonic evolution of continental rifts. Inferences from numerical modelling and fission track thermochronology*. Vrije Univ., Amsterdam, 232 p.
- VANNEY J.R., 1982. Les bourrelets des boucliers anciens et leurs marges continentales. *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, 489-490, pp. 231-239.
- VASCONCELOS P.M., 1992. *Timing and rates of evolution of hydrochemical systems in tropical humid environments by application of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ absolute dating of K-bearing weathering product minerals*. Ph. D. Thesis, Univ. California, Berkeley, 241 p.
- VASCONCELOS P.M. & STONE J.O., 1999. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ weathering ages from ancient Australian cratonic surfaces. *Regional Conf. On Geomorph., Rio de Janeiro*, July 1999, abstracts, 1 p.
- VAUDOUR J., BIROT P. & SUDRIES J., 1979. Etude comparée de la géomorphologie de la Sierra de Guadarrama et de la région de Tolède. *Méditerranée*, 3, pp. 71-84.
- VELDKAMP A. & OOSTEROM A.P., 1994. The role of episodic plain formation and continuous etching and stripping in the End-Tertiary landform development of SE Kenya. *Z. Geomorph.*, 38, pp. 75-90.
- WIDDOWSON M. (ed.), 1997 a. *Palaeosurfaces : recognition, reconstruction and palaeoenvironmental interpretation*. Geol. Soc. Spec. Publ., 120, 340 p.
- WIDDOWSON M., 1997 b. Tertiary paleosurfaces of the SW Deccan, Western India : implications for passive margin uplift. In : M. Widdowson (ed.) : *Palaeosurfaces : recognition, reconstruction and palaeoenvironmental interpretation*. Geol. Soc. Spec. Publ., 120, pp. 221-248.
- WINDLEY B.F., 1995. *The evolving continents*. J. Wiley & Sons, Chichester, 526 p.
- WYNS R., 1994. Utilisation des paléosurfaces continentales comme marqueurs des déformations verticales : exemple du massif Armoricaïn au Cénozoïque. *Réunion Morphogénèse cénozoïque de l'europe de l'Ouest*, sept. 1994,SGF-GFG,Rennes, résum. p. 49.
- YOUNG R.A., 1985. Geomorphic evolution of the Colorado Plateau margin in west-central Arizona : a tectonic model to distinguish between the causes of rapid symmetrical retreat and scarp dissection. In : M. Morisawa & J.T. Hack (eds) : *Tectonic geomorphology*, Allen & Unwin, Boston & London, pp. 261-278.
- YOUNG R.W. & WRAY R.A.L., 2000. Contribution to the theory of scarpland development from observations in Central Queensland, Australia. *Journ. of Geol.*, 108, pp. 705-719