

Variabilidade climática e dinâmica geomorfológica

A. de Brum Ferreira*

Centro de Estudos Geográficos, Universidade de Lisboa

“The Earth’s climate has never been stable. Climate has varied on all time scales and will continue to vary in the future, irrespective of the extent to which human activities will affect it”.

Vera Markgraf (2001)

Resumo: Os climas da Terra influenciam muitos aspectos do ambiente físico, nomeadamente os regimes hidrológicos, os solos e a vegetação. Em cada quadro climático regional os processos erosivos tendem também a actuar ou a combinar-se de maneira específica, dando origem a distintos sistemas morfogenéticos. As variações climáticas que afectaram a Terra durante o Quaternário influenciaram profundamente a natureza e o ritmo dos processos geomorfológicos, a diferentes escalas espaciais e temporais. Esse conhecimento ajuda a entender o grau de sensibilidade dos processos geomorfológicos às variações climáticas e permite prever o sentido das modificações da dinâmica geomorfológica a uma escala temporal relativamente curta, que é a das modificações climáticas globais induzidas pela actividade humana.

Palavras-chave: Variabilidade climática, dinâmica geomorfológica, estratigrafia isotópica, glaciações quaternárias, aquecimento global.

Abstract: *Climate variability and geomorphological dynamics.* Climates on Earth affect many aspects of the physical environment such as hydrological regimes, soils and vegetation. Denudation processes in every regional climate conditions also tend to develop or link together in a specific manner, which bring about distinct geomorphological systems. However, climates on Earth are not immutable. On the contrary, they vary greatly on the time scale, which reflects on the nature and magnitude of the geomorphological processes.

In recent years, there have been great advances in Quaternary paleoclimatology thanks, to a great extent, to the research on deep-sea and ice sheet cores. The variations of oxygen isotope ratios are an excellent indicator of the changes in the volume of continental ice, and thus indirectly of the succession of colder or more temperate phases. The Pacific V28-239 deep-sea core indicates the occurrence of 63 isotopic stages in the last 1.8 Ma years (cf. Lowe and Walker, 1997, p. 316). Changes in oxygen isotope ratios in the Greenland GRIP and GISP2 ice-cores indicate 20 interstadial events (Dansgaard-Oeschger events) in the 80-20 ka BP interval. Besides this, the climatic transitions could be very sudden, occurring in hundreds, dozens or even a few years (cf. Adams et al., 1999).

We are subsequently far from the traditional Quaternary chronology which Albrecht Penck and Eduard Brückner set up in the Alps at the start of the 20th century. It is easy to imagine the problems of correlation that exist today when comparing climate variability (as it is currently known) with the classical chronology of forms and processes. An example of this is the number of Quaternary river terraces, four or five in the classical model, but which (we now know) can be over twenty. Quaternary climatic variations greatly influenced the nature and rhythm of geomorphological processes, at different spatial and temporal scales. This knowledge helps us understand the degree of sensitivity of geomorphological processes to climatic variations and allows us to foresee the direction geomorphological dynamics will take in a relatively short time scale, which is the one of global climatic change induced by human activity.

Keywords: Climate variability, geomorphological dynamics, OI stratigraphy, Quaternary glaciations, global change.

1. CLIMA E MORFOGÉNESE

A importância das variações do clima na morfogénese impôs-se de maneira muito clara em meados do séc. XIX, na sequência das investigações de Louis Agassiz sobre os glaciares dos Alpes. Mas o marco decisivo foi a publicação, entre 1901 e 1909, da monumental obra de Albrecht Penck e Eduard Brückner, “Die Alpen im Eiszeitalter” (os Alpes na Idade do Gelo), onde ficou definida a cronologia clássica das glaciações. Outro ilustre investigador alemão, Büdel, discípulo de Penck e Brückner, baseou o seu estudo da evolução das formas do relevo terrestre nas influências do clima

* Centro de Estudos Geográficos, Universidade de Lisboa, Faculdade de Letras, Alameda da Universidade, 1600-214 Lisboa. Email: ceg@mail.telepac.pt

sobre a morfogênese, e o seu livro “Klima-Geomorphologie” (Büdel, 1977), é uma tentativa de síntese geomorfológica à escala da Terra, com base na zonagem morfoclimática do Globo. Em França, Erhart publicou em 1956 o ensaio “ La genèse des sols en tant que phénomène géologique”, em que definiu a sua teoria da bio-rexistasia e sublinhou a grande importância dos ambientes climáticos e vegetais na evolução dos processos de alteração, física ou química, das rochas. O mapa das Zonas Morfoclimáticas do Globo, de Tricart e Cailleux (1965), é também uma demonstração da dependência dos quadros da morfogênese em relação aos grandes climas regionais da Terra. O mesmo se verifica na tentativa de Pedro (1968) que, com base em experiências de laboratório e estudos em regiões de variadas latitudes, propôs uma distribuição dos tipos de alteração física e bioquímica à superfície do Globo.

Os climas da Terra apresentam grande diversidade e influenciam muitos aspectos do ambiente físico, nomeadamente os regimes hidrológicos, os solos e a vegetação. Em cada quadro climático regional os processos erosivos tendem também a actuar ou a combinar-se de maneira específica, dando origem a distintos sistemas morfogenéticos. Estes, por sua vez, podem traduzir-se em formas de relevo originais ou que se associam de maneira original, constituindo paisagens geomorfológicas características. No entanto, os climas da Terra não são imutáveis. Bem pelo contrário, eles caracterizam-se por uma grande variabilidade à escala temporal, que se reflecte na natureza e magnitude dos processos geomorfológicos. Os grandes progressos recentes no conhecimento da paleoclimatologia do Quaternário vieram dar um interesse renovado ao estudo da chamada geomorfologia climática, aspecto que tinha sido de certo modo ofuscado, a partir dos anos sessenta do último século, pelo especial enfoque na dinâmica geomorfológica.

2. AS GLACIAÇÕES DO QUATERNÁRIO E SUAS CONSEQUÊNCIAS AMBIENTAIS

As glaciações do Quaternário produziram radicais modificações na geografia física da Terra, em intervalos de tempo que se podem considerar muito curtos, à escala geológica. As condições prevalentes no Máximo da Última Glaciação, há cerca de 18.000 anos, comparadas com as condições ambientais actuais, ilustram bem essas mudanças. Entre as mais importantes, saliente-se: 1) existência dos *inlandsis* Norte-Europeu e Norte-Americano, o primeiro estendendo-se até à Alemanha e cobrindo a maior parte do Reino Unido, e o segundo cobrindo todo o Canadá e o Norte dos Estados Unidos; 2) existência de faixas de *permafrost* (solo sempre gelado) à frente dos *inlandsis* que, no caso da Europa, alcançou uma largura aproximada de 600 km, atingindo o Sul da França; 3) descida em latitude do limite da floresta, em distâncias de várias centenas ou mesmo de vários milhares de quilómetros, tendo-se situado, no caso da Europa, na margem Norte do Mediterrâneo; 4) descida do nível dos oceanos, na ordem de 130 m, com grandes modificações na posição e na fisionomia dos litorais da Terra.

No Máximo da Última Glaciação, a superfície coberta pelos gelos continentais era pelo menos tripla da actual, o que seria equivalente a cerca de um quarto das terras emersas. Em relação às condições climáticas actuais, houve uma forte expansão da zona polar e uma acentuada contracção da zona temperada. Isso reflectiu-se, obviamente, na morfogênese, com grande extensão dos processos de erosão glaciária e periglaciária. Fora dos limites do mundo polar de então, sobretudo nas montanhas das regiões temperadas, houve também uma descida do limite das neves perpétuas e do limite da árvore, ou seja, um alargamento do andar alpino, logo da faixa da morfogênese típica dos climas frios. Embora não conhecendo um arrefecimento tão elevado como nas latitudes médias, onde a descida da temperatura terá sido normalmente superior à dezena de graus centígrados, nas regiões tropicais houve também grandes modificações ambientais durante as fases de arrefecimento plistocénico. Certas áreas conheceram uma melhoria do regime hidrológico, com formação de lagos por vezes extensos, ou subida de nível dos lagos já existentes, em consequência quer de um aumento da precipitação quer de uma diminuição da evaporação física, por arrefecimento da atmosfera. Mas uma das mais importantes consequências da glaciação terá sido o alargamento da faixa dos desertos arenosos tropicais e subtropicais, o que é perfeitamente evidente quando se compara a distribuição das dunas arenosas activas na actualidade e há 18.000 anos (Goudie, 1992, p.100). Isso significa que a correspondência entre glaciações alpinas e “pluviais” está longe de ser a regra. Além disso, o ritmo das alternâncias

entre fases húmidas e secas parece bem mais elevado do que a alternância entre períodos glaciários e interglaciários (Goudie, 1992, p.121).

3. A ESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA DAS SONDAGENS DOS FUNDOS OCEÂNICOS E A VARIABILIDADE CLIMÁTICA DO QUATERNÁRIO

Durante muito tempo, até à grande revolução que resultou do estudo das sondagens dos fundos oceânicos (“deep-sea cores”), a cronologia do Quaternário, em uso nos domínios da geologia e da geomorfologia, baseava-se sobretudo no trabalho clássico já referido de Penck e Brückner. Estes cientistas tinham estabelecido quatro glaciações (a que deram os nomes dos afluentes do Danúbio: Günz, Mindel, Riss e Würm, do mais antigo para o mais recente), separadas por três períodos interglaciários. Mais tarde, juntou-se uma outra glaciação (que se designou por Donau, isto é, Danúbio) e, por via disso, mais um interglaciário.

Em 1947, Harold Urey apresentou a hipótese de que a composição dos isótopos de oxigénio ^{18}O e ^{16}O , constituintes das conchas dos organismos, pudesse constituir um indicador das paleotemperaturas. Em artigo publicado em 1955, Cesare Emiliani estabeleceu uma equação baseada na composição isotópica dos foraminíferos planctónicos, a qual, segundo o autor, serviria para determinar a temperatura das águas oceânicas. Em 1973, Shackleton e Opdyke mostraram que a composição isotópica das conchas dos foraminíferos depende mais da composição isotópica das águas oceânicas do que da temperatura das mesmas. No entanto, a razão dos isótopos de oxigénio ^{18}O e ^{16}O constitui, indirectamente, um indicador das variações da temperatura à superfície dos oceanos e da própria atmosfera: nos períodos mais frios, de formação ou aumento do volume dos *inlandsis*, aumenta a concentração de ^{18}O nos oceanos (isso porque o ^{16}O , mais leve, é mais facilmente incorporado na evaporação, sendo depois retido em parte nos *inlandsis*, através da precipitação sólida); nos períodos mais quentes (ou menos frios), dá-se o contrário, isto é, através da fusão dos gelos continentais e do escoamento de água doce, há um aumento da concentração do ^{16}O nas águas oceânicas. Hoje, os foraminíferos planctónicos desempenham um papel determinante na reconstituição das paleotemperaturas das superfícies oceânicas, mas a partir das biocenoses: desenvolveram-se equações de regressão (“transfer functions”) que permitem estabelecer correlações entre as faunas modernas e as faunas do passado, relacionando também as condições ecológicas em que as faunas vivem: depois da utilização de espécies indicadoras de águas frias e quentes, cuja presença na biocenose poderia ser pouco significativa, estabelecem-se hoje sequências climáticas com base na “fauna total” (Hecht, 1985; Lowe e Walker, 1997; Bradley, 1999).

Todavia, as variações dos isótopos de oxigénio constituem um excelente indicador das variações do volume dos gelos continentais, logo, indirectamente, da sucessão de fases mais frias e fases mais quentes. As múltiplas sondagens oceânicas hoje estudadas mostram que o número de fases isotópicas (fases deficientes ou, pelo contrário, de maior concentração de ^{18}O) são muito elevadas. Por exemplo, a sondagem do Pacífico Ocidental V28-239 indica a existência de 63 fases isotópicas nos últimos 1,8 Ma (cf. Lowe e Walker, 1997, p.316). Uma outra característica da estratigrafia isotópica é a ocorrência de transições muito bruscas entre os máximos e mínimos isotópicos, designadas por terminações (“terminations”). Essas terminações indicam rápidas deglaciações, com fornecimento aos oceanos de grandes quantidades de águas isotopicamente leves (ricas em ^{16}O). Os segmentos entre duas terminações sucessivas representam os ciclos glaciários, compreendendo um período glaciário e outro interglaciário. Shackleton e Opdyke, através do estudo da sondagem V28-179, individualizaram 17 ciclos glaciários completos nos últimos 1,6 Ma (cf. Goudie, 1992, p.50). Cada ciclo glaciário dura em média 100 ka, sendo os períodos interglaciários muito mais curtos do que os glaciários (cerca de 10 % do ciclo, logo aproximadamente 10 ka).

4. OS CICLOS DANSGAARD-OESCHGER E OS EVENTOS HEINRICH

Os dados obtidos pelas sondagens dos *inlandsis* (“ice cores”) da Gronelândia e da Antártida revolucionaram o conhecimento das mudanças climáticas do último ciclo glaciário. Uma importante característica paleoclimática revelada pelas sondagens GRIP e GISP2 no *inlandsis* da Gronelândia

(atingindo ambas 3.000 m de profundidade) é a existência, nos últimos 120 ka, de acentuadas oscilações climáticas de elevada frequência. Elas reflectem-se em mudanças bruscas nos valores da razão dos isótopos de oxigénio, sendo bem aparentes, por exemplo, 20 eventos interestadiais no período de 80-20 ka BP, durante os quais as temperaturas flutuaram com uma amplitude de 5 a 8° C (Lowe e Walker, 1997, p. 158). Estas fases interestadiais do último ciclo glaciário são conhecidas por eventos ou ciclos Dansgaard-Oeschger, e têm uma duração relativamente curta, da ordem de 500-2000 anos. Além disso, eles parecem ter surgido de modo abrupto, no intervalo de algumas dezenas de anos apenas, embora terminando de modo mais gradual (Lowe e Walker, 1997, p.340).

Mudanças bruscas do ritmo climático são também denunciadas pelas sondagens dos fundos oceânicos nos últimos 80 ka, sob a forma dos chamados eventos Heinrich, que surgem na parte final de prolongadas fases frias. Estes episódios, particularmente nítidos no Atlântico Norte, são denunciados por um aumento da fracção lítica nas sondagens e também por um aumento percentual de *Globoquadrina pachyderma*, foraminífero que vive em águas polares. A fracção lítica é interpretada como o resultado de uma maior produção de icebergues. Pensava-se que os icebergues que banharam durante o último período glaciário a costa europeia de latitude média tinham origem sobretudo no *inlandsis* da Escandinávia, mas o material lítico das sondagens oceânicas revela também um transporte importante de oeste para leste, indicando uma origem no *inlandsis* laurentino (Lowe e Walker, 1997, pp.148-149; Adams *et al.*, 1999, p.11-12; Cronin, 1999, p.224). Os eventos Heinrich têm uma frequência menor que os ciclos Dansgaard-Oeschger, tendo-se registado seis episódios desde cerca de 70 ka a 15 ka BP (H6 a H1), havendo quem considere o brusco e acentuado arrefecimento Younger Dryas, ocorrido há 12.900 – 11.500 anos, semelhante a um evento Heinrich (Adams *et al.*, 1999, p.14; Cronin, 1999, p.224).

5. AS TRANSIÇÕES BRUSCAS DO CLIMA DO QUATERNÁRIO

A teoria de Milankovitch, apresentada pela primeira vez em 1924, foi inicialmente acolhida com muito entusiasmo porque a sequência de fases frias e quentes deduzidas das variações orbitais da Terra adaptavam-se bem ao ritmo então conhecido das glaciações alpinas. Mais tarde a teoria foi posta em dúvida e até rejeitada, à medida que os progressos do estudo do Quaternário, com base em vestígios continentais (datagens de radiocarbono, palinologia, estratigrafia dos solos e dos *loess*, sedimentos lacustres) revelavam um ritmo climático bastante mais complexo. A partir dos anos setenta do séc. XX, com o desenvolvimento da estratigrafia isotópica das sondagens dos fundos oceânicos, a teoria ganhou novo interesse e hoje é quase universalmente aceite. Efectivamente, a análise espectral aplicada às variações isotópicas revelou a existência de ciclos de 100 ka, 43 ka, 24 ka e 19 ka, que quase coincidem com a periodicidade das variações orbitais (respectivamente, excentricidade da órbita, obliquidade da mesma, e os dois ciclos da precessão dos equinócios) (Goudie, 1992, p.267).

No entanto, se as variações orbitais expressas na teoria de Milankovitch conseguem explicar ciclos climáticos de duração da ordem das dezenas de milhar de anos, o mesmo não acontece para ciclos ou episódios mais curtos, da ordem de alguns milhares de anos apenas, tal como acontece com os interestádios Dansgaard-Oeschger e os episódios Heinrich do último período glaciário (Quadro 1). Outra característica importante da paleoclimatologia do Quaternário, nomeadamente do último ciclo glaciário, que tem sido posta em evidência pelos estudos modernos, é o modo muito brusco das transições climáticas, as quais podem verificar-se no intervalo de séculos, decénios ou de apenas alguns anos, quer dizer, à escala da vida humana, como sublinham Adams *et al.* (1999). Para as oscilações climáticas de tempo curto, de alguns anos ou alguns decénios, conhecem-se na climatologia actual, como mecanismos responsáveis, os fenómenos conjugados oceano-atmosfera ENSO (“El Niño-Southern Oscillation”) e NAO (“North Atlantic Oscillation”). Com uma periodicidade da ordem da dezena de anos há também que ter em conta o número de manchas solares; segundo Chambers *et al.* (1999), existe uma relação clara entre a variação da actividade solar e a variação da temperatura no Hemisfério Norte desde meados do séc. XVII (isto é, desde que Galileu descobriu as manchas solares). Mas, entre as periodicidades da ordem da dezena de anos e da dezena de milhar de anos, existe como que uma “lacuna”, que corresponde a uma falta de conhecimento adequado dos mecanismos das mudanças climáticas (Adams *et al.*, 1999, p.28).

PERIODICIDADE	MECANISMO OU FENÓMENO	NATUREZA DO FENÓMENO
3-6 anos	ENSO	Interacções oceano-atmosfera
~10 anos	NAO	Interacções oceano-atmosfera
11 anos	Manchas solares	Actividade solar
1-3 ka	Ciclos Dansgaard-Oeschger	Interacções criosfera-oceano-atmosfera
7-13 ka	Eventos Heinrich	Interacções criosfera-oceano-atmosfera
21 ka	Precessão dos equinócios	Variação orbital
42 ka	Obliquidade da eclíptica	Variação orbital
96 ka	Excentricidade da órbita	Variação orbital

Quadro 1 – Periodicidades e mecanismos das variações climáticas (baseado em: Adams *et al.*, 1999; Lowe e Walker, 1997; Markgraf, ed., 2001).

Table 1 – Periodicities and mechanisms of climatic fluctuations.

No entanto, as oscilações da ordem das centenas de anos ou do milénio, sobretudo durante o período glaciário, parecem também reflectir mecanismos de retroacção no interior do sistema climático, envolvendo flutuações na dimensão dos *inlandsis* e na circulação oceânica e atmosférica. Um dos mecanismos capazes de desencadear ou amplificar mudanças climáticas num período relativamente curto, explicando porventura as transições dos ciclos Dansgaard-Oeschger ou os episódios Heinrich, é a circulação termohalina (ver, entre outros, Bradley, 1999, pp.260-268). Uma interrupção ou enfraquecimento do mergulho das águas salgadas no Norte do Atlântico, por diminuição da salinidade, teria como consequência um recuo da Corrente de Golfo, formação de banquisa, aumento do albedo, verões mais frescos, maior cobertura de neve nos continentes, maior albedo, todo um conjunto de retroacções que originariam um progressivo arrefecimento da atmosfera e da superfície das águas oceânicas. A diminuição da salinidade pode derivar de um influxo de água doce no Ártico e no Norte do Atlântico, devido a razões várias: fusão do *inlandsis* laurentino, com escoamento de grandes volumes de água através do rio S. Lourenço (que parece ter sido o principal mecanismo que desencadeou o episódio frio Younger Dryas); rápido esvaziamento para os mares nórdicos de um lago formado na margem de um dos *inlandsis* (como terá acontecido com o da Sibéria Ocidental); aumento de fusão de icebergues no Atlântico Norte, na sequência de um evento Heinrich (Adams *et al.*, 1999, pp.17-18).

6. VARIABILIDADE CLIMÁTICA, FORMAS DO RELEVO E PROCESSOS GEOMORFOLÓGICOS

Estamos, pois, bem longe da teoria clássica que preconizava quatro ou cinco glaciações e outros tantos períodos interglaciários durante o Quaternário. A estratigrafia isotópica baseada nas sondagens dos fundos oceânicos mostra que os ciclos glaciários (compreendendo um período glaciário seguido de um interglaciário) são da ordem de duas dezenas nos últimos dois milhões de anos e que as fases isotópicas, revelando oscilações importantes no volume dos gelos continentais, logo uma alternância de fases mais frias e mais temperadas, são muito mais numerosas, tendo-se formalmente identificado 116 fases nos últimos 2,73 Ma (cf. Lowe e Walker, p.305). Evidentemente, a amplitude das mudanças climáticas depende da escala temporal considerada. Goudie (1995, fig. 1.1, p.12), resume esse facto do seguinte modo, servindo-se da variação das temperaturas nas latitudes médias: nos últimos decénios, a amplitude da variação seria da ordem de 0,4° C; nos últimos séculos, da ordem de 1,5° C; na passagem do Máximo da Última Glaciação para o Holocénico, ou seja, na passagem de um período glaciário para um interglaciário, da ordem de 10° C. Como salienta Bradley (1999, p.33), as pequenas variações de temperatura, de alta frequência, que se podem detectar nos últimos séculos, terão existido também no passado da história da Terra, “mas elas perdem-se no ruído do registo climático de tempo longo; apenas as mudanças de maior amplitude são detectáveis”.

Chegados a este ponto, convém avaliar em que medida as formas do relevo e a dinâmica geomorfológica traduzem essa variabilidade climática. A esse respeito, Brunson (1979, p.75) sublinha: “Considera-se normalmente que a paisagem é controlada pelo clima; no entanto, as relações entre clima, processos e formas de relevo não estão perfeitamente compreendidas”. Apesar dessa

reserva, pode dizer-se que: 1) os processos geomorfológicos são muito sensíveis às variações climáticas, mesmo de tempo curto; 2) pelo contrário, as formas do relevo tendem a apresentar uma certa “inércia” em relação às variações climáticas de alta frequência.

Trata-se de um velho problema em geomorfologia, o de saber em que medida haverá uma relação entre as formas de relevo, de evolução em tempo longo, e os processos, de evolução em tempo curto. Schumm e Lichty (1965) mostraram, com o exemplo da evolução dos sistemas fluviais, que variáveis dependentes e variáveis independentes vão mudando conforme a escala temporal considerada, desde o tempo geológico até ao tempo “instantâneo”, não havendo, assim, um real antagonismo entre a evolução de tempo longo e a evolução de tempo curto, ou, por outras palavras, entre formas e processos (cf. Kennedy, 1997, p.419; Knighton, 1998, pp.262-263). Por sua vez, Tricart (1965), na sua proposta de “classificação taxonómica dos factos geomorfológicos”, mostrou que há uma forte relação entre a escala espacial, a escala temporal e a própria natureza das formas do relevo terrestre. Noutra lugar, resumimos assim essa interdependência: “As formas de evolução longa e que determinam as linhas gerais do relevo terrestre, quer se trate de plataformas arrasadas quer sejam cordilheiras de montanhas ou partes delas, só podem ser estudadas no contexto da geologia, nomeadamente da tectogénese e das grandes fases de sedimentação. As formas de dimensão média, que constituem o ‘modelado’, no sentido que lhe dá a escola francesa, estão relacionadas estreitamente com o quadro bioclimático e o seu estudo implica a análise da sedimentação correlativa, das alterações das rochas e dos solos. As formas de pequena escala, de evolução rápida, estão ligadas aos processos, logo à física, à química e à biologia” (Ferreira, 1999, p.26).

Assim, à medida que aumenta a escala espaço-temporal das formas do relevo, as relações entre essas formas e os processos geomorfológicos tornam-se cada vez menos inteligíveis. O mesmo se pode dizer das relações entre as formas do relevo e o clima. No entanto, os progressos no conhecimento dos climas do passado tornam cada vez mais estreitas e complexas essas relações. Uma boa ilustração disso é o que se verificou com a identificação e interpretação dos terraços fluviais quaternários. Na interpretação clássica, haveria em todos os vales fluviais quatro terraços correspondendo às quatro glaciações então admitidas. Hoje, acompanhando os progressos da paleoclimatologia do Quaternário (e também da sedimentologia, da arqueologia, da paleontologia, da paleobotânica, e dos métodos de datação absoluta) o número possível de terraços em cada vale multiplica-se: a título de exemplo, Lowe e Walker (1997, pp.68-70) cita a existência de 14 terraços quaternários no rio Mosa, a leste de Maastricht, e de nove corpos sedimentares de origem fluvial nos vales dos rios Meno e Regnitz (Alemanha), estes últimos referentes unicamente ao último ciclo glaciário.

Ao iniciar o presente texto, mencionámos a estreita relação existente entre os climas regionais da Terra e a morfogénese. Essa coincidência reflecte a influência dominante dos regimes da temperatura e da precipitação nos processos erosivos e na evolução das formas do relevo. Os conhecidos diagramas de Peltier (1950) tentam relacionar os graus de meteorização física e química e os próprios limites das regiões morfogenéticas da Terra com as temperaturas e precipitações médias anuais. Essa é, no entanto, uma aproximação grosseira da realidade. Um dos mais simples e melhores exemplos de relação entre um elemento climático e os processos geomorfológicos é o dos ritmos de congelação/degelo das regiões periglaciárias, definidos por Troll (1944; *in* Tricart, 1967, p.48). Mas as temperaturas médias anuais não dão conta dos ciclos de congelação/degelo, que são governados pelas variações da temperatura em torno dos zero graus centígrados. Para citar um outro exemplo, o da erosão pluvial (“splash”), pode-se estabelecer uma relação empírica entre esse processo erosivo e a precipitação; no entanto, essa aproximação não explica a verdadeira interacção entre o processo geomorfológico e o elemento climático. A erosividade de uma chuvada depende da intensidade e duração desta, e ainda da massa, do diâmetro e velocidade das gotas (Morgan, 1986, p.44); além disso, a erosão resultante depende de outro conjunto de factores condicionantes que configuram a erodibilidade dos solos. Apesar dessas limitações, não há dúvida de que as variações climáticas, a diferentes escalas espaciais e temporais, que afectaram a Terra durante o Quaternário, influenciaram profundamente a natureza e o ritmo dos processos geomorfológicos, e também a natureza ou sentido da evolução das formas do relevo. Uma vez mais, é preciso não esquecer que o passado é uma das chaves da explicação do futuro.

7. CONCLUSÃO: O CLIMA DO FUTURO E A DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA

O cenário de uma duplicação da influência dos gases com efeito de estufa nos próximos cem anos, induzida pelas actividades humanas, constitui um quadro inquietante. Com base nesse cenário, vários modelos de circulação atmosférica prevêem, para o ano 2100, um aumento da temperatura média anual do Globo de 1,4-5,8° C (Quadro 2). E o aumento de temperatura nos continentes será superior a essa previsão global, porque existe uma certa inércia térmica dos oceanos.

Data	Aumento global da temperatura (°C)	Subida global do nível do mar (cm)
1990	0	0
2000	0,2	2
2050	0,8-2,6	5-32
2100	1,4-5,8	9-88

Quadro 2 – Cenários de aumento global da temperatura no próximo século, segundo *Special Report on Emissions Scenarios*, IPCC, 2000 (in IPCC, 2001, p.27).

Table 2 – Global temperature increase scenarios during the next century.

Como resultado desse aumento de temperatura prevêem-se, nas regiões temperadas e polares, grandes modificações nos limites da floresta e da tundra, migrando para norte algumas centenas de quilómetros, o mesmo acontecendo com os limites do *permafrost*, ao mesmo tempo que se verificará uma importante fusão dos glaciares de montanha e da banquisa. Nas montanhas haverá também importantes mudanças de altitude nos andares de vegetação, da ordem de algumas centenas de metros. Todas essas transformações são acompanhadas de mudanças na natureza e ritmo dos processos geomorfológicos. A subida do nível do mar, que, segundo as últimas previsões do IPCC (Quadro 2), será da ordem de 9-88 cm até 2100, terá como consequência uma tendência para a inundação das áreas litorais mais baixas, com salinização e migração para o interior dos ecossistemas costeiros, e a erosão acelerada tanto dos litorais de arriba como dos litorais arenosos (IPCC, 1998). Nas regiões com balanço hídrico muito deficitário, haverá um incremento das tempestades de poeiras e do movimento das dunas (Goudie, 1993).

Segundo Santos *et al.* (2001), o aumento de temperatura média anual previsto pelos modelos de circulação geral da atmosfera, até ao final do século, para a Península Ibérica, é de 4-7°C. Correlativamente, haveria uma diminuição da precipitação em Portugal da ordem 100 mm, embora de magnitude diversa conforme as regiões, com tendência para maior concentração das chuvas (aumento no Inverno, mas forte diminuição na Primavera), aumento de eventos meteorológicos extremos, como cheias e secas e, de um modo geral, diminuição do escoamento nas bacias hidrográficas, mais acentuada no Sul que no Norte do País. Além disso, prevê-se “um aumento do nível do mar de 25 a 110 cm até à década de 2080” (ob. cit., p.13). Essas modificações implicam uma maior actividade geomorfológica, não só da erosão costeira (subida do nível do mar), mas também da erosão dos solos (degradação da cobertura vegetal e concentração das chuvas) e dos movimentos de terreno (induzidos por chuvas mais concentradas e intensas e pelo aumento da erosão lateral na base das vertentes, correlativa das cheias)

A subida de temperatura prevista até ao final do presente século é da ordem de grandeza das variações térmicas dos ciclos Dansgaard-Oeschger, num mundo bem diferente do actual, ou seja, num período glaciário, em que as variações do volume dos *inlandsis* e da banquisa tinham uma maior influência do que actualmente nas retroacções do sistema climático. E, em valor absoluto, não se conhece na história recente da Terra temperaturas tão elevadas, pelo menos fora do mundo polar. No que se refere ao Ótimo Climático do Holocénico, por volta de 7-6,5 ka B.P., os desvios positivos (em relação às temperaturas actuais) nas áreas continentais do Hemisfério Norte terão sido da ordem de 1,5° C, um pouco mais elevados nas regiões subpolares (Frenzel *et al.* 1992, pp.134-136). No Ótimo

Climático do Último Interglaciário, há cerca de 120 ka B.P., as temperaturas médias anuais no Hemisfério Norte seriam, segundo Frenzel *et al.* (1992, pp.90-92), com base em variada informação terrestre e marinha, 2 a 3° C mais elevadas do que actualmente, com desvios positivos mais altos nas regiões polares do que nas latitudes médias e subtropicais. Nestas, os desvios positivos seriam da ordem de 0-2° C.

Esses dados acentuam a magnitude da influência das actividades humanas no clima do futuro, de acordo com as mais recentes previsões. Mas, por outro lado, os modelos de circulação oceânica sugerem que um aumento relativamente pequeno do fluxo de água doce para o Ártico pode fazer cessar a formação de água profunda no Atlântico Norte, fenómeno conhecido por “catástrofe haloclina polar” (Adams *et al.*, 1999, p.17). Segundo Broecker (1997), o aumento da temperatura resultante da duplicação do CO₂ na atmosfera seria suficiente, através do aumento da drenagem de água doce, para enfraquecer a circulação termohalina, logo uma cadeia de reacções que levaria ao arrefecimento da atmosfera.

Como salienta Cronin (1999, p.4), o interesse da paleoclimatologia reside em que o estudo dos dados históricos do clima dos últimos séculos ou das condições atmosféricas actuais é insuficiente para se saber o modo como o clima da Terra muda. E um dos aspectos de maior importância revelado pela investigação recente é o reconhecimento de que as mudanças climáticas muito bruscas são uma característica da história da Terra (ob. cit., p.5). Essa aquisição reforça a preocupação da interferência das actividades humanas no clima do futuro, mas os riscos das variações climáticas, no horizonte temporal de uma ou duas centenas de anos, são difíceis de quantificar, porque existem mecanismos reguladores no sistema climático, que escapam à influência antrópica. Citando Markgraf (em epígrafe), “o clima tem variado a todas as escalas de tempo e continuará a variar, independentemente da influência das actividades humanas”.

BIBLIOGRAFIA

- Adams, J., Maslin, Thomas, E. (1999) – Sudden climate transitions during the Quaternary, *Progress in Physical Geography*, 23 (1), p. 1-36.
- Bradley, R. S. (1999) – *Paleoclimatology. Reconstructing Climates of the Quaternary*, Academic Press, San Diego, 613 pp.
- Broecker, W. S. (1997) – Thermohaline circulation, the Achilles heel of our climate system: will man-made CO₂ upset the current balance?, *Science*, 278, p. 1582-1588.
- Brunsdon, D. (1979) – Weathering, in Embleton, C. e Thornes, J. (eds.), *Process in Geomorphology*, E. Arnold, London, p. 73-129.
- Büdel, J. (1977) – *Klima-Geomorphologie*, Gerbrüder Borntraeger, Berlin. Trad. L. Fischer and D. Busche, *Climatic Geomorphology*, Princeton University Press, 443 pp.
- Chambers, F. M., Ogle, M. I., Blackford, J. J. (1999) – Palaeoenvironmental evidence for solar forcing of Holocene climate: linkages to solar science, *Progress in Physical Geography*, 23 (2), p. 181-204.
- Cronin, T. M. (1999) – *Principles of Paleoclimatology*, Columbia University Press, New York, 560 pp.
- Erhart, H. (1956) – *La genèse des sols en tant que phénomène géologique*, Masson, Paris, 90 pp.
- Ferreira, A. B. (1999) – Investigação em geomorfologia. Perspectiva histórica e orientações actuais, in *Encontros de Geomorfologia. Conferências*, Universidade de Coimbra, p. 9-29.
- Frenzel, B., Pécsi, M, Velichko, A. A. (eds.) (1992) – *Atlas of Paleoclimates and Paleoenvironments of the Northern Hemisphere, Late Pleistocene-Holocene*. Geogr. Res. Inst. Hungarian Acad. Sc., Budapest, 153 pp.
- Goudie, A. (1992) – *Environmental Change*, Clarendon Press, Oxford, 2ª ed., 328 pp.
- Goudie, A. (1993) – Human influence in geomorphology, *Geomorphology*, 7, p. 37-59.
- Goudie, A. (1995) – *The Changing Earth. Rates of Geomorphological Processes*, Blackwell, Oxford, 302 pp.
- Hecht, A. D. (1985) – Paleoclimatology: a retrospective of the past 20 years, in Hecht, A. D. (ed.), *Paleoclimatic Analysis and Modeling*, J. Wiley, New York, p. 1-25.
- IPCC (1998) – *The Regional Impacts of Climate Change. An Assessment of Vulnerability*, Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, 517 pp.
- IPCC (2001) – *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation, and Vulnerability*. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, 1032 pp.
- Kennedy, B. A. (1997) – Schumm, S.A. and Lichty, R.W., 1965: Time, space and causality in geomorphology, *Progress in Physical Geography*, 21 (3), p. 419-423.
- Knighton, D. (1998) – *Fluvial Forms & Processes. A New Perspective*, Arnold, London, 383 pp.

- Lowe, J. J., Walker, M. J. C. (1997) – *Reconstructing Quaternary Environments*, Longman, Essex, 2^a ed., 446 pp.
- Markgraf, V. (ed.) (2001) – *Interhemispheric Climate Linkages*, Academic Press, San Diego, 454 pp.
- Morgan, R. P. C. (1986) – *Soil Erosion & Conservation*, Longman, Essex, 298 pp.
- Pedro, G. (1968) – Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe. Présentation d'une esquisse géographique, *Rev. Géog. Phys. et Géol. dyn*, X (5), p. 457-470.
- Peltier, L. (1950) – The geographycal cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology, *Ann. Assoc. Am. Geog.*, 40, p. 214-236.
- Santos, F. D., Forbes, K., Moita, R. (eds) (2001) – *Mudança Climática em Portugal. Cenários, Impactes e Medidas de Adaptação - SIAM, Sumário Executivo e Conclusões*, Gradiva, 24 pp.
- Schumm, S. A., Lichty, R. W. (1965) – Time, space and causality in geomorphology, *American Journal of Science*, 263, pp. 110-119.
- Tricart, J. (1965) – *Principes et méthodes de la géomorphologie*. Masson, Paris, 496 pp.
- Tricart, J. (1967) – *Le modelé des régions périglaciaies*, SEDES, Paris, 512 pp.
- Tricart, J., Cailleux, A. (1965) – *Introduction à la géomorphologie climatique*, SEDES, Paris, 306 pp.