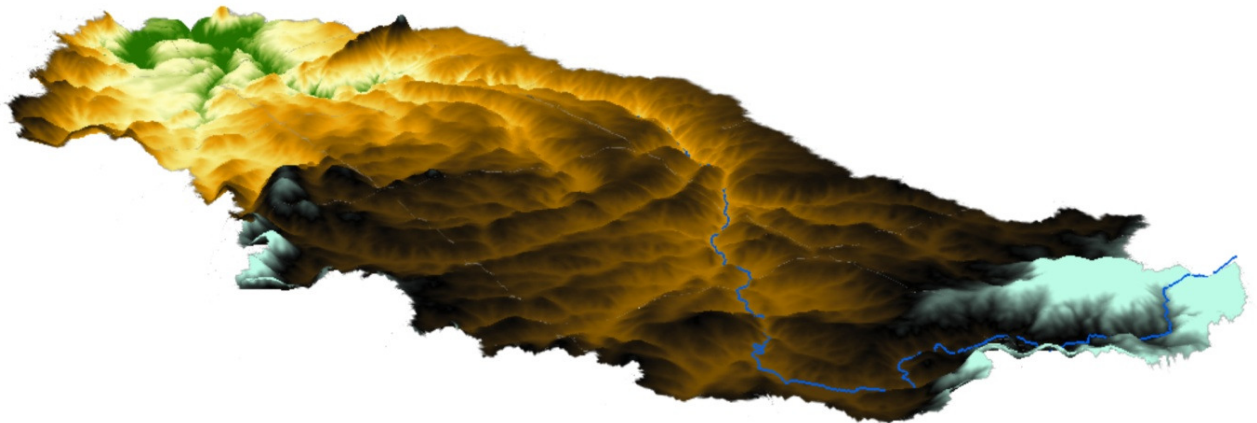


UNIVERSIDADE DE LISBOA
INSTITUTO DE GEOGRAFIA E ORDENAMENTO DO TERRITÓRIO



GEOMORFOMETRIA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO CÔA



Marco André Gaspar Jorge (aluno nº 35846)

BOLSA UNIVERSIDADE DE LISBOA / FUNDAÇÃO AMADEU DIAS

2008 / 2009

Este trabalho foi efectuado ao abrigo da bolsa de investigação Universidade de Lisboa / Fundação Amadeu dias, entre 09/2008 e 07/2009, integrado no projecto “Territórios de Foz Côa”, componente do “Projecto Museológico do Vale do Côa”, desenvolvido pelo Departamento de Geografia da Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa e coordenado pela Prof^ª. Doutora Ana Ramos Pereira.

Informações prévias

A informação requisitada pelo secretariado das bolsas Fundação Amadeu Dias / Universidade de Lisboa apresenta-se em anexo. Não obstante os 60 créditos terem sido efectuados, e o 1º ciclo em Geografia terminado, não consegui obter o certificado de cadeiras junto da secretaria, em virtude de dever porção considerável do valor total das propinas. Contactei o secretariado das bolsas, por correio electrónico, expondo esta questão, visando chegar a um método alternativo para comprovar a realização dos créditos. Apresenta-se a informação descarregada do portal académico da faculdade, relativa às cadeiras do ano 2008/2009 (semestres 5 e 6), com a respectiva classificação. Fornece-se o nome de utilizador e a palavra passe para que a comissão avaliadora possa aceder directamente à minha conta e comprovar o aproveitamento. Uma vez que o portal não indica os ECTS ligados a cada uma das cadeiras, acrescentou-se aquela informação manualmente, e apresenta-se o plano de estudos do curso vigente para o meu ano. A Prof^a. Doutora Ana Ramos Pereira (tutora) redigiu uma carta destinada à comissão de avaliação de execução da bolsa, que se entregou em simultâneo, com este relatório.

Proponho-me a entregar uma apresentação deste trabalho em formato *Powerpoint*, visando uma exposição oral dos resultados, aquando do fórum de discussão pública. Existe a possibilidade de não poder estar presente, devido à realização de trabalho de campo fora de Portugal, nos últimos 15 dias de Setembro, uma oportunidade única. Informarei a comissão caso se confirme. Acontecendo, talvez fosse vantajoso apresentar um poster. Deixarei ao vosso critério.

Com este trabalho, mais do que qualquer outra cadeira do curso, aprendi imenso. A bolsa permitiu-me adquirir competências que serão extremamente importantes num futuro próximo. Não obstante, reconheço limitações importantes na investigação realizada e nos resultados apresentados. Por exemplo, uma coligação mais intensa dos dados e das ideias que fui esboçando teria permitido construir uma exposição mais clara.

Obrigado.

Marco André Gaspar Jorge, 30 / 07 / 2009

RESUMO

A bacia hidrográfica do rio Côa situa-se quase integralmente na Meseta Norte, no NE da Beira. É uma bacia com 2520 km², predominantemente granítica (73%) e metassedimentar (24%), cujas superfícies aplanadas foram rejuvenescidas pela morfogénese fluvial quaternária, em resposta ao levantamento epirogénico dos terrenos. São objectivos deste trabalho: definir as altitudes em que os planaltos predominantemente se situam (parte I); estudar os factores condicionantes do estágio evolutivo da hipsometria adimensional (integral hipsométrica) e dos perfis longitudinais dos talvegues principais de 25 sub-bacias, e a sua distribuição espacial (parte II); e analisar a influência das condições litológicas na morfometria do terreno (rugosidade topográfica) e na rede de drenagem (densidade de drenagem e densidade hídrica) (parte III). Utilizam-se técnicas automáticas e semi-automáticas, predominantemente análise espacial e modelação espacial em ambiente SIG aplicada à informação altimétrica digital SRTM 3 segundos de arco.

Identificou-se um gradiente geomorfométrico S-N, sentido no qual a rugosidade topográfica aumenta e a altitude média diminui. O gradiente da rugosidade topográfica deve-se: (i) à variação espacial do potencial morfogenético dos cursos de água (aumenta para norte); (ii) provavelmente, ao estágio de evolução da propagação N-S dos “impulsos morfogenéticos” desencadeados pela descida do nível de base do rio Côa; (iii) à complexidade morfotectónica do sector NW da bacia, que é atravessado pelo “morfologicamente expressivo” sistema de falhas Bragança-Manteigas. A sobre-elevação dos terrenos a SW, associada ao levantamento da Serra da Estrela, e a subsidência dos terrenos a norte, relacionada com o balançamento da Meseta para NW, explica parte importante do gradiente altimétrico. Os planaltos, obedecendo àquele gradiente altimétrico, situam-se em dois intervalos altimétricos principais: a montante do alinhamento de relevos da Marofa localizam-se principalmente no intervalo 710-830m; e a jusante, no intervalo 460-510m. O alinhamento quartzítico ordovícico parece ter tido um papel activo na génese destas características. A influência da litologia na rugosidade é reduzida, relativamente à morfogénese fluvial.

Os terrenos graníticos são menos rugosos que os terrenos metassedimentares. A maior densidade de vales das áreas metassedimentares é a causa da sua maior densidade de vales. A rede de drenagem é mais densa nos terrenos graníticos devido essencialmente a maior número de linhas de água de ordem reduzida.

Na bacia do Côa, o estágio evolutivo da hipsometria adimensional das sub-bacias é determinado principalmente pelo estágio evolutivo (integral) dos PL dos cursos de água principais (mais longos) que as drenam, o que tem de se entender à luz da reduzida variabilidade altimétrica do terreno da bacia do Côa. A diversidade espacial da magnitude da descida relativa do nível de base e da erosividade dos cursos de água será a causa principal da inexistência de uma relação linear entre o encaixe fluvial e a integral hipsométrica. A interacção entre a variação espacial da taxa e/ou duração do levantamento tectónico, da capacidade de ajuste da rede hidrográfica, da influência das rupturas de declive regressivas (desequilíbrio do PL relativamente ao nível de base) na morfologia dos perfis

longitudinais, e o condicionamento da litologia em vários aspectos (e.g., na erodibilidade do terreno e na génese de rupturas de declive de equilíbrio), são os factores mais importantes para explicar a variação espacial da morfometria dos perfis longitudinais. Em igualdade dos restantes factores, a relação entre o potencial morfogenético (capacidade de ajuste) de determinada bacia e da bacia para a qual drena o curso de água principal daquela é o factor principal para perceber a variação espacial do estágio evolutivo do perfil longitudinal.

Palavras-chave: *geomorfometria; geomorfologia fluvial; perfil longitudinal; integral hipsométrica; Quaternário; Rio Côa.*

ÍNDICE

INFORMAÇÕES PRÉVIAS.....	III
RESUMO.....	V
ÍNDICE.....	VII
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. ÁREA DE ESTUDO.....	3
3. MÉTODOS.....	5
3.1. Hipsometria dos planaltos	5
3.2. Factores condicionantes do estágio evolutivo de 25 sub-bacias.	6
3.3. Morfometria condicionada à litologia.....	14
3.3.1. Rugosidade topográfica.....	14
3.3.1. Densidade de drenagem e densidade hídrica.....	15
4. RESULTADOS.....	16
4.1. Hipsometria dos planaltos.....	16
4.2. Factores condicionantes do estágio evolutivo de 25 sub-bacias	21
4.3. Morfometria condicionada à litologia	32
4.3.1. Rugosidade topográfica.....	32
4.3.1. Densidade de drenagem e densidade hídrica.....	35
5. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES.....	39
BIBLIOGRAFIA E DOCUMENTOS CARTOGRÁFICOS.....	43
ANEXO I – Representação cartográfica do índice SL.....	45
ANEXO II – Certificação da realização de 60 ECTS.....	46

1. Introdução

Relações espaço-temporais específicas entre processos geomorfológicos de magnitude, frequência e tipologia diferenciada, determinam a morfologia do terreno. Enquanto ciência da quantificação da topografia (Hengl e Reuter, 2008, p.14), a Geomorfometria enquadra as ferramentas que permitem organizar os atributos morfométricos do terreno, ajudando na identificação de unidades de paisagem, e fornecendo um corpo quantitativo sólido, chave para a execução da autocorrelação e da correlação espacial entre factores condicionantes, processos geomorfológicos, formas resultantes e topografia. Com o desenvolvimento da modelação e da análise espacial ligado aos Sistemas de Informação Geográfica (SIG), a investigação geomorfológica (incluindo a planetária) a diversas escalas ganhou imensas potencialidades.

Neste trabalho analisa-se a geomorfometria da bacia hidrográfica do Rio Côa (figura 1) em 3 partes distintas, correspondentes a três abordagens de investigação diferenciadas.

Começa-se por analisar a hipsometria dos planaltos, numa análise geomorfométrica específica (Evans, 1972, p. 18) da topografia herdada da superfície aplanada de arrasamento poligénico – a Meseta –, anterior à movimentação e à fragmentação neotectónica do terreno. É objectivo definir a altitude em que os planaltos se situam predominantemente, dando um pequeno contributo para cimentar o conhecimento sobre o padrão e sobre a amplitude da movimentação tectónica quaternária no NE de Portugal. A abordagem aos planaltos como formas de relevo passíveis de ser “discretizadas”, e extraídas do continuum topográfico de acordo com critérios mais ou menos rígidos, justifica-se pela escala de análise.

Na segunda parte analisa-se o estágio evolutivo da hipsometria e da rede de drenagem de 25 sub-bacias da bacia hidrográfica do Rio Côa, e sua relação com a tectónica activa. Não obstante as bacias de drenagem serem os “objectos” dominantes da superfície terrestre (portanto, discretas e, em termos restritos, ramo da geomorfometria específica) (Pike *et al.*, 2008), a abrangência espacial das redes fluviais é tão grande que dita que aquelas unidades geomorfológicas tenham dominado as aplicações *process-oriented* da geomorfometria geral (Rodríguez-Iturbe e Rinaldo, 1997, citado por Pike *et al.*, 2008). Discute-se a variação espacial dos factores condicionantes e dos “estímulos” morfogenéticos (factores desencadeantes) responsáveis pelas diferenças do estágio evolutivo, como traduzido pela hipsometria adimensional (integral hipsométrica (IH)) e pelas características dos perfis longitudinais (PL) dos cursos de água (c.a.) principais de cada uma das sub-bacias. São perguntas de partida: existe uma “estrutura espacial” nos valores da IH e nas características dos PL? qual a significação dos resultados obtidos para o entendimento da movimentação neotectónica (quaternária)? qual a relação entre a IH das sub-bacias e o estágio evolutivo dos PL dos talwegues? Analisa-se o significado tectónico de alguns parâmetros calculados para os PL.

A morfologia/morfometria do PL dos talwegues é frequentemente utilizada como um indicador diagnóstico de factores e processos, como do estágio de evolução da paisagem, da movimentação

tectónica, de variações litológicas, de modificações no nível de base e de alterações climáticas (ou de outras modificações ambientais) (e.g., Phillips e Lutz, 2008 e Larue, 2008). As redes de vales compõem sistemas geomorfológicos extremamente complexos, onde a topografia é configurada pela relação entre a localização relativa de entidades geomorfológicas *steady state* e *relaxation forms*. A utilização de parâmetros dos PL para uma análise efectiva da movimentação tectónica local e regional requer a sistematização e o isolamento das diversas condicionantes que podem confundir o sinal estritamente tectónico, passo extremamente difícil de alcançar em virtude do forte acoplamento entre os diversos controlos.

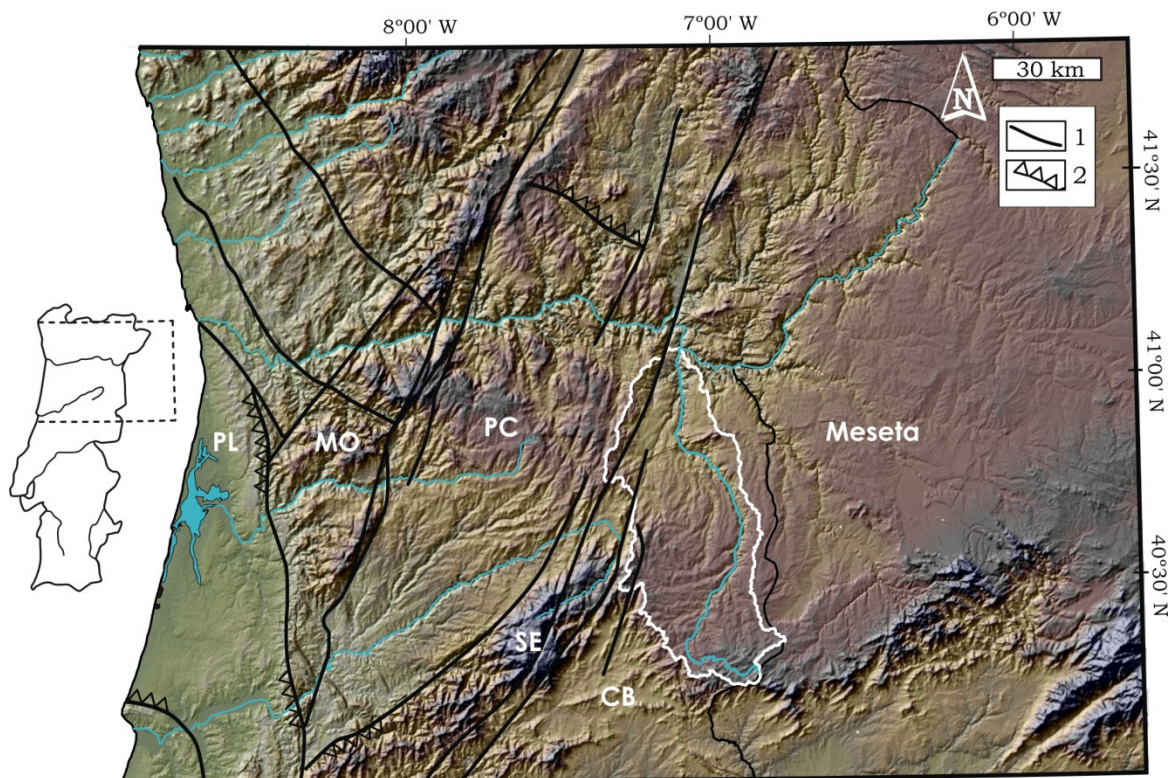


Figura 1. Localização da bacia hidrográfica do Rio Côa (delimitada pela linha branca). Legenda: 1) falha; 2) cavallamento. CB – Cova da Beira; MO – Montanhas Ocidentais; PC – Planaltos centrais; PL – Plataforma litoral; SE – Serra da estrela.

Na parte III analisa-se o condicionalismo litológico da morfometria do terreno e da rede de drenagem, uma análise geomorfométrica geral que incide sobre um factor condicionante específico (litologia) e sobre 3 parâmetros: a rugosidade topográfica; a densidade de drenagem; e a densidade hídrica.

Toda a investigação desenvolvida assenta na utilização de métodos automáticos e semi-automáticos; as especificidades que podem contribuir para a clarificação e para o melhoramento de técnicas de aplicação e de metodologias serão alvo de discussão particular.

Este trabalho quantifica atributos que permitem analisar, com rigor, relações entre factores condicionantes, processos e topografia, fornecendo um contributo importante para o conhecimento da

geomorfologia evolutiva da bacia hidrográfica do rio Côa e impulsionando, apesar de modestamente, a consolidação da investigação no âmbito da geomorfometria / geomorfologia quantitativa em Portugal.

2. Área de estudo

O Rio Côa é um afluente de margem esquerda do Rio Douro com *c.* 140 km de comprimento, que drena uma área de *c.* 2521 km² localizada quase integralmente na Meseta, no Nordeste da Beira (figura 1). A topografia plana herdada da superfície de aplanamento terciária apresenta-se degradada, desnivelada (e.g., *graben* da Longroiva e níveis no sopé da Serra da estrela) e desligada pela neotectónica, bem como rejuvenescida pela morfogénese fluvial quaternária.

A bacia possui uma rede de drenagem (figura 2B e figura 3) “jovem”, sendo muito frequentes PL com convexidades de magnitude e amplitude controladas pelo potencial morfogenético dos c.a. e pela idade e magnitude da descida relativa do nível de base local, com sectores intermédios herdados de um contexto paleogeográfico muito diverso do actual e com rupturas de declive¹ de desequilíbrio relativamente a paleo-níveis de base e ao nível de base actual (e.g. perfis da figura 3). Também a tectónica passiva condiciona fortemente a hidrografia da bacia, como denotado pela frequência de vales de fractura e pela orientação de alguns c.a. principais.

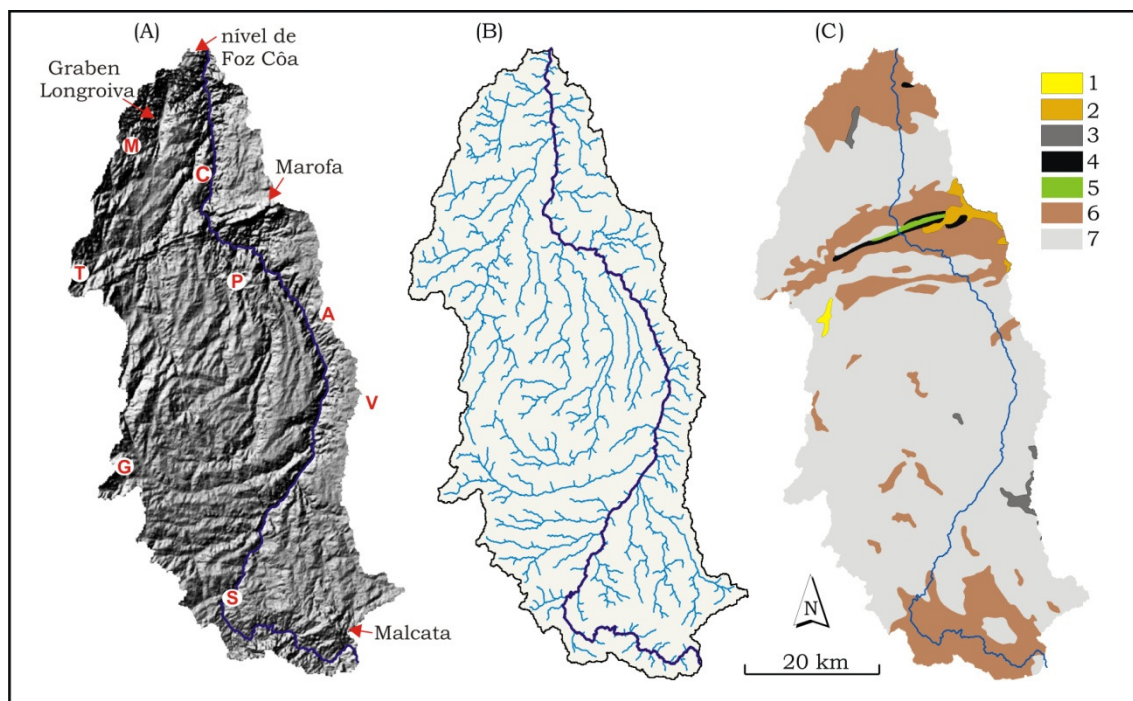


Figura 2. Bacia hidrográfica do Rio Côa. A) Superfície sombreada e localização de alguns lugares e entidades geomorfológicas: A – Almeida; C – Cidadelhe; G – Guarda; M – Meda; P – Pinhel; S – Sabugal; T – Trancoso; V – Vilar Formoso. B) Rede hidrográfica. C) Litologia segundo Carta Litológica do Atlas do Ambiente (1:1.000.000). Legenda: 1) aluviões; 2) depósitos de vertente; *Rañas*; 3) arcoses e depósitos de vertente; 4) quartzitos; 5) filitos (Ordovícico); 6) Complexo Xisto-Grauváquico; 7) granitos e rochas afins.

¹ Expressão utilizada como sinónimo de *Knickpoint*, em sentido lato / descritivo, sem significado genético.

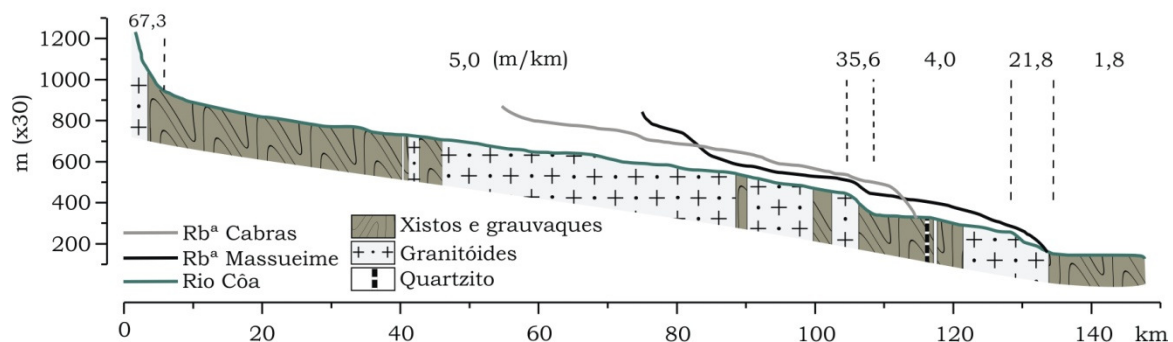


Figura 3. Perfil longitudinal do Rio Côa, da Ribeira de Massueime e da Ribeira das Cabras (dois afluentes mais longos). Os valores sobrepostos aos perfis indicam o declive (metros por km) dos troços do Rio Côa discriminados pelas linhas tracejadas.

O substrato geológico da bacia (figura 2C) é predominantemente granitóide (73%) e metassedimentar (24%), sendo dominantes granitos monzoníticos porfiróides (36%) e formações turbidíticas (15%). Outros de menor expressão espacial, como os quartzitos dobrados em sinclínio ou determinadas variedades petrográficas graníticas, são especialmente relevantes para a geomorfologia da bacia, pois dão origem aos relevos residuais mais importantes (e.g., linha de relevos da Marofa² e Cabeço de São Gabriel, ambos quartzíticos), postos em evidência pela erosão diferencial sin-arrasamento e/ou pós-arrasamento.

A bacia do Côa Tem uma forma alongada S-N (Factor de Forma (Horton) = 0,12), é pouco declivosa (Índice de declive de Roche = 6,3 m/km) e tem um relevo reduzido (Coeficiente Orográfico (Fourier) = 126), possui uma amplitude altimétrica de 1122m, uma altitude média de 690m e uma integral hipsométrica de 0,5 (quadro 1).

O Rio Côa possui um módulo de 16,06 m³/s em Cidadelhe (20km a montante do foz, com uma área drenada de 1743km²), antes de receber a Ribeira de Massueime, o tributário com maior caudal (módulo de 2,68 m³/s na estação hidrométrica de Vale Trevo). A precipitação tende a diminuir de S para N e, em menor grau, de W para E. Enquanto na estação udométrica de Vale de Espinho, na Serra da Malcata (figura 2A), a precipitação média anual é de 1374mm (1960/61-1997/98), em Marialva, um pouco a sul do Graben da Longroiva, é de 577mm (no mesmo período).

Área (km ²)	Comprimento*	Densidade drenagem (km/km ²)**	Densidade hídrica (km ²)***	altitude média (m)	Amplitude altimétrica (m)	Coeficiente Orográfico, Fourier	Í. declive de Roche	Factor de Forma, Horton****
2521	c. 94km	5,9	7,9	690	1122	126	6,3	0,12

Quadro 1. Características da bacia hidrográfica do Rio Côa. * Comprimento em linha recta entre os dois pontos mais afastados. ** Com hidrografia 1:25.000 do IgeoE. *** Com rede de drenagem extraída automaticamente com recurso a limiar de fluxo acumulado de 5 células. **** Calculado com a distância entre os dois pontos mais afastados da bacia (*).

² Expressão utilizada por Ferreira (1978).

3. Métodos

Utiliza-se um MDE (modelo digital de elevação; em sentido lato) derivado da informação altimétrica digital *SRTM* (*Shuttle Radar Topographic Mission*) 3 segundos de arco (c. 90m) (disponível gratuitamente em *seamless.usgs.gov*). Reprojectou-se o mosaico matricial construído, originalmente com altimetria referenciada ao geóide WGS84 EGM96 e georeferenciado no plano horizontal ao elipsóide WGS84 (Hengl e Evans, 2008), para o sistema de coordenadas *Lisboa_Hayford_Gauss_IGeoE*, definido por projecção Mercator transversal, tendo resultado uma resolução espacial de 81,8 m. Na Eurásia, enquanto as resoluções verticais absoluta e relativa³ desta informação são de, respectivamente, $\pm 6,2$ e $\pm 8,7$ m, o erro absoluto de georeferenciação totaliza 9m (Rodríguez *et al.*, 2006). Uma especificidade importante da informação altimétrica digital *SRTM* reside no facto de a altitude representar um modelo digital da superfície; i.e., inclui os objectos sobrepostos à superfície topográfica (e.g., vegetação densa e construções) (Hengl e Evans, 2008). As características biofísicas e demográficas da área de estudo justificam porque esta particularidade não constitui um problema à prossecução dos objectivos propostos.

Toda a análise e modelação espacial foi efectuada em *Arcgis 9.2* e com as ferramentas *Archydro tools 9.1*.

3.1. Hipsometria dos planaltos

Existiu a necessidade de definir a localização dos planaltos, as entidades discretas (formas) que são alvo da análise hipsométrica, de modo a construir uma máscara de análise. Para a sua identificação tem-se por base a metodologia descrita recentemente por Rowberry (2008), que consiste no cálculo do rácio elevação-relevo (RER) com estatística de vizinhança, em ambiente SIG, para definição do terreno sub-horizontal com hipsometria convexa. O RER é um parâmetro matematicamente equivalente à integral hipsométrica (Pike e Wilson, 1971, citado por Rowberry, 2008) cuja relação se expressa do seguinte modo:

$$\text{rácio elevação-relevo} = \frac{\text{altitude média} - \text{altitude mínima}}{\text{altitude máxima} - \text{altitude mínima}}$$

A figura 4 explicita o método de cálculo utilizado em ambiente SIG: 1) obtiveram-se 3 superfícies matriciais correspondentes aos 3 atributos que compõem a relação, com recurso a estatística de vizinhança (circular com 6 células de raio para exemplo) (figura 4 A, B e C); 2) efectuou-se o cálculo do RER na *raster calculator* do *spatial analyst*. Segundo Rowberry (2008), da amplitude de valores obténivel (0,0..1 a 0,9..9), os terrenos identificado por valores $>0,6$ possuem

³ A magnitude expectável da diferença de altitude entre 2 pontos numa célula de 1 grau.

hipsometria convexa e os terrenos identificados por valores $<0,4$ possuem hipsometria côncava. Apesar do trabalho daquele autor ter sido o primeiro a utilizar esta metodologia (Rowberry, 2008), não fornece dados suficientemente claros sobre a capacidade da metodologia para discriminar efectivamente o terreno com hipsometria convexa. Aqui, com vista ao melhoramento da metodologia, restringe-se análise às áreas que simultaneamente têm $RER >0,6$ e declive $<5^\circ$ pois, se por um lado as áreas com declive inferior a 5° incluem terreno com hipsometria côncava (e.g., fundos de vale largos), por outro o terreno com hipsometria convexa inclui quase necessariamente áreas com declive $>5^\circ$. Acresce que as diferenças morfológicas do mesmo tipo de forma em diferentes contextos geomorfológicos tornam necessária a iteração com diferentes vizinhanças de cálculo, apoiada numa validação visual dos resultados para o caso de estudo; considerando-o, apresentamos o resultado do cálculo do RER em vizinhanças circulares com raio de 6 células (491m) e em vizinhanças circulares com raio de 24 células (1963m). Na medida em que num círculo todos os locais sobre a circunferência estão equidistantes do centro, a vizinhança circular é a mais adequada.

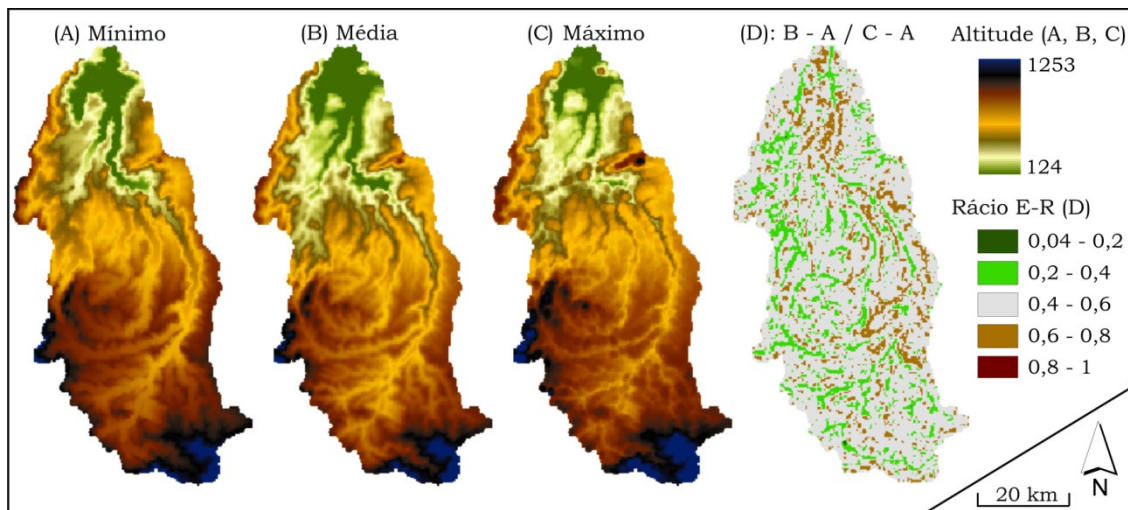


Figura 4. Método de cálculo do rácio elevação-relevo. A) superfície-raster da altitude mínima em áreas circulares com 6 células de raio (estatística de vizinhança); B) *idem*, para a altitude média; C) *idem*, para a altitude máxima; D) superfície-raster do rácio elevação relevo, a razão da diferença entre a altitude média e a altitude mínima (B-A) com amplitude total da altitude (C-A).

3.2. Factores condicionantes do estágio evolutivo de 25 sub-bacias

Efectou-se uma delimitação automática de sub-bacias da bacia hidrográfica do Rio Côa com recurso a uma rede de drenagem extraída automaticamente com limiar de fluxo acumulado de 10k células, tendo resultado 25 unidades. A escolha recaiu por estas unidades de análise pois a iteração com o limiar de fluxo acumulado revelou que o valor de 10k células era o que estabelecia o melhor compromisso entre o número e a dimensão das bacias obtidas.

Considerou-se o c.a. mais longo de cada bacia como o c.a. principal. Para construção dos PL dos c.a. principais converteram-se as entidades lineares 2D em entidades lineares 3D, extraíndo a

altimetria (z) do MDE *SRTM*. Corrigiram-se os troços do PL que verificavam um incremento de altitude para jusante, com recurso a uma interpolação linear baseada na distância aos pontos que balizam o segmento artificioso. Visando a comparação da forma dos perfis, construíram-se PL com escalas normalizadas (0-1), em que o eixo horizontal corresponde a L_i/L (L (de length) = comprimento) e o eixo vertical a $\Delta H_i/\Delta H$ (H (de height) = amplitude altimétrica do PL).

Simples, aquele método de extracção dos PL fornece resultados satisfatórios. Não obstante, a representação gráfica dos PL gera uma “escadaria” na curva, que nos perfis normalizados será tanto mais pronunciada quanto mais curtos os c.a., i.e., quanto menor o número de nós. Mesmo nos perfis dimensionais, uma vez que não é prática corrente utilizar a mesma escala do eixo horizontal para c.a. de comprimentos diferentes (normalmente utilizam-se, erradamente, gráficos com dimensões semelhantes), é um problema frequente. Já nos PL mais compridos a escadaria criada não confunde a forma do perfil. Porém, efectuou-se uma suavização dos PL de todos os c.a., iterando com métodos e parâmetros diferentes, de modo a obter a solução mais adequada para cada um dos casos. A suavização foi efectuada para os perfis com escalas normalizadas e para os perfis com escalas absolutas.

(método I) Seleccionou-se a linha de melhor ajuste com base no coeficiente de determinação ($r^2 > 0,95$) e em avaliação visual, atentado à solução que melhor representa a forma geral do perfil. As soluções são, necessariamente, diferentes para os perfis normalizados e para os perfis absolutos. Nos PL estudados, o ajuste (r^2) mais elevado é dado, mais frequentemente, por ajustes polinomiais de 3ª e 4ª ordem para as escalas dimensionais, e de ordens superiores para as escalas normalizadas. Mas, a representação mais fidedigna da forma geral do perfil pode não ser a que possui maior ajuste. Por exemplo, no caso dos perfis com escalas adimensionais é frequente os polinómios de ordem 9 fornecerem o ajuste maior. Porém, muitas vezes exageram em determinados traços do perfil, criando artifícios indesejados (e.g., depressões no interior do perfil). A dificuldade em encontrar curvas de melhor ajuste é maior para os perfis com rupturas de declive de magnitude grande, típicas dos c.a. menos longos. Não obstante ser possível obter coeficientes de determinação de c.0,99 para grande parte dos PL, este método revela problemas: a dificuldade em encontrar funções que descrevam satisfatoriamente a morfologia dos perfis com numerosas irregularidades de grande magnitude e pequena amplitude; a necessidade de utilizar funções muito diversas para diferentes perfis (e.g., logarítmicas, polinomiais, exponenciais; etc.); e a morosidade (iteração de funções). Phillips e Lutz (2008) utilizam este tipo de metodologia.

(método II) Utilizaram-se 2 filtros de suavização (filtros passa-baixo): uma média móvel; e um filtro *Savitzky-Golay* – regressão polinomial (ordem 1 a n) local que, tal como a média móvel, é calculado em janelas de análise equidistantes. A possibilidade de iteração com diferentes janelas de análise (em ambos filtros) e ordens do polinómio (no filtro *Savitzky-Golay*) dita a adequabilidade de um mesmo filtro para a suavização de PL com características muito diversas, ao nível do comprimento (que tem grande importância para o detalhe da curva quando se trata de PL adimensionais) e da forma.

O filtro *Savitzky-Golay* tem a vantagem (relativamente à média móvel) de permitir uma melhor preservação da variabilidade altimétrica de grande escala, e.g., rupturas de declive de magnitude elevada. Ao contrário das linhas de melhor ajuste, estes filtros passa-baixo fornecem exactamente o mesmo resultado para os perfis com escalas dimensionais e adimensionais.

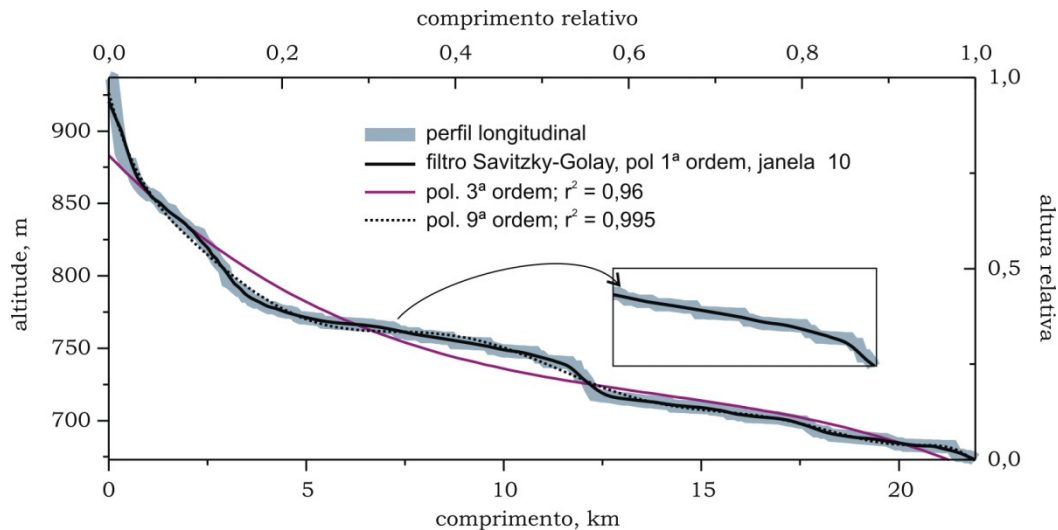


Figura 5. Métodos de suavização de perfis longitudinais: filtro passa-baixo *Savitzky-Golay*; ajuste polinomial de 3ª ordem à curva dimensional; e ajuste polinomial de 9º ordem ao perfil longitudinal adimensional.

Concluindo, os 2 filtros de suavização fornecem sempre melhores resultados que as curvas de melhor ajuste, seja em PL dimensionais ou adimensionais (ver os exemplos da figura 5). A aplicação do polinómio local é preferível à média móvel, pois favorece a preservação das rupturas de declive, apesar de a média móvel fornecer, em certos casos, resultados muito semelhantes, de um modo parcimonioso (método mais simples). No filtro *Savitzky-Golay*, o grau de polinómio mais adequado varia com a morfologia do perfil. O polinómio de 2ª ordem apenas deve ser utilizado nos perfis com morfologia mais suave, pois pode criar depressões no talvegue, imediatamente a jusante de rupturas de declive distintas, por exemplo. A utilização de curvas de melhor ajuste deverá cingir-se a talvegues com suave variação longitudinal de declive; ou, por outro lado, à obtenção de curvas simples que descrevam a forma geral do perfil.

Para cada uma das unidades de análise calcularam-se 29 variáveis (quadro 2), referentes: ao relevo das bacias de drenagem e dos PL dos seus c.a principais; à morfometria da rede de drenagem; à dimensão das bacias e dos PL; à forma (planimétrica) e à localização absoluta das bacias. O esquema conceptual e as principais notas metodológicas apresentam-se no quadro 2. A análise da distribuição espacial dos valores da IH assentou na interpretação da matriz de correlação daquelas variáveis (quadro 3). Aquando da discussão dos resultados, apenas as relações consideradas mais importantes para as conclusões obtidas serão analisadas. O principal problema do método utilizado para obter as sub-bacias relaciona-se com o facto de, em algumas das unidades de análise, a secção de referência

não corresponder à foz do c.a. principal que a drena, e é causa de um enviesamento nos valores de algumas das relações, o que será atentado aquando da interpretação.

Classe	Sub-classe	ID (V)	Variável	Notas de metodologia
Relevo	Hipsometria e altimetria	1	Integral hipsométrica	(alt méd - alt mín) / (alt máx - alt mín)
		2	Altitude média	MDE SRTM, metros
		3	Altura média	Altitude média - altitude mínima
		4	Altitude máxima	MDE SRTM, metros
		5	Altitude mínima	MDE SRTM, metros
		6	Amplitude total da altitude	Altitude máxima - altitude mínima
		7	Integral do perfil longitudinal	Área matemática sob a curva do PL
		8	Assimetria da altitude normalizada (0-1) do talvegue do c.a. principal	$\frac{n}{(n-1)(n-2)} \sum \left(\frac{x_i - \bar{x}}{s} \right)^3$
	Índice relevo	9	Coefficiente orográfico (Fourier)	Altura média^2 / área
		10	Rácio de superfície	Área 3D/área 2D.
	Rugosidade topográfica	11	Média da variância da altitude (m) da área envolvente do talvegue do c.a. principal*	Média dos valores calculados em vizinhanças circulares com 12 células de raio, que são atravessados pelo talvegue.
		12	Média da variância da altitude (m) da área envolvente do talvegue do c.a. principal nos 2,5 km iniciais*	Média dos valores calculados em vizinhanças circulares com 12 células de raio, que são atravessados pelo talvegue nos 2,5 km finais.
	Declive PL	13	Declive do c.a. principal (%)	(Amplitude altimétrica c.a./comprimento c.a.)*100
		14	Declive dos 2,5 km iniciais do c.a. principal (%)	<i>Idem</i> , para os 2,5 km terminais.
		15	Declive dos 2,5 km terminais do c.a. principal (%)	<i>Idem</i> , para os 2,5 km iniciais.
	Forma PL	16	Índice de concavidade (Phillips e Lutz, 2008, com base em Hack, 1973)	Média de 8 desvios de altitude entre linha recta unindo extremidades do PL e o PL, em pontos equidistantes, ponderada por 1/2 da altitude máxima do PL (ver figura 6).
		17	Posição do eixo de concavidade máxima do PL no eixo horizontal normalizado (E _q ; Demoulin, 1998)	Distância da diferença máxima da altitude entre recta unindo extremidades do PL e o PL, à origem do PL, num gráfico com escalas normalizadas (0-1).
		18	Desvio D (Goldrick e Bishop, 1995)	Subtracção da altitude, num gráfico semi-logarímico, do término do PL à do término do <i>upstream equilibrium profile</i> que, segundo Hack (1973, citado por Larue, 2008), em litologia homogénea corresponde uma linha recta num gráfico semi-logarímico (ver figura 7).
		19	Índice SL (Hack, 1973)	SL = (ΔH/ΔL) * L, em que ΔH é o desnível entre as extremidades do troço considerado, ΔL o comprimento do troço e L a distância entre a cabeceira do c.a. e o centro do troço (ver texto para pormenores). Ver anexo 1 para exemplo com alguns PL.
Morfo metria areal e planar da RD	20	Densidade de drenagem	Hidrografia 1:25.000	
	21	Densidade hídrica	Hidrografia extraída automaticamente com limiar de fluxo acumulado de 5 células	
	22	Sinuosidade do c.a. principal	Comprimento c.a./distância entre início e término	
Dimensão	23	Comprimento c.a. principal	Comprimento do talvegue mais longo; km	
	24	Área (km ²)	----	
Forma da bacia	25	Factor de forma (Horton)	Área / comprimento c.a. principal ^2	
	26	Coefficiente de compacidade (Gravelius)	Kc = 0,28 x perímetro / raiz quadrada da área	
	27	Índice de circularidade (Miller)	4 x pi() x área / perímetro^2	
Localização da bacia	28	Latitude da foz	Metros, com sistema de coordenadas Lisboa_Hayford_Gauss_IGeoE	
	29	Latitude do centro de gravidade da bacia	Metros, com sistema de coordenadas Lisboa_Hayford_Gauss_IGeoE	

Quadro 2. Descrição das variáveis utilizadas e principais notas metodológicas. C.a. – curso de água; PL – perfil longitudinal; RD – Rede de drenagem. * Parâmetros que traduzem o encaixe fluvial

ID	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28				
2	-0,34																															
3	0,23	-0,35																														
4	-0,67	0,85	-0,07																													
5	-0,36	0,94	-0,64	0,72																												
6	-0,44	-0,1	0,76	0,39	-0,35																											
7	0,75	-0,13	0,36	-0,33	-0,23	-0,14																										
8	-0,71	0,19	-0,28	0,4	0,26	0,2	-0,95																									
9	0,36	-0,46	-0,1	-0,57	-0,34	-0,32	0,21	-0,24																								
10	0,01	-0,75	0,24	-0,52	-0,7	0,22	-0,13	0,05	0,49																							
11	0	-0,69	0,27	-0,46	-0,66	0,26	-0,26	0,21	0,39	0,9																						
12	-0,48	0,07	-0,28	0,2	0,16	0,06	-0,64	0,68	0,03	0,12	0,21																					
13	-0,21	-0,08	0,13	0,06	-0,11	0,23	-0,1	0,17	-0,17	-0,01	-0,01	0,48																				
14	-0,65	0,11	-0,2	0,34	0,16	0,25	-0,75	0,77	0	0,13	0,25	0,88	0,27																			
15	0,56	-0,04	0,15	-0,24	-0,09	-0,21	0,63	-0,48	0,38	-0,24	-0,25	-0,07	0,17	-0,22																		
16	-0,73	0,11	-0,37	0,31	0,22	0,13	-1	0,95	-0,2	0,14	0,27	0,64	0,09	0,75	-0,63																	
17	0,22	-0,42	0,09	-0,38	-0,37	-0,02	0,4	-0,49	0,13	0,42	0,29	-0,23	-0,1	-0,37	-0,06	-0,4																
18	-0,19	0	0,77	0,35	-0,27	0,83	0,1	-0,02	-0,33	-0,01	-0,07	-0,05	0,17	0,09	0,01	-0,12	-0,07															
19	0,45	-0,18	0,55	-0,19	-0,34	0,19	0,76	-0,74	0,02	-0,02	-0,2	-0,43	-0,03	-0,47	0,27	-0,76	0,4	0,46														
20	-0,21	0,7	-0,13	0,58	0,62	-0,03	-0,2	0,24	-0,45	-0,5	-0,46	0,02	-0,05	0	-0,15	0,18	-0,56	0,07	-0,15													
21	-0,01	0,5	-0,1	0,34	0,44	-0,13	0,11	-0,05	-0,52	-0,82	-0,68	-0,15	0,14	-0,19	0,17	-0,11	-0,36	-0,04	-0,01	0,47												
22	-0,21	-0,07	0,23	0,14	-0,13	0,38	-0,08	0,09	-0,14	0,12	0	0,09	0,08	0,12	-0,11	0,08	-0,03	0,34	0,11	0	-0,06											
23	0,12	0,36	0,08	0,29	0,27	0,04	0,18	-0,14	-0,04	-0,22	-0,23	-0,39	-0,72	-0,2	0	-0,18	-0,07	0,13	0,12	0,23	0,09	0,41										
24	-0,32	0,47	0,34	0,64	0,26	0,52	-0,2	0,21	-0,59	-0,37	-0,3	-0,08	0,05	0,08	-0,26	0,18	-0,36	0,6	-0,04	0,51	0,27	0,3	0,28									
25	-0,19	0,2	-0,03	0,23	0,17	0,07	-0,12	0,18	-0,2	-0,18	-0,17	0,47	0,86	0,2	0,1	0,11	-0,2	0	-0,12	0,23	0,24	0,16	-0,49	0,16								
26	-0,07	0,62	0,14	0,54	0,46	0,12	0,07	-0,01	-0,47	-0,58	-0,52	-0,17	0,08	-0,2	-0,08	-0,09	-0,47	0,26	0,16	0,74	0,47	0,02	0,12	0,6	0,33							
27	0,1	-0,65	-0,2	-0,6	-0,46	-0,2	-0,11	0,04	0,48	0,63	0,57	0,24	-0,03	0,19	0,06	0,13	0,46	-0,36	-0,23	-0,71	-0,51	-0,03	-0,21	-0,64	-0,25	-0,97						
28	0,41	-0,92	0,62	-0,74	-0,97	0,29	0,25	-0,26	0,28	0,61	0,58	-0,18	0,15	-0,19	0,12	-0,24	0,28	0,26	0,31	-0,58	-0,34	0,14	-0,27	-0,23	-0,15	-0,41	0,41					
29	0,34	-0,95	0,46	-0,78	-0,94	0,2	0,23	-0,25	0,37	0,67	0,59	-0,1	0,25	-0,16	0,15	-0,21	0,39	0,1	0,27	-0,71	-0,4	0,12	-0,37	-0,44	-0,07	-0,58	0,6	0,93				

Aparte o esquema conceptual que organiza as variáveis no quadro 2, em termos práticos para os objectivos da análise definem-se 4 grupos principais de variáveis (que não reúnem todas as variáveis do quadro 2). As variáveis 7, 8 e 11-18 permitem discutir a relação entre a dinâmica do nível de base e as características dos PL, sobre vários prismas: do ponto de vista do “(des)ajuste geral” (V7-8) do PL; do encaixe fluvial (V11-12) e do declive (V13-15) do c.a.; e da forma (V16-18) do PL.

A relação da IH (V1) com aquele grupo de variáveis fornece a base para a análise do papel da morfogénese fluvial no estágio evolutivo das bacias. Conhece-se, *a priori*, a direcção da correlação entre alguns pares de variáveis e a existência de uma elevada multicolinearidade, pelo que, do ponto de vista do significado estatístico, estar-se-ia perante um modelo redundante. Porém, em termos geomorfológicos não importa apenas a variação relativa de valores na série de unidades de análise, mas também a posição (na série de valores obténível para determinada variável expressa em escala dimensional) do intervalo de valores em que aquela variação se verifica.

Apesar de apresentarem alguma relação entre elas, as diferentes escalas espaciais dos indicadores (todo o c.a. vs apenas troço inicial ou terminal; V11-15) são pensadas para tentar traduzir a morfogénese a escalas temporais distintas (e.g., principais contrastes de dissecação vs dinâmica holocénica do nível de base). A relação do encaixe fluvial médio de todo o c.a. com a IH é especialmente relevante para a interpretação da dinâmica do nível de base pois, uma vez que ele tenderá a ser maior onde a capacidade de ajuste do c.a. principal, a magnitude e a idade da descida relativa do nível de base forem superiores, a relação com a IH tenderá, provavelmente, a ser negativa onde o nível de base esteja estabilizado e positiva onde o nível de base registre ou tenha registado recentemente uma descida relativa de magnitude superior à capacidade de ajuste da rede hidrográfica.

As variáveis 10, 20 e 21 permitem apresentar sucintamente a influência das condições litológicas na morfometria da rede de drenagem, a relação desta última com a rugosidade topográfica, e a relação da rugosidade topográfica com a IH das bacias. Com a utilização das variáveis 23-27 tentou-se perceber se existe alguma dependência de determinados parâmetros, como, por exemplo, dos que traduzem o estágio evolutivo das bacias, relativamente à área da bacia e ao comprimento do c.a. principal. As variáveis 28 e 29 e, em menor grau, 5 e 4, são utilizadas para discutir a influência da localização das sub-bacias na bacia do Côa.

Para descrever a concavidade (V16) dos PL utilizou-se o índice de concavidade (IC) utilizado recentemente por Phillips e Lutz (2008), baseado no IC de Langbein (1964, citado por Phillips e Lutz, 2008). O desvio da forma do PL relativamente a uma linha recta unindo os dois pontos extremos do PL, calcula-se da seguinte forma:

$$IC = \sum (H^*i - Hi) / N \quad (1)$$

e

$$IC \text{ adimensional (ICr)} = IC / (H_{max} / 2), \quad (2)$$

onde H_i é a altitude na distância i , H^*_i a altitude na linha recta que une os nós das extremidades do perfil, na distância i , N o número total de pontos de medição e H_{max} a amplitude total da altitude (figura 6). A forma é aplicável tanto aos PL dimensionais como aos PL adimensionais. Nestes últimos, uma vez que $H_{max} = 1$, o $ICr = IC / 2$. Para obtenção dos dados necessários ao cálculo utilizou-se *trace interpolation* linear: i) para interpolar uma linha recta unindo os dois pontos extremos do PL; ii) para criar 10 nós equidistantes na linha recta derivada. O ICr foi calculado para os PL adimensionais suavizados com o filtro passa-baixo *Savitzky-Golay*.

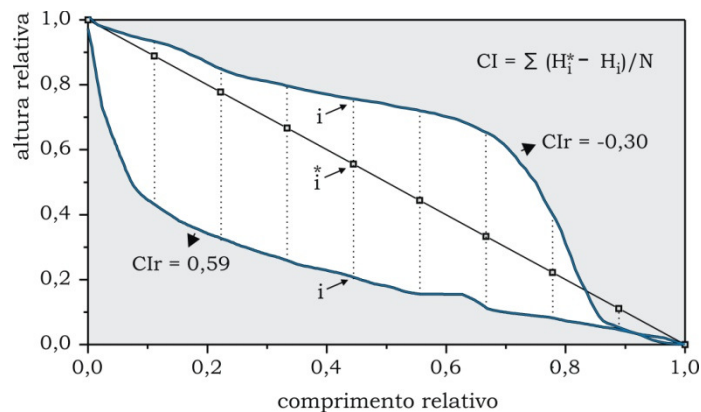


Figura 6. Metodologia de cálculo do índice de concavidade, exemplificado com dois perfis longitudinais de morfologia muito diferente.

Visando avaliar a capacidade dos ajustes exponenciais para descrever a forma dos PL, ajustaram-se, também, curvas para todos os perfis com a seguinte fórmula exponencial de um parâmetro (A):

$$y = 1 - e^{-Ax} \quad (3)$$

A posição da concavidade máxima (Eq; V17; Demoulin, 1998) é definida pelo valor do eixo horizontal normalizado que corresponde à localização da diferença máxima entre a altitude numa linha recta unindo as extremidades do PL e altitude no PL. Teoricamente, quanto menor o seu valor, maior o ajuste do PL (Demoulin, 1998), e menor tenderá a ser a integral do perfil longitudinal. Este indicador perde algum significado quando se comparam PL com várias convexidades de pequena amplitude e grande magnitude e onde exista um rejuvenescimento recente da rede de drenagem, como inferenciável a partir da morfologia do troço terminal, o que, atentando à existência de diversidade espacial do potencial morfogenético, comporta sempre dissimetrias de (des)ajuste capazes de enviesar os valores obtidos.

Para obtenção dos valores do desvio D (V18) em cada um dos PL (ver exemplos da figura 7): i) efectuou-se uma representação gráfica semi-logarítmica do PL; ii) projectou-se o *upstream*

equilibrium profile respectivo; iii) calculou-se a diferença de altitude entre a extremidade do perfil real e a do perfil projectado. Segundo Hack (1973) (citado por Larue, 2008) o perfil de equilíbrio de um talvegue talhado em litologia única corresponde a uma linha recta numa representação gráfica semilogarítmica. Desvios altimétricos elevados indicam desequilíbrio consequente de descida do nível de base, dinâmica tectónica ou características litológicas (Larue, 2008).

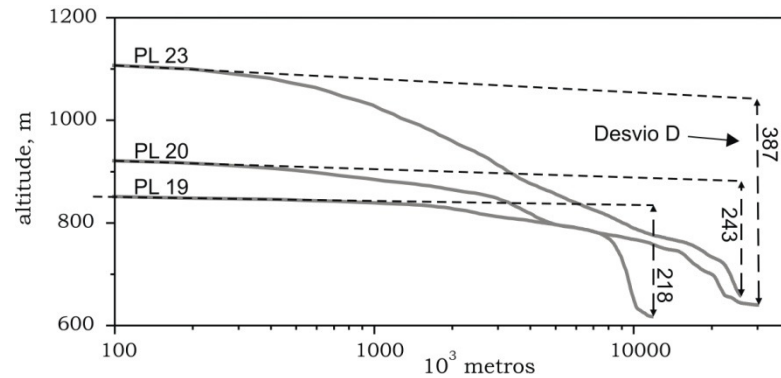


Figura 7. Exemplos de perfis longitudinais com escala horizontal logarítmica. Os números no interior do perfil indicam o desvio D em metros. Gráfico construído seguindo exemplo de Larue, 2008.

O índice SL (V19) é um dos parâmetros geomorfológicos quantitativos utilizados na investigação morfotectónica (Hack, 1973, citado por Troiani e Seta, 2008). Quando não existe correlação com factores litológicos, valores de magnitude excepcional podem indicar distorções tectónicas (Hack 1973, citado por Larue, 2008). Troiani e Seta (2008) concluíram que o índice SL é válido para detectar o efeito estrutural de longo comprimento de onda e de escala local dos movimentos tectónicos regionais na topografia de pequenas bacias. O índice SL pode ser aproximado pela seguinte fórmula:

$$SL = (\Delta H / \Delta L) * L \quad (4)$$

onde ΔH é o desnível entre as extremidades do troço considerado, ΔL o comprimento do troço e L a distância entre a cabeceira do c.a. e o meio do troço considerado. Calculou-se para troços com 100m de comprimento (segundo metodologia utilizada por Troiani e Seta, 2008) e para troços com 200m de comprimento. A quantificação do índice SL para os troços com 100 m revela-se inadequada à luz da resolução espacial grosseira do MDE (81,8m). Sendo objectivo comparar os perfis, e não caracterizá-los em separado, seleccionou-se o 9º decil da série de valores do índice SL de cada um dos PL, com base na magnitude das correlações com a série de integrais das curvas dos PL. Este índice possibilita representações cartográficas muito relevantes para a interpretação da variação espacial das características dos PL; apresenta-se um mapa no anexo I, com exemplos da bacia do Côa.

Para obtenção da magnitude do encaixe fluvial (V11 e V12) dos c.a. principais decidiu-se utilizar a variância da altitude em vizinhanças circulares de raio fixo (12 células). A vantagem principal da utilização desta metodologia é a facilidade de obtenção. Como desvantagem maior aponta-se a o facto de aquela dimensão de vizinhança levar à incorporação da variabilidade altimétrica da topografia que está para além das linhas de cumeada ou, por outro lado, ser insuficiente para abarcar todo o vale, consoante a morfologia do vale. Poderia ser obtida maior precisão, por exemplo com a utilização da metodologia aplicada por Larue (2008), que constrói perfis longitudinais dos interflúvios marginais do talvegue. No entanto, considerou-se que os resultados obtidos com a metodologia aplicada bastam ao detalhe requerido pela escala desta análise e que a utilização de perfis longitudinais dos interflúvios seria desmedida.

3.3 Morfometria condicionada à litologia

Subdivide-se em duas partes. Começa-se analisando a influência do condicionalismo litológico da rugosidade topográfica e termina-se discutindo o controlo litológico na densidade de drenagem e na capacidade de geração de escoamento dos terrenos (densidade hídrica). Não obstante objectivarem-se as principais conclusões em separado, elas estão estritamente imbricadas. Num contexto tectónico dominado por movimentos epirogénicos positivos de magnitude (taxa de levantamento) e amplitude espacialmente pouco diversas, a variação espacial da rugosidade topográfica de pequena escala estará fortemente relacionada com o modo como a morfogénese fluvial é condicionada pelas unidades geológicas com relevância geomorfológica, caracterizadas por controlos de tectónica passiva/estruturais e litológicos específicos; porém, onde a fragmentação do terreno é relativamente elevada, como na bacia do Côa, e onde existe um gradiente da morfogénese fluvial, o que acontece sempre que se utilizam as bacias hidrográficas com unidades de análise, a obtenção de resultados significativos está dependente da capacidade do investigador para extrair somente o condicionalismo da litologia e da tectónica passiva. A extracção automática da rede de drenagem utilizando critérios de base morfológica (e.g., com algoritmos que utilizam a curvatura plana) seria a metodologia que melhor permitiria avaliar a influência dos contrastes geológicos na variação espacial da densidade de vales e na rugosidade do terreno (ver, por exemplo, Luo e Stepinski, 2008); porém, ao optar-se por essa solução estar-se-ia a perder informação relacionada com a variação espacial da capacidade de geração de escoamento, importante para perceber, entre outros, os controlos de tectónica passiva na rugosidade, especificamente a uma escala mais fina, não compatível com a resolução espacial do MDE *SRTM*.

3.3.1. Rugosidade topográfica

Utiliza-se a média do desvio padrão da altitude calculado em vizinhanças com 1,26km² (12 células de lado), o declive médio e o rácio de superfície (área 3D / área 2D) para quantificar a rugosidade topográfica nas zonas de análise definidas pelos tipos litológicos da Carta Litológica do Atlas do Ambiente (1:1.000.000) (figura 2C). Uma vez que os 3 parâmetros de rugosidade se relacionam fortemente, a principal vantagem da sua utilização conjunta reside na descrição da rugosidade em unidades distintas, duas escalas dimensionais (metros e graus) e uma adimensional, cuja comparação permite obter informação mais clara sobre a magnitude da rugosidade topográfica.

A utilização da Carta Litológica do Atlas do Ambiente justifica-se pela inadequação do detalhe da Carta Geológica de Portugal (1:500.000, 1991) – uma análise prévia da rugosidade das zonas de análise definidas por esta última revelou que a localização das unidades litológicas na bacia era a principal explicação para os valores obtidos. Atentando à importância da localização relativa na bacia, efectua-se, também, uma análise da variação espacial da rugosidade topográfica não condicionada às zonas de análise definidas pelas litologias.

3.3.2. Densidade de drenagem e densidade hídrica

A quantificação é efectuada para as zonas de análise definidas pelos tipos litológicos da Carta Litológica do Atlas do Ambiente (1:1.000.000) (figura 2C) e pelos 6 tipos litológicos da Carta Geológica de Portugal (1:500.000, 1991) com maior expressão espacial (de 36,13% a 6,82% da área da bacia do Côa). Quantifica-se a densidade de drenagem para a hidrografia 1:25.000 do Instituto Geográfico do Exército, para a hidrografia 1:1.000.000 do Atlas do Ambiente e para redes de drenagem extraídas automaticamente com recurso a limiares de fluxo acumulado de 5 células e de 500 células, com escalas comparáveis às das duas primeiras. A densidade hídrica foi quantificada somente para a rede de drenagem extraída automaticamente com recurso a limiar de fluxo acumulado de 5 células, e não também para a hidrografia 1:25.000, pois a obtenção automática da hierarquia da rede de drenagem requer a utilização de uma superfície matricial de direcção de fluxo, que derivámos apenas do MDE SRTM. A utilização de redes de drenagem de origem e de escala diversa é uma componente importante da metodologia utilizada pois, uma vez que as diferenças dos valores entre a informação de diferente origem variam com a escala, para além de permitirem discutir os problemas relacionados com as redes de drenagem extraídas automaticamente, podem ajudar a avaliar que componentes da rede de drenagem são mais importantes para explicar as diferenças obtidas.

Para o cálculo da densidade de drenagem criámos novas entidades, definidas pelas zonas litológicas, fragmentando a rede de drenagem com a função *clip* pois, uma vez que as linhas de água são identificadas por coordenadas *x,y* que não estabelecem qualquer relação com a zona de análise, a “selecção por localização” não permite obter o verdadeiro comprimento da rede drenagem. No que respeita à densidade hídrica, o problema principal coloca-se de outra maneira. Se pretendemos traduzir a capacidade do terreno para gerar escoamento, apenas podemos seleccionar as linhas de água de 1ª

ordem cuja cabeceira se posiciona dentro da zona litológica, independentemente se ela atravessa a fronteira do polígono ou não. A função *clip* e as operações de selecção por localização não o proporcionam. Apesar disto, no cálculo da densidade hídrica utilizaram-se apenas as linhas de água de 1ª ordem que se localizam dentro dos polígonos mas que não possuem nenhum troço fora da sua fronteira (*are contained by*), o que levou à exclusão de entidades relevantes, um enviesamento que será considerado aquando da discussão dos resultados.

A resolução espacial grosseira do MDE *SRTM* dita que exista um erro importante no valor do comprimento das linhas de água utilizado para o cálculo dos parâmetros da rede de drenagem. As linhas de água obtidas a partir da modelação automática apresentam frequentemente um percurso em ziguezagues de ângulos rectos, com origem na estrutura matricial, responsável por um comprimento excessivo da rede de drenagem. O erro foi diminuído com uma simplificação das linhas.

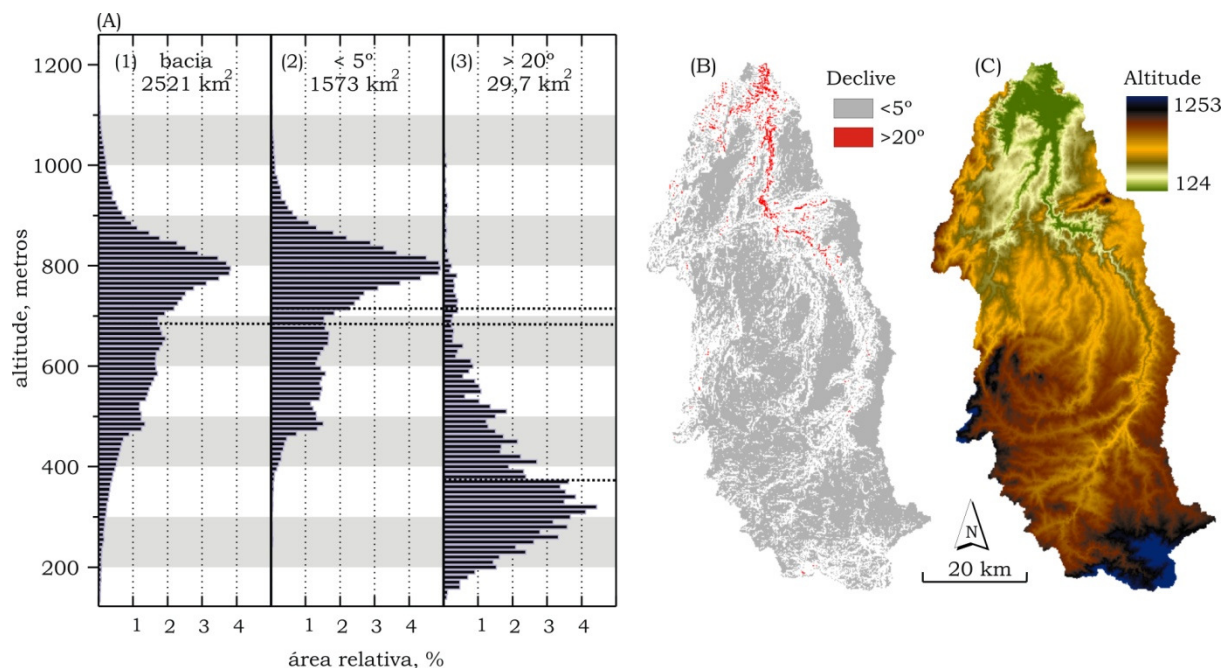


Figura 8. Hipsometria da bacia hidrográfica do Rio Côa. A) Histograma da frequência relativa da altitude da bacia hidrográfica do rio Côa (1), do terreno com declive inferior a 5° (2) e do terreno com declive superior a 20° (3). As linhas a tracejado representam a altitude média do histograma no qual se iniciam. B) Mapa de declives; C) Mapa hipsométrico.

4. Resultados

4.1. Hipsometria dos planaltos

A figura 8A apresenta os histogramas da frequência relativa da altitude de toda a bacia do Côa, das áreas com declive <5° e das áreas com declive >20°. Os dois primeiros, muito semelhantes em virtude de 62% da área da bacia do Côa possuir declive <5°, correspondem a curvas hipsométricas convexas e o último a uma curva hipsométrica côncava. Os terrenos mais declivosos localizam-se

essencialmente para jusante da linha de relevos da Marofa, ao longo do vale encaixado do Cão, no vale da Ribeira Piscos e no troço terminal da Ribeira Massueime, reflectindo a variação espacial da morfogênese fluvial, e, em menor grau, no *Graben* da Longroiva e na Serra da Marofa.

No histograma das áreas com declive $<5^\circ$ (figura 8A), a hipsometria revela 3 domínios altimétricos principais: abaixo de 400m e acima de 100m de altitude existe muito pouco terreno sub-horizontal; no intervalo 475-695m as altitudes apresentam uma frequência muito semelhante, nunca divergindo mais de 10 km²; e 45,4% das áreas com declive $<5^\circ$ estão compreendidas em 9,8% da amplitude altimétrica (110m) do terreno sub-horizontal – 735 a 845 m de altitude. Para além de planaltos, as formas específicas que esta análise visa, as áreas com declive $<5^\circ$ incluem fundos de vale planos, depressões tectónicas e terraços largos.

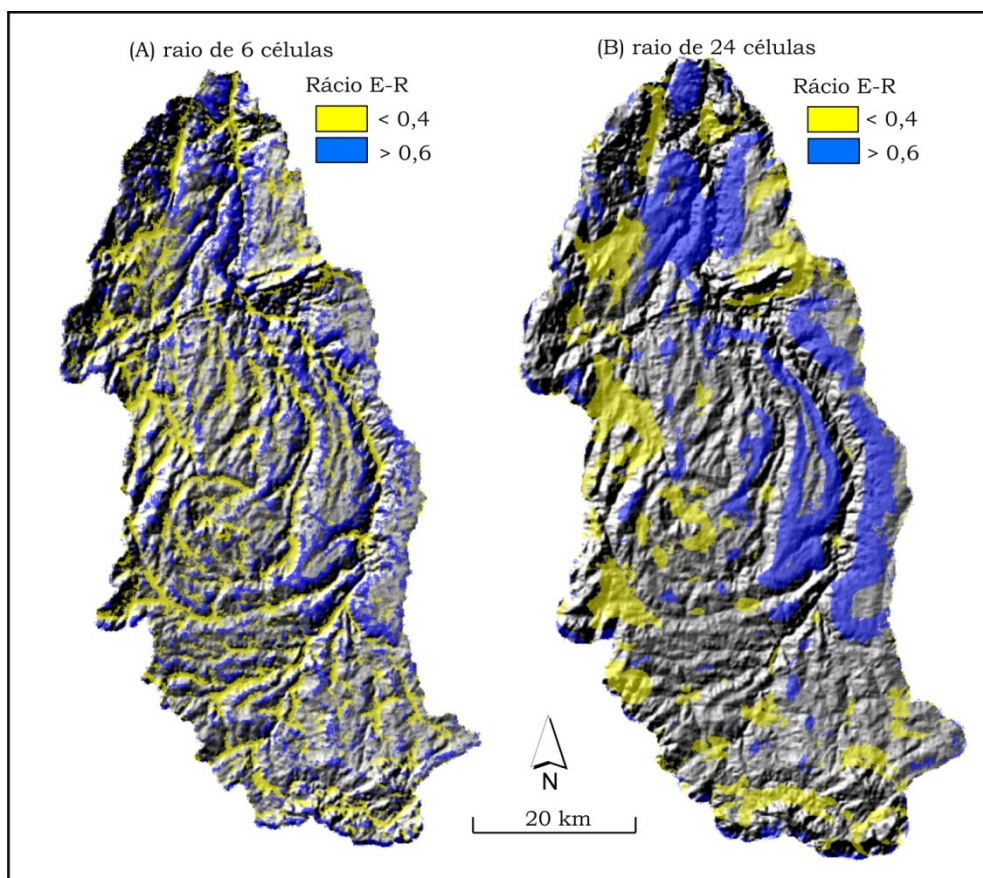


Figura 9. Terreno sub-horizontal com hipsometria concava ($RER < 0,4$) e com hipsometria convexa ($RER > 0,6$), determinado com operações estatísticas de vizinhança utilizando raio de 6 células (A) e de 24 células (B).

A figura 9 apresenta o terreno identificado pelo RER como topografia sub-horizontal. As vizinhanças de 6 e 24 células identificam 804 km² e 1002 km² de topografia sub-horizontal e 371 km² (46%) e 555 km² (55%) de topografia sub-horizontal com hipsometria convexa, respectivamente, relação representada no histograma da figura 10. O cálculo em áreas circulares com 6 células de raio (figura 9A) resulta num detalhe inadequado, essencialmente porque um grande número de terraços

fluviais, forma abundante ao longo dos vales principais, é identificado como topografia convexa. No que respeita ao cálculo com raio de 24 células, os valores de RER $<0,4$ identificam essencialmente depressões tectónicas (*graben* da Longroiva), fundos de vale largos e planos (e.g., vale da Ribeira de Massueime junto da localidade de Cerejo, a montante da linha de relevos da Marofa), e sectores planálticos envolvendo relevos positivos (e.g., sopé da Marofa a oriente do Côa), tipicamente contextos geomorfológicos com hipsometria côncava; por outro lado, os valores de RER $>0,6$ correspondem predominantemente a sectores planálticos mediados ou delimitados por vales encaixados (e.g., nível de Foz Côa e planaltos da bacia da Ribeira Gaiteiros, afluente de margem esquerda do Côa, a montante da Marofa), tipicamente formas com hipsometria convexa.

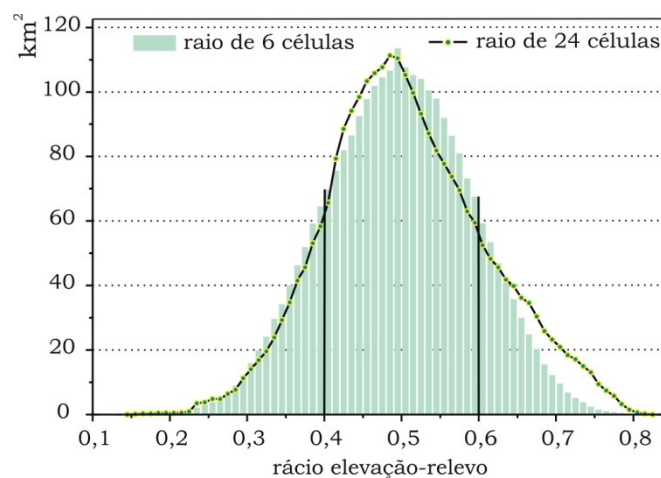


Figura 10. Histogramas do rácio elevação-relevo calculado em vizinhanças circulares com raio de 6 células e com raio de 24 células, para a bacia do Côa.

Ambas vizinhanças revelam uma subestimação da extensão dos terrenos com hipsometria convexa, principalmente consequência da intensidade de degradação das superfícies de aplanamento, que em medida importante varia com a geologia do substrato. Aparte isto, o cálculo efectuado a uma escala mais pequena revela maior capacidade para discriminar as áreas planálticas. Porém, quanto maior a vizinhança maior a área com declive superior ao limiar abaixo do qual a topografia pode ser considerada sub-horizontal pelo que, o condicionamento da análise às áreas que possuem simultaneamente $RER > 0,6$, segundo os resultados do cálculo com vizinhança de 24 células, e declive $< 5^\circ$, é um passo importante desta análise. Antes, verifique-se a hipsometria das áreas identificadas pelo RER.

A figura 11 apresenta histogramas da frequência relativa da altitude de toda a bacia (A) (para comparação), de todo o terreno sub-horizontal identificado por cada uma das vizinhanças (B e C), e do terreno sub-horizontal com hipsometria convexa também referente às duas vizinhanças (D e E). Apesar dos aspectos referidos em cima, a hipsometria das áreas identificadas pelas duas vizinhanças é muito semelhante, estando a principal diferença relacionada com o maior ruído dos gráficos B relativamente ao gráfico D e, principalmente, do gráfico C relativamente ao gráfico E, consequência

do maior detalhe da análise da menor vizinhança. Focando especificamente o gráfico E, identificam-se 3 intervalos altimétricos principais. O 1º e o 3º, entre *c.*440-510m e entre *c.*710-820m, correspondem aos intervalos onde os terrenos sub-horizontais com hipsometria convexa se situam predominantemente (respectivamente 18% e 49% da área daqueles terrenos); o primeiro corresponde principalmente aos níveis a jusante da linha de relevos da Marofa e o segundo aos que se situam para montante daquele alinhamento (interflúvios que intermedeiam o Rio Côa, a Ribeira Gaiteiros e a Ribeira das Cabras). O 2º intervalo identificado (*c.*510-620m, 28% do terreno com hipsometria côncava) constitui um domínio onde aquele tipo terreno é raro, em detrimento da frequência da hipsometria côncava.

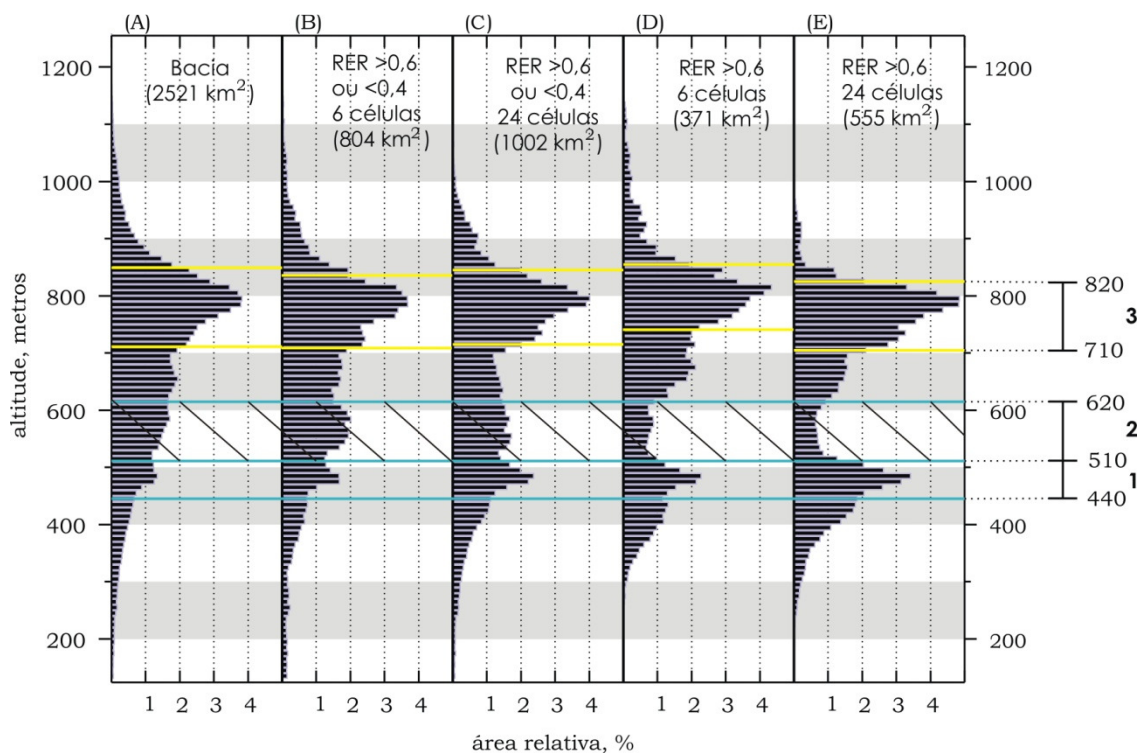


Figura 11. Histogramas da frequência relativa da altitude da bacia do Rio Côa (A), dos terrenos sub-horizontais (hipsometria côncava e hipsometria convexa) definidos pelo rácio elevação-relevo calculado em vizinhanças circulares com raio de 6 células (B) e com raio de 24 células (C), e dos terrenos sub-horizontais com hipsometria convexa, *idem* (D e E).

Nem o RER nem o declive devem ser utilizados isoladamente na análise hipsométrica das superfícies de aplanamento: o declive incorpora as áreas com hipsometria côncava; e as áreas convexas identificadas pelo RER incorporam áreas com declive muito acima dos 5º, tanto mais quanto menor a vizinhança utilizada no cálculo. As áreas que possuem simultaneamente RER >0,6 (identificado com vizinhança de 24 células) e declive <5º (figura 12B) totalizam 13,1% (335km²) da área da bacia do Côa.

O histograma da altitude das áreas em que se verificam as duas condições (figura 12A) permite efectuar melhor destrição dos níveis altimétricos do que o histograma da altimetria das áreas onde apenas se verifica apenas uma das condições. O histograma das áreas com declive <5º é

claramente insuficiente pois falha na identificação de um dos intervalos altimétricos relevantes. Por outro lado, apesar de com menor rigor, o histograma dos áreas com hipsometria convexa permite, grosso modo, a identificação dos mesmos níveis altimétricos que o histograma das áreas que verificam simultaneamente as duas condições. Conclui-se que os planaltos se situam predominantemente nos intervalos 460-510m e 710-830m.

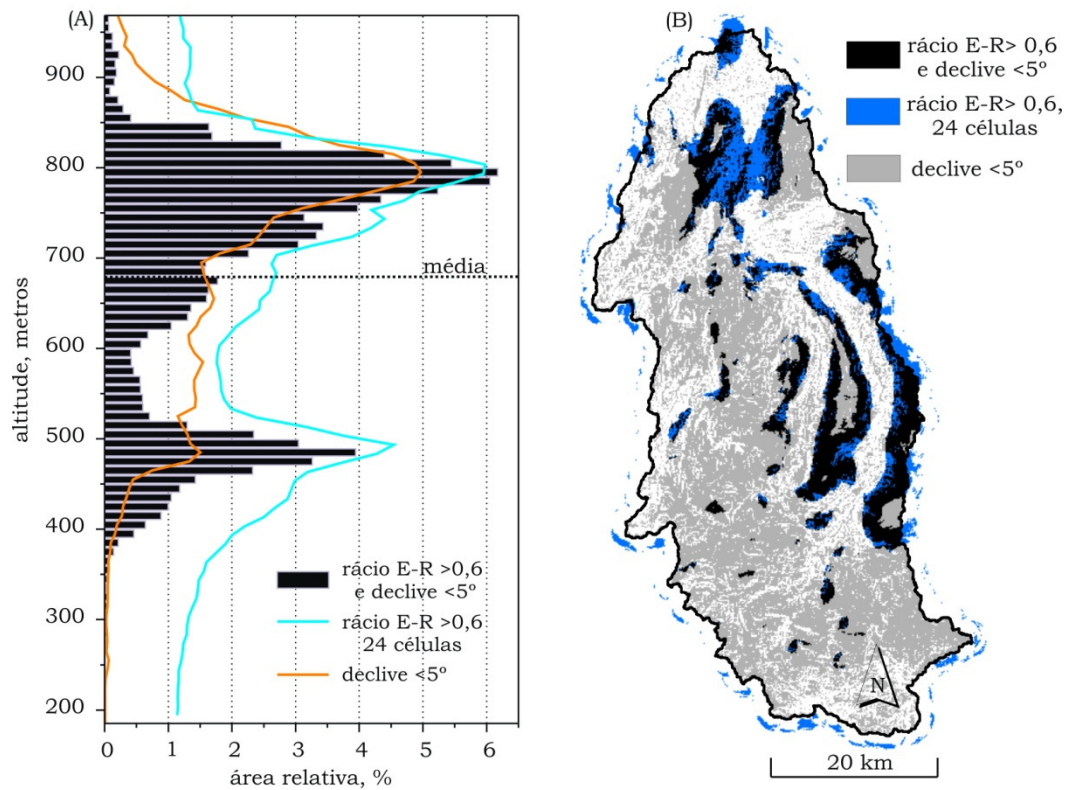


Figura 12. Hipsometria das platitudes. A) Comparação dos histogramas da frequência relativa da altitude do terreno com declive inferior a 5°, do terreno sub-horizantal com hipsometria convexa identificado pelo RER calculado em vizinhanças circulares com raio de 24 células, e do terreno em que as duas condições anteriores se verificam simultaneamente. (B) Expressão espacial das 3 condições representadas em A.

A dissimetria altimétrica dos níveis para montante e para jusante da linha de relevos da Marofa resulta de movimentos neotectónicos epirogénicos e de balançamento de uma superfície de aplanamento poligénica. Portanto, para além da identificação e restrição da altitude de planaltos referentes a superfícies de aplanamento diacrónicas, especialmente diferenciáveis, este tipo de metodologia pode ser um meio para analisar a “fragmentação altimétrica” de uma superfície de aplanamento original e para investigar o padrão espacial da movimentação tectónica relativa.

Sugere-se a utilização combinada do RER e do declive na análise hipsométrica das superfícies de aplanamento, em detrimento da utilização solitária de apenas uma das condições, e a iteração com diferentes dimensões de vizinhança, visando uma adaptação ao contexto geomorfológico do caso de estudo. A aplicação desta metodologia será de especial utilidade em áreas de estudo com dimensão

superior à bacia do Côa (2521km²) e onde os planaltos estejam bem preservados. Note-se porém, que a formação de planaltos está associada à descida relativa do nível de base, que leva ao rejuvenescimento da rede hidrográfica e à degradação dos aplanamentos, pelo que deve tentar-se melhorar os resultados deste método.

4.2. Factores condicionantes do estágio evolutivo de 25 sub-bacias

As 25 sub-bacias e os rios principais (mais compridos) que as drenam (figura 13) apresentam características muito diversas ao nível da dimensão, da forma, do estágio evolutivo e do relevo (quadro 4). 50 % das bacias possui uma área superior a 87 km² e um c.a. principal com comprimento superior a 24 km. O grau de circularidade das bacias (V27) está compreendido entre a forma alongada da bacia 20 (V27 = 0,13) e a forma circular compacta da bacia 7 (V27 = 0,41). A IH varia entre os 0,31 (terreno sub-horizontal com hipsometria côncava) da bacia 25, drenada pelo troço montante do Côa, bacia que também possui o c.a. principal com PL de integral mais reduzida (0,22), e os 0,72 (terreno sub-horizontal com hipsometria marcadamente convexa) da bacia 4 (3^a na ordem da integral do PL (0,58), bacia de forma quadrangular, atípica, cujo término jusante coincide com a foz da Ribeira de Massueime (confluência com o rio Côa).

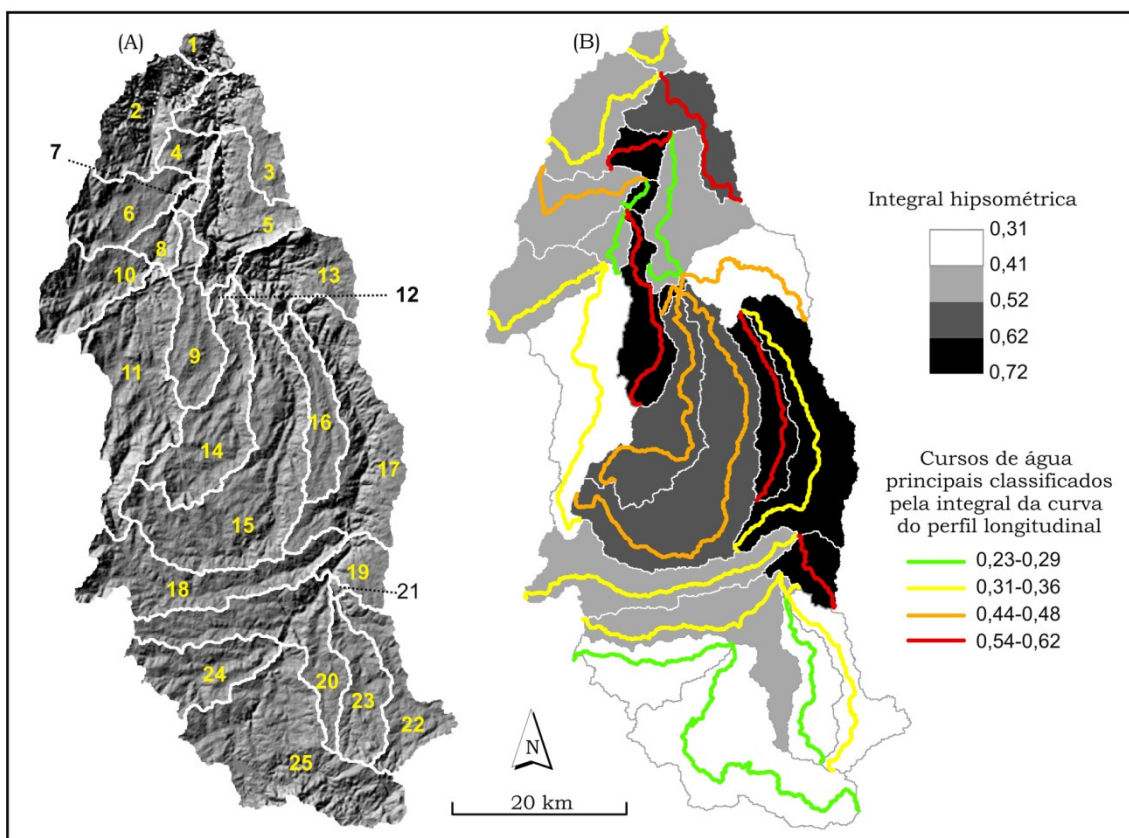


Figura 13. Sub-bacias analisadas. A) Localização das 25 sub-bacias delimitadas automaticamente utilizando rede de drenagem extraída automaticamente com recurso a limiar de acumulação de 10k células. B) Integral hipsométrica das sub-bacias e integral da curva do PL dos c.a. mais longos das sub-bacias.

ID bacia	Área, km ²	Comprimento c.a., Km	Circularid ade (Miller)	IH	Rácio de superfície	Altitude máxima	Integral PL	Declive c.a. %	ICr	D9 I_SL
	V24	V23	V27	V1	V10	V4	V7	V13	V16	V19
1	23,7	8,7	0,39	0,43	1,05	639	0,31	3,5	0,41	231,2
2	108,5	24,0	0,30	0,50	1,03	793	0,35	2,6	0,34	426,0
3	85,3	21,0	0,20	0,58	1,02	653	0,55	2,5	-0,11	1090,4
4	28,6	11,2	0,35	0,72	1,02	519	0,58	3,1	-0,18	556,2
5	113,7	23,6	0,25	0,48	1,02	865	0,29	2,1	0,46	256,0
6	86,6	6,2	0,29	0,47	1,01	841	0,44	7,4	0,15	363,1
7	10,5	25,1	0,41	0,64	1,02	520	0,26	0,8	0,56	118,7
8	25,4	9,7	0,33	0,48	1,01	619	0,26	2,7	0,54	137,6
9	83,1	19,7	0,19	0,66	1,00	734	0,54	1,9	-0,09	470,1
10	89,3	7,4	0,31	0,47	1,01	888	0,35	6,1	0,33	319,2
11	196,8	24,3	0,19	0,39	1,01	984	0,33	2,2	0,36	310,1
12	6,5	30,7	0,29	0,63	1,02	636	0,49	1,0	0,02	339,4
13	102,7	40,4	0,29	0,41	1,02	978	0,45	1,0	0,11	380,7
14	135,2	61,1	0,18	0,55	1,00	931	0,47	0,8	0,07	464,6
15	276,9	27,0	0,16	0,58	1,01	970	0,44	2,0	0,13	428,5
16	69,5	43,2	0,16	0,70	1,00	819	0,59	0,9	-0,20	643,0
17	191,7	41,3	0,15	0,64	1,01	832	0,36	0,9	0,30	262,8
18	148,4	4,8	0,13	0,44	1,01	1070	0,33	8,8	0,35	271,5
19	43,8	40,0	0,30	0,69	1,01	855	0,63	0,6	-0,30	520,1
20	147,0	11,9	0,13	0,45	1,00	965	0,34	2,4	0,35	188,9
21	3,3	30,4	0,33	0,48	1,02	837	0,33	0,6	0,40	211,7
22	87,0	21,9	0,14	0,41	1,00	1146	0,35	2,1	0,32	421,4
23	77,9	26,0	0,22	0,38	1,01	1143	0,29	1,9	0,46	336,7
24	94,5	28,2	0,22	0,35	1,01	1008	0,27	0,9	0,49	146,1
25	260,5	51,5	0,24	0,31	1,01	1253	0,22	1,1	0,59	217,0

Quadro 4. Características das sub-bacias (algumas das variáveis apresentadas no quadro 2). As correlações são apresentadas no quadro 3.

A figura 14 apresenta os PL adimensionais em gráficos separados segundo “quebras naturais” na série dos valores da integral. Para além do valor descritivo, a figura 14 ajuda a perceber que diferentes morfologias podem configurar integrais muito semelhantes. Claramente, é no gráfico B (integral 0,31-0,36) que a forma dos PL é mais diversificada.

Os valores do índice SL (decil 90 em cada um dos perfis, V19) possuem uma magnitude elevada extraordinária, indicando a importância do controlo estrutural, relacionado com a diversidade litológica e/ou com a movimentação tectónica regional. Troiani e Seta (2008) notam que é muito complicado isolar a influência parcial destes dois controlos estruturais. As rupturas de declive são muito numerosas nos c.a. da bacia do Côa (e.g., figura 3). Por vezes é possível inferir, com grau de certeza considerável, com base em critérios morfológicos e altimétricos (níveis), uma origem tectónica (e.g. ruptura de declive montante da Ribeira de Massueime, na figura 3). Mais frequentemente, porém, a geomorfologia local não permite restringir as hipóteses relativas à génese das rupturas de declive – não deixa perceber se determinada morfologia é uma manifestação de equilíbrio relativamente a

diferenças litológicas ou de desequilíbrio relativamente a movimentos tectónicos e/ou à dinâmica do nível de base.

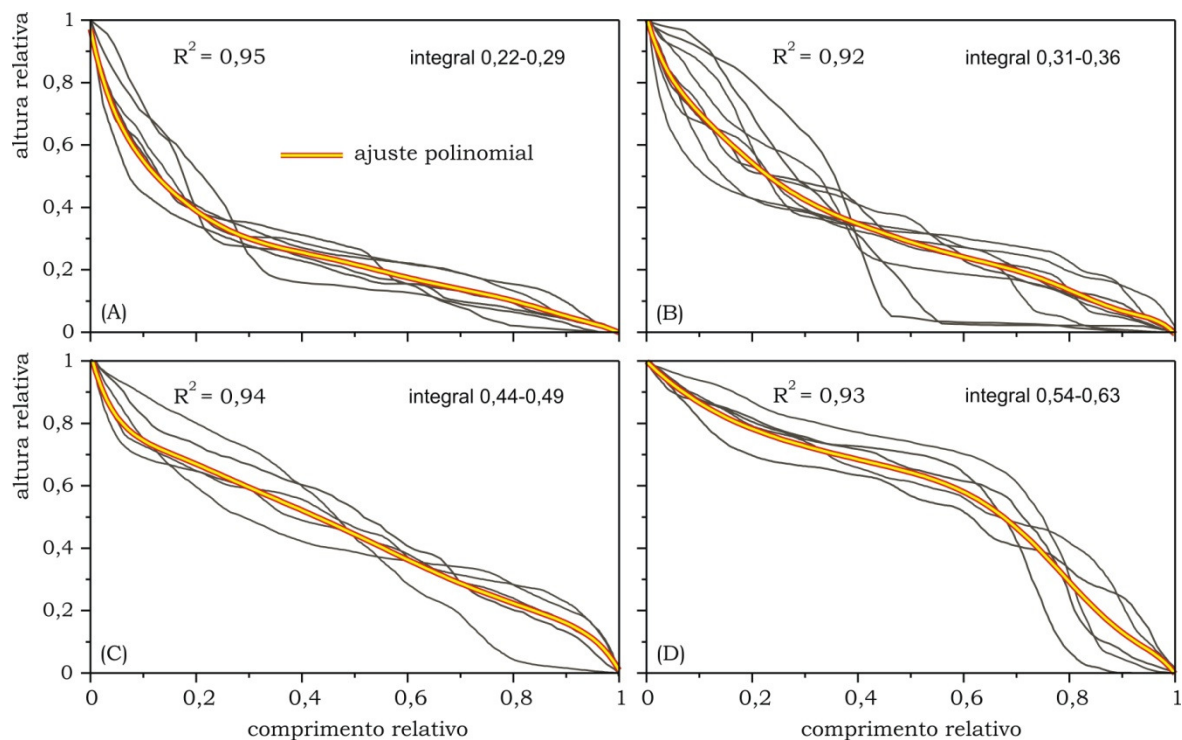


Figura 14. Perfil longitudinal dos c.a. principais das 25 sub-bacias, classificados por quebras naturais na série de valores das integrais das curvas dos perfis longitudinais.

Apesar da importância das convexidades (rupturas de declive e convexidades de longo comprimento de onda) nos PL, os valores de ICr (V16) indicam que a maior parte dos c.a. possui um PL de forma geral côncava (figura 15). Isto pode significar que existiu, num tempo geomorfológico relativamente recuado, capacidade, por parte importante dos c.a., para diminuir ou impedir o desajuste promovido pela descida relativa do nível de base, seja ela devida à diminuição ou à cessação do levantamento tectónico. Esse tempo terá precedido uma fase recente de rejuvenescimento da rede de drenagem, passível de ser inferida a partir dos troços terminais dos c.a. de água. Em muitos casos, o declive do troço terminal é elevado, não só em termos absolutos, como também em termos relativos, pois é superior ao declive do troço que o precede, sugerindo que a dinâmica tectónica mais recente excedeu a dinâmica do regime tectónico que a antecedeu. O ICr possui uma correlação de -0,999 com a integral dos PL (quadro 3; doravante, sempre que se referirem correlações, trata-se dos valores apresentados no quadro 3). Uma vez que o ICr fornece mais informação sobre a forma do perfil que a integral, em termos geomorfológicos é um indicador mais significativo para avaliar o estágio evolutivos dos PL. No entanto, aqui utilizar-se-á mais frequentemente o indicador mais abstracto (integral). Como expectável, ambos indicadores possuem as correlações mais fortes com os indicadores da morfologia dos PL (declive, encaixe fluvial e índice SL).

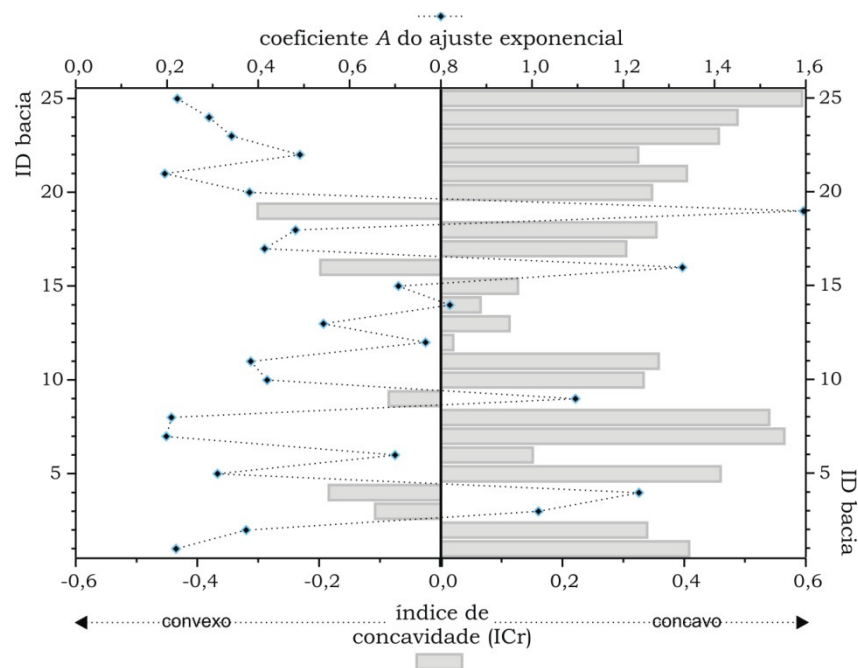


Figura 15. Índice de concavidade (segundo Phillips e Lutz, 2008) (ICr, fórmula 2) e coeficiente A de ajuste exponencial (função 3) dos perfis longitudinais dos c.a. principais das 25 sub-bacias. A correlação do ICr com o parâmetro A do ajuste exponencial é de 0,97. A grande desvantagem daquele parâmetro reside no facto de linhas rectas diferentes (e.g., número de nós) serem descritas por um valor de A diferente, não permitindo definir um referencial fixo.

A IH das bacias correlaciona-se mais fortemente com a integral do PL ($r = 0,75$), com a altitude máxima ($r = -0,67$) e com o declive do talvegue no troço inicial ($r = -0,65$) (que tem forte relação com o encaixe ($r = 0,88$)). Já a correlação com o declive do troço terminal é mais modesta ($r = 0,56$).

A maior ou menor “juventude” das bacias hidrográficas está relacionada principalmente com o maior ou menor desajuste dos talvegues à posição do nível de base local. Quanto maior a integral dos PL, i.e., quanto mais a sua forma se afasta da do perfil de equilíbrio, maior tende a ser o volume de terreno da bacia que se localiza acima do nível de base. Esta relação tem de ser entendida à luz do carácter plano e extenso dos interflúvios e da “juventude” geral da rede hidrográfica. A forte dependência que a hipsometria adimensional das bacias apresenta relativamente às características dos PL dos c.a está relacionada com a reduzida variabilidade altimétrica do terreno da bacia do Côa e, conseqüentemente, com a dependência que a rugosidade (a variabilidade altimétrica) topográfica apresenta relativamente à morfometria dos vales.

A rugosidade topográfica das bacias (V10) tende a ser menor nas bacias mais elevadas (e.g., altitude média, $r = -0,75$), que se localizam mais para sul (e.g., latitude da foz, $r = 0,61$) e que são mais compactas. É determinada essencialmente pelo encaixe fluvial da rede de drenagem (V11, $r = 0,90$) mas, a correlação com a densidade hídrica ($r = -0,82$) e com a densidade de drenagem ($r = -0,50$) (que

têm uma correlação de 0,42 entre elas) indica que as condições litológicas também desempenham um papel importante. É notável que sejam as bacias compostas por terrenos com maior capacidade de geração de escoamento que tendam a ser menos rugosas. Em parte importante, esta relação resulta da rugosidade ser maior nas áreas metassedimentares, terrenos que têm menor densidade hídrica, menor densidade de drenagem e maior densidade de vales (relação explorada na parte III).

A fraca correlação ($r = -0,27$) entre a integral do PL e o encaixe do c.a. principal (V13) ou, alternativamente, a fraca correlação entre a primeira e os indicadores de rugosidade topográfica (rácio de superfície, V12; $r = -0,13$), é um dado importante para aprofundar a relação entre a integral dos PL e IH pois, ao significar que os c.a. menos desajustados tanto podem escoar muito (e.g., bacia 5) como pouco (e.g., bacia 24) encaixados (ou vice-versa), indica que, de um modo geral, ao contrário do que poderia ser expectável para a geomorfologia da bacia do Côa, o encaixe da rede hidrográfica não se relaciona univocamente com o estágio evolutivo e maior encaixe da rede hidrográfica não tende a gerar bacias hidrográficas mais jovens, relação cuja explicação tem por base a variação espacial das características da IH.

Existe uma grande diversidade espacial dos valores da IH das bacias e da integral dos PL (figura 13). Na figura 13B percebe-se que a distribuição dos valores da IH exhibe alguma estrutura espacial. A maior parte das bacias com $IH < 0,4$ localiza-se no extremo montante da bacia (22, drenada pela Rb.^a Aldeia da Ponte, 23, drenada pela Rb.^a Alfaiates, 24, drenada pela Rb.^a Boi e 25, drenada pelo Côa) e duas situam-se em sector intermédio – a bacia 11, sub-bacia da bacia da Ribeira de Massueime que termina a norte na confluência com o c.a. que drena a bacia 10 (Ribeira Cótimos), pouco a jusante de uma ruptura de declive muito distinta, e a bacia 13, que é delimitada a norte pela confluência do rio Côa com a Rb.^a Cabras e pelo relevo da Marofa. No centro da bacia do Côa define-se um *cluster* de sub-bacias com IH particularmente elevada e, para jusante da Marofa a IH das sub-bacias é relativamente homogénea (magnitude média). Esta organização espacial elucidada o valor da correlação da IH ($r = -0,67$) com a altitude máxima que, por sua vez, tem uma correlação de -0,74 com a latitude da foz, de 0,85 com a altitude média e de 0,72 com altitude mínima.

No que respeita à bacia 13, o valor da IH explica-se com dois pontos principais: por um lado, as altitudes mais elevadas têm uma expressão espacial muito pequena, pois coincidem com o interflúvio quartzítico estreito da Serra da Marofa. Por outro lado, as litologias metassedimentares de grau de metamorfismo baixo a médio (principalmente filitos e metagrauvaques), que afloram no sopé meridional da Serra, permitiram uma forte erosão linear e dissecação do terreno, que pode ter sido favorecida num período em que os quartzitos tenham funcionado como um nível de base local⁴.

Na bacia 11 é especialmente claro que o estágio evolutivo traduzido pela IH representa uma situação transiente. Nela, entre uma ruptura de declive (desnível de 50m em 1,5km) imediatamente a montante do alinhamento de relevos da Marofa, e uma outra ruptura de declive (80m em 2,5 km)

⁴ Comunicação pessoal da Professora Catarina Ramos.

24km para montante, c. 9km a jusante da cabeceira, a Ribeira de Massueime configura um perfil marcadamente côncavo e relativamente pouco declivoso, ao qual a maior parte dos afluentes estão ajustados. Enquanto a ruptura de declive a jusante é, provavelmente, regressiva⁵, a montante a ruptura deve-se, provavelmente, a movimentos tectónicos locais, com eixo de desnivelamento muito próximo da ruptura⁶. Portanto, a bacia evolui no sentido do “rejuvenescimento”. O exemplo desta sub-bacia deixa perceber que a localização na bacia do Côa, em virtude da sua relação com a propagação longitudinal (jusante/montante) dos impulsos morfogenéticos que alteram os PL, é um factor importante para perceber o estágio evolutivo das bacias. Nesta variação espacial, o alinhamento de relevos da Marofa parece ser um limite geomorfológico importante.

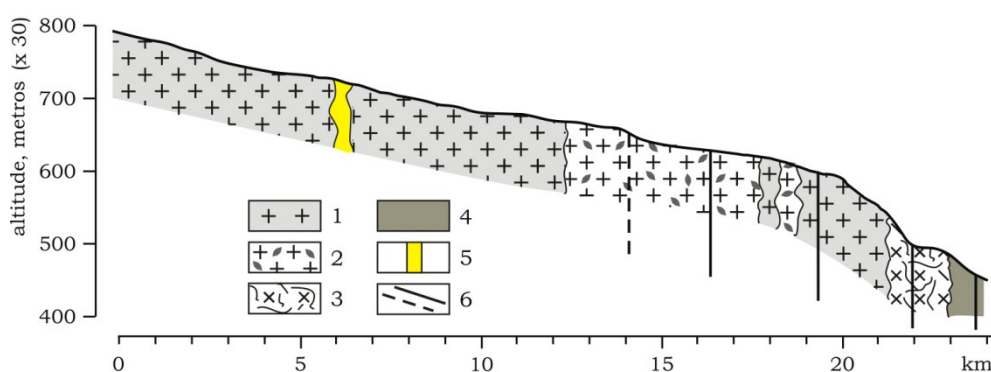


Figura 16. Perfil longitudinal da Ribeira Gaiteiros (sub-bacia 16). Legenda: 1) granitos monzoníticos porfiróides; 2) granitos monzoníticos com esparsos megacrístais; 3) granitos gnáissicos de duas micas com restitos; 4) metassedimentos (turbiditos); 5) filão quartzoso.; 7) falha e falha provável. Litologia segundo carta Geológica de Portugal 1:500.000.

Num exemplo antagónico, a bacia (16) da Ribeira Gaiteiros (figura 16) permite ilustrar sucintamente o condicionalismo do potencial morfogenético de determinada bacia e da bacia para a qual drena o c.a. principal daquela, na hipsometria da bacia, permitindo avançar com mais notas sobre os factores condicionantes da variação espacial do estágio evolutivo. A bacia 16 possui uma IH elevada porque o seu curso de principal drena uma área com apenas 69 km² para o c.a. mais caudaloso da bacia, o que possui o talvegue a altitudes mínimas mais reduzidas e o que, em condições de desajuste, se encaixe mais rapidamente no terreno. Esta relação pode ser extremamente relevante para

⁵ Porque para jusante individualizam-se claramente níveis fluviais a altitudes correlativas de um talvegue sem aquele desnível; porque não existem a montante da ruptura topos a altitudes que permitam inferir uma ruptura tão marcada como a actual mas a altitudes mais elevadas; e, enquanto para montante da ruptura o talvegue configura uma concavidade, para jusante configura uma convexidade de longo comprimento de onda.

⁶ Principalmente porque a correlação entre os níveis para montante e para jusante da ruptura é difícil não considerando a existência de movimentos tectónicos e a presença da ruptura no mesmo local e, porque, mesmo atentando ao seu pequeno comprimento, as ribeiras principais que confluem com a Massueime poucos quilómetros a jusante têm um perfil côncavo. Para além disto, localiza-se no sopé da Cordilheira Central, num contexto geomorfológico muito específico; parece coincidir com um acidente tectónico que separa blocos com deslocações tectónicas diferentes.

explicar as diferenças do estágio evolutivo das bacias em contextos geomorfológicos definidos por superfícies de arrasamento pouco degradadas e por estabilidade tectónica.

No que respeita ao conjunto de bacias do extremo montante com IH reduzida, todas possuem c.a. principais com PL de integral reduzida e com sectores côncavos distintos (figura 17). Não obstante, os das bacias 22 e 23 apresentam troços terminais bastante desajustados (declives de 22m/km e de 17m/km, respectivamente) à posição do nível de base, sugerindo uma dinâmica geomorfológica recente distinta, condicionada pela taxa da descida relativa do nível de base, como referido aquando da discussão dos valores do ICr, ou a existência de factores condicionantes específicos. Os c.a. das bacias 22, 23 e 25 têm em comum o facto de possuírem a cabeceira no relevo da Malcata, i.e., drenam bacias cujas altitudes mais elevadas têm uma área relativa muito reduzida, contribuindo para um valor reduzido da IH. A bacia 24 (drenada pela Ribeira Boi), cujo limite montante coincide com o alinhamento topográfico que separa as áreas que drenam para o interior da bacia do Côa das que drenam para a Cova da Beira, por vezes mais de 400m abaixo dos planaltos da Meseta, é, a seguir à bacia 25 (drenada pelo Côa), aquela que possui a IH mais reduzida (0,35).

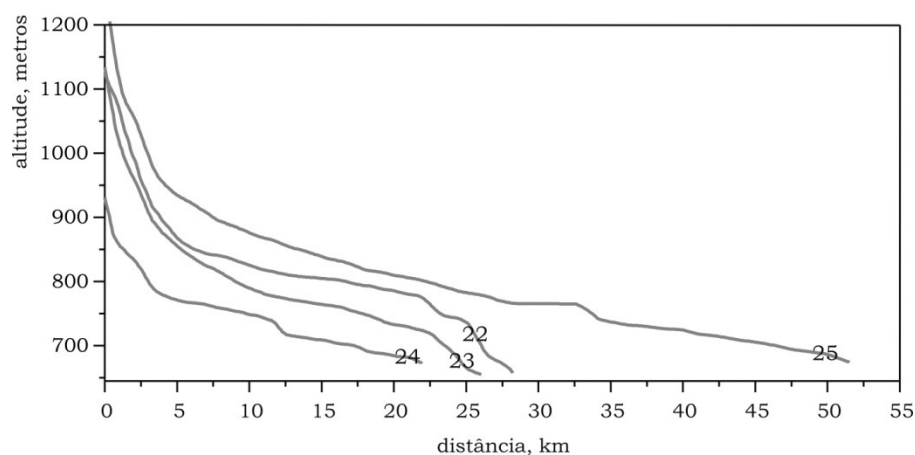


Figura 17. Perfil longitudinal dos cursos de água principais das sub-bacias 22, 23, 24 e 25.

Para além da especificidade do estágio evolutivo, o sector Sul e, principalmente, SW da bacia do Côa individualiza-se também pela orientação tomada pelos c.a. principais. No que respeita ao Côa (bacia 25), existe uma relação entre a orientação do rio e a orientação dos filões principais, que traduzem a orientação de fragilidades estruturais do substrato, no sector montante. Começa por escoar com uma orientação WNW-ESE, grosso modo a mesma orientação dos filões próximos intruídos nos metassedimentos, e depois inflecte para norte, adquirindo uma direcção NNW-SSE, num sector em que também escoa paralelamente a filões. Por outro lado, os seus tributários de margem esquerda a sul do troço montante da Ribeira das Cabras possuem uma orientação com componente W-E, sem paralelo em qualquer outro sector da bacia, que é determinada pela sobre-elevação do terreno associada ao levantamento da Serra da Estrela naquele flanco da bacia. Para norte, a orientação dos

c.a. principais apresenta-se condicionada principalmente pelo movimento de balançamento da Meseta para NW.

Já o valor da IH do sector NW, mais reduzido do que poderia ser expectável atentando somente à morfogénese fluvial, explica-se pela elevada fragmentação do terreno, sem paralelo no resto da bacia do Côa. A morfologia apresenta-se fortemente condicionada pelo complexo de falhas que marca a transição entre a superfícies da Meseta e a superfície dos Planaltos Centrais, sobrelevada relativamente à primeira.

Os vários exemplos discutidos permitem perceber que a IH é um parâmetro muito sensível à presença de “pormenores topográficos”, cujo significado para a discussão da génese do estado evolutivo pode ser muito reduzido ou nulo. A IH não deve ser utilizada isoladamente para avaliar a relação da variação espacial do estágio evolutivo (da hipsometria) das bacias com tectónica activa à escala regional, pois depende directamente, entre outros, da morfologia herdada. Num exemplo simples e claro, a IH pode ser menor onde o levantamento tectónico e o encaixe fluviais são maiores, apenas em virtude de as altitudes culminantes pertencerem a uma forma muito restrita (e.g., relevo residual), com expressão espacial reduzida.

Uma vez que existe uma diversidade espacial importante, que desenha uma estrutura (não aleatória), as correlações de apenas parte das unidades de análise podem ajudar a aprofundar as questões afloradas. Por exemplo, existem dissimetrias importantes no que respeita à magnitude da relação da integral dos PL com a IH das bacias que indicam que a relação do encaixe fluvial dos c.a. principais com o estágio evolutivo das bacias depende do próprio estágio evolutivo.

Apesar da fraca magnitude das relações é significativo: enquanto os 15 valores mais elevados de IH se correlacionam negativamente ($r = -0,38$) com o encaixe do c.a. principal, os 15 valores menores de IH têm correlação positiva com a mesma variável ($r = 0,42$); a correlação do encaixe do c.a. principal com a integral do PL é de $-0,57$ e de $-0,1$ nas 15 bacias com maior e com menor IH, respectivamente; e a correlação da integral do PL com a IH das bacias é de $0,74$ e de $0,38$ nas 15 bacias com maior e com menor IH, respectivamente.

Nas bacias com nível de base estabilizado, maior encaixe favorecerá a diminuição da IH. Já onde a descida relativa do nível de base se processa a uma taxa que suplanta a capacidade de ajuste da rede hidrográfica, a relação tenderá a ser inversa. Idealizando um terreno com topografia, geologia (excluindo tectónica activa) e clima homogéneos, a variação espacial da IH seria consequência directa da variação espacial da taxa de levantamento tectónico e da variação espacial da capacidade de ajuste da rede hidrográfica; a interacção entre estes dois factores é chave para a interpretação da hipsometria e da rugosidade da topografia da bacia do Côa.

Na bacia do côa, a magnitude (e talvez a duração) dos movimentos relativos do nível de base apresenta-se espacialmente diversa e é acomodada de modo diverso pelas diferentes sub-bacias. Atendendo ao valor das correlações apresentadas, uma vez que em alguns casos maior encaixe associa-se a menor integral do PL, é provável que tenha havido capacidade, por parte de alguns c.a.,

para diminuir o desajuste promovido pela descida relativa do nível de base. Noutros casos, porém, deverá ser a incapacidade de ajuste da rede hidrográfica que dita que exista alguma tendência para que mais encaixe se associe a maior IH. Já tinha sido referido em cima, quando se analisaram os valores do ICr, que teria havido capacidade por parte de alguns cursos de água para contrariar o desajuste. Falou-se que teria acontecido num tempo geomorfológico relativamente recuado, devido às implicações da morfologia do troço terminal de alguns c.a.

A correlação do declive do troço terminal do talvegue é de 0,63 com a integral do PL e de 0,55 com a IH. São valores modestos se considerarmos que a integral de uma curva está directamente relacionada com o valor da origem na ordenada e que a altitude mínima das bacias em análise corresponde à altitude da respectiva secção de referência. Por um lado, a distribuição espacial do declive daquele troço pode resultar de processos geomorfológicos relacionados com uma escala temporal reduzida relativamente ao tempo de formação dos principais contrastes geomorfológicos actuais, especificamente da diversidade de dissecção do terreno, pois corresponde a um troço pequeno, cuja forma pode estar geneticamente desligada da forma do canal para montante dele. A formação recente de terraços fluviais pouco acima do canal actual (e.g., bacia 9) em resposta à descida relativa do nível de base, ou capturas recentes por erosão regressiva de pequenos tributários (causa provável da morfologia do troço terminal da Ribeira Gaiteiros, bacia 16; ver figura 16), são dois exemplos da variedade de processos geomorfológicos fluviais que explicam a magnitude relativamente fraca da relação. Por outro lado, existe um enviesamento criado pela metodologia utilizada pois, o comprimento de 2,5km pode ser demasiado curto ou demasiado longo para traduzir o comportamento do troço terminal que tem mais significado para a interpretação do (des)ajuste do c.a. em análise; e porque em algumas bacias a secção de referência não corresponde à foz do c.a. principal, limitação ligada ao método de extracção das sub-bacias.

No que respeita aos parâmetros do troço inicial dos canais, o declive e o encaixe fluvial, possuem uma correlação de 0,88 entre eles e correlacionam-se negativamente com a IH (-0,65 e -0,48, respectivamente) – onde o declive é maior, a área relativa das altitudes relativas mais elevadas tende a ser menor, i.e., a IH tende a ser menor, relação expectável atentando ao carácter plano e extenso dos interfúvios e à juventude geral da rede hidrográfica (à relação próxima entre o relevo do canal principal e o relevo do terreno). O valor das correlações entre aquelas variáveis aumenta quando se utilizam apenas as 15 bacias com maior IH (-0,83 entre declive e IH e -0,61 entre encaixe e IH). A correlação negativa entre a integral do PL e o declive do troço inicial ($r = -0,76$) indica que, ao contrário do que acontece com o declive do troço terminal, quanto menor o desajuste do c.a. principal maior tende a ser a inclinação do talvegue nos 2,5 km iniciais, relação expectável se atentarmos que a evolução morfológica do talvegue leva ao aumento do relevo local (do talvegue) a montante e à sua diminuição a jusante.

A matriz de correlação demonstra que vários indicadores morfométricos podem exibir uma dependência escalar relativamente à área da bacia. A probabilidade de se obter uma amplitude

altimétrica mais elevada aumenta com a dimensão da bacia ($r = 0,52$). Por outro lado, o valor Coeficiente Orográfico tende a diminuir com o aumento da área ($r = -0,59$) porque existe alguma tendência para que a altura média (cujo quadrado constitui o numerador do coeficiente), em função do aumento da amplitude altimétrica (e de alguma tendência para a diminuição da área relativa das altitudes mais elevadas), também diminua; deixa perceber que a própria IH pode apresentar um condicionamento escalar (nesta análise a relação é pouco significativa: $r = -0,32$). Também os parâmetros de forma apresentam relações significativas: o Coeficiente de Compacidade tende a aumentar com o aumento da área ($r = 0,6$) e o Índice de Circularidade apresenta a relação inversa ($r = -0,64$), indicando que as bacias maiores tendem a ser menos compactas / menos circulares. Neste caso não se pode falar de um enviesamento pois a tendência depende de características geomorfológicas específicas da bacia (e.g., alongamento da própria bacia e controlo da tectónica passiva na organização da rede de drenagem). A própria forma da bacia pode ser relevante para interpretar os valores dos indicadores de relevo das bacias, como patente na correlação notável do Factor de Forma com o declive do PL ($r = 0,86$), que significa que os talwegues mais inclinados tendem a aparecer nas bacias menos alongadas; como vimos com os outros dois parâmetros de forma, são as bacias mais pequenas que tendem a ser menos alongadas.

O conhecimento da geomorfologia da bacia do Côa permite perceber que a relação dos parâmetros de forma e da área com indicadores de relevo não está, na maior parte dos casos, desprovida de significado geomorfológico relevante. Pelo contrário, a distribuição espacial da forma e da área das bacias obedece parcialmente à variação espacial das condições que mais condicionam a morfologia do terreno (morfologia herdada, tectónica activa, tectónica passiva, litologia). Por exemplo, as bacias que se localizam a jusante da linha de relevos da Marofa são, de um modo geral, mais pequenas e compactas que as bacias localizadas a montante daquele alinhamento geomorfológico. A explicação deverá residir principalmente na tectónica activa (morfotectónica) e no encaixe fluvial, que contribuem para a maior rugosidade topográfica daquele sector. Também a constituição metassedimentar do troço terminal contribui para a maior rugosidade do terreno.

Factor	Variáveis com <i>loadings</i> >0,7	Variância explicada	% var. total
1	Altitude média; altitude máxima; altitude mínima; rácio de Superfície; encaixe c.a. (var.11); Densidade de drenagem; coeficiente de compacidade; índice de circularidade; latitude da foz; latitude do centro de gravidade da bacia.	8,07	0,28
2	Integral hipsométrica; integral do PL; assimetria da altitude do PL; declive dos 2,5km iniciais do PL; índice de concavidade (ICr) do PL; percentil 90 do índice SL.	6,12	0,21
3	Altura média; amplitude total da altitude; Desvio D.	3,94	0,14
4	Declive PL; comprimento do c.a. principal; factor de forma.	2,63	0,09

Quadro 5. Resultado de uma análise factorial principal (comunalidades, rotação varimax): variáveis com *loadings* > 0,7, variância explicada e proporção de variância explicada relativamente à variância total.

As correlações sugerem que existe alguma tendência para que as bacias maiores e mais alongadas possuam os terrenos mais elevados, que tendencialmente se situam a sul pois, a área, o Coeficiente de Compacidade e o Índice de Circularidade têm correlações médias com a latitude do centro de gravidade (respectivamente -0,44, -0,58 e 0,60) e com a altitude máxima (respectivamente 0,64, 0,54, -0,60), e porque a altitude máxima tem uma correlação forte (-0,74) com a latitude do centro de gravidade. Estas relações reflectem a dissimetria geomorfológica que é possível traçar em contornos grosseiros na bacia do Côa. O gradiente geomorfométrico patente nestas relações será descrito com maior precisão na parte III.

Os resultados de uma análise factorial principal (com as comunalidades, com rotação *varimax*) à matriz de variáveis identificam 4 “super-variáveis” especialmente relevantes (quadro 5). O número de factores construídos foi definido subjectivamente, tendo por base as relações apresentadas. A proporção de variância explicada por cada um dos factores varia entre os 28% (8,07 em 29, i.e., o número de variáveis) do factor 1 e os 9% do factor 4 (2,63 em 29). Os factores resultantes organizam sistematicamente as relações que viemos aflorando nos parágrafos precedentes, com base nas relações bivariadas apresentadas na matriz de correlação. O factor que explica maior porção de variância (factor 1) agrupa, no essencial, um conjunto de variáveis que, de um modo ou de outro, revela uma dependência da localização relativa na bacia. O factor 2, agrupando 6 variáveis com *loading* superior a 0,7, respeita ao estágio evolutivo do terreno, como traduzido pela morfologia da rede de drenagem e pela hipsometria adimensional das bacias hidrográficas. O factor 3 agrupa 2 variáveis da qual depende a hipsometria adimensional; como vimos na parte I, a IH é matematicamente equivalente à altura média ponderada pela amplitude altimétrica da bacia. Já o desvio D possui a correlação mais elevada com aquelas duas variáveis em virtude de amplitude altimétrica da bacia ($r = 0,83$) depender fortemente da amplitude altimétrica do PL, principalmente da altitude da foz; quanto mais declivoso o PL no seu troço terminal maiores tenderão a ser os dois parâmetros. O factor 4 pode ser interpretado como a expressão estatística da interdependência escalar existente entre a área e a forma das bacias, e entre o comprimento e o declive dos c.a.

(A)					(B)				
	Factor I	Factor II	Factor III	Factor IV		Integral PL	declive inicial PL	Índice concavidade	Q90_índice SL
Cluster I	-0,38	0,62	0,31	-0,39	Cluster I	0,48	3,66	0,04	467,36
Cluster II	-0,28	-1,01	0,41	0,51	Cluster II	0,55	2,78	-0,11	1090,41
Cluster III	1,06	0,21	-1,12	0,04	Cluster III	0,32	5,86	0,40	239,07

Quadro 6. Médias dos clusters obtidos com análise *K-means*. A) Clusters construídos com os 4 factores (quadro 5) obtidos na análise factorial. B) Clusters construídos com as variáveis 7, 14, 16 e 19 do quadro 2).

Efectuaram-se, ainda, duas análises de *clusters K-means* com as 25 sub-bacias: uma com os *scores* das bacias para os factores apresentados em cima; outra somente com as variáveis identificadas pelo factor 2 (estádio evolutivo), à excepção da IH, um parâmetro dependente, e da assimetria da

altitude, por ser equivalente à integral do PL. O quadro 6 apresenta as médias de cada um dos *clusters* e a figura 18 apresenta as unidades de análise que constituem cada cluster. Na figura 18 apresenta-se também os *scores* do factor II.

A análise *K-means* com os *scores* dos 4 factores fornece dados com reduzido significado geomorfológico, pouco importantes para os resultados discutidos em cima. No que respeita à análise com as variáveis do estágio evolutivo da rede de drenagem, a distribuição das médias consubstancia a discussão efectuada – é o *cluster* com maior média da integral do PL que possui a menor média do declive do troço inicial, que possui os valores mais reduzidos de ICr, e o índice SL mais elevado.

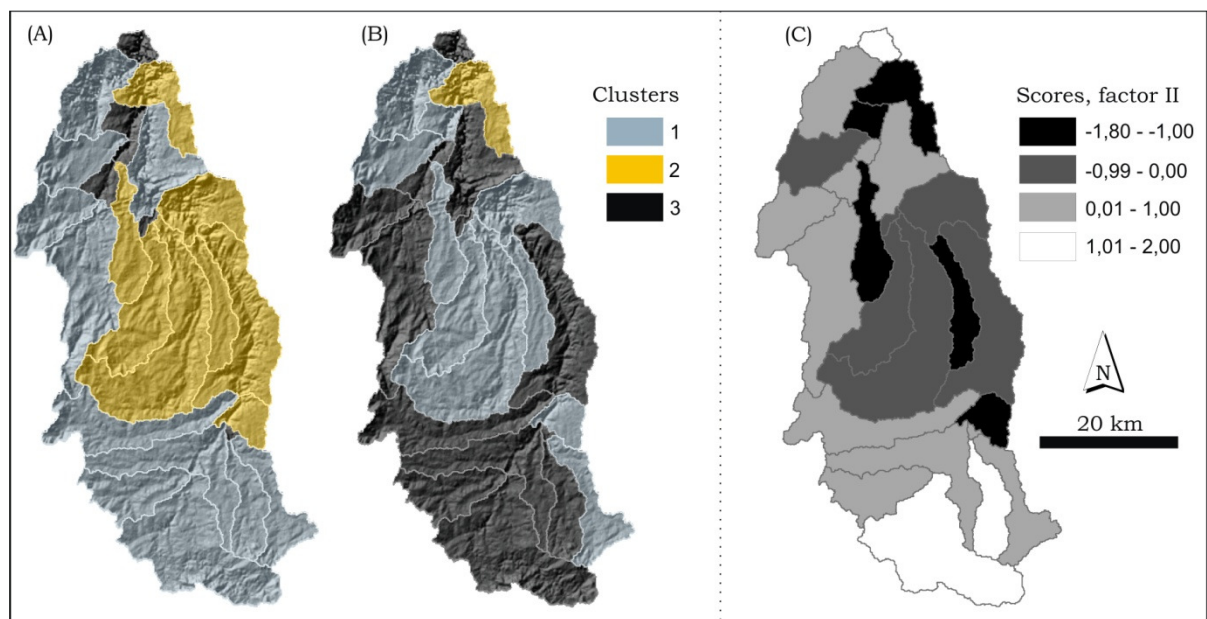


Figura 18. Clusters obtidos com análise *K-means* (A e B) e *scores* do factor 2 (C). A) Clusters construídos com os 4 factores (quadro 5) obtidos na análise factorial. B) Clusters construídos com as variáveis 7, 14, 16 e 19 do quadro 2. C)

4.3. Morfometria condicionada à litologia

4.3.1. Rugosidade topográfica

Os gráficos A, B e C da figura 19 apresentam os valores de rugosidade topográfica das zonas de análise definidas pelos tipos litológicos da Carta Litológica do Atlas do Ambiente (figura 2C). Os valores dos depósitos (1 a 3 da legenda) reflectem o seu contexto geomorfológico e são enviesados pela sua pequena expressão espacial, pela resolução grosseira do MDE e pela generalização dos limites litológicos (escala 1:1.000.000). Os valores de rugosidade dos filitos (5 da legenda) também aparecem enviesados pelo contexto geomorfológico do afloramento, pois preenchem o eixo da dobra sinclinal dos quartzitos da Marofa. Aparte estas 4 classes, são os quartzitos (4 da legenda) que, em função da geometria estreita do afloramento e da resistência relativamente aos materiais envolventes,

aparecem com os valores mais elevados, e os granitóides (7 da legenda) que, essencialmente em função da sua resistência à erosão linear e imbricadamente com uma melhor preservação dos aplanamentos, aparecem com os valores mais baixos. A maior rugosidade topográfica das áreas metassedimentares (6 da legenda) relativamente aos granitóides dever-se-á essencialmente à maior densidade de vales das áreas constituídas pelos primeiros.

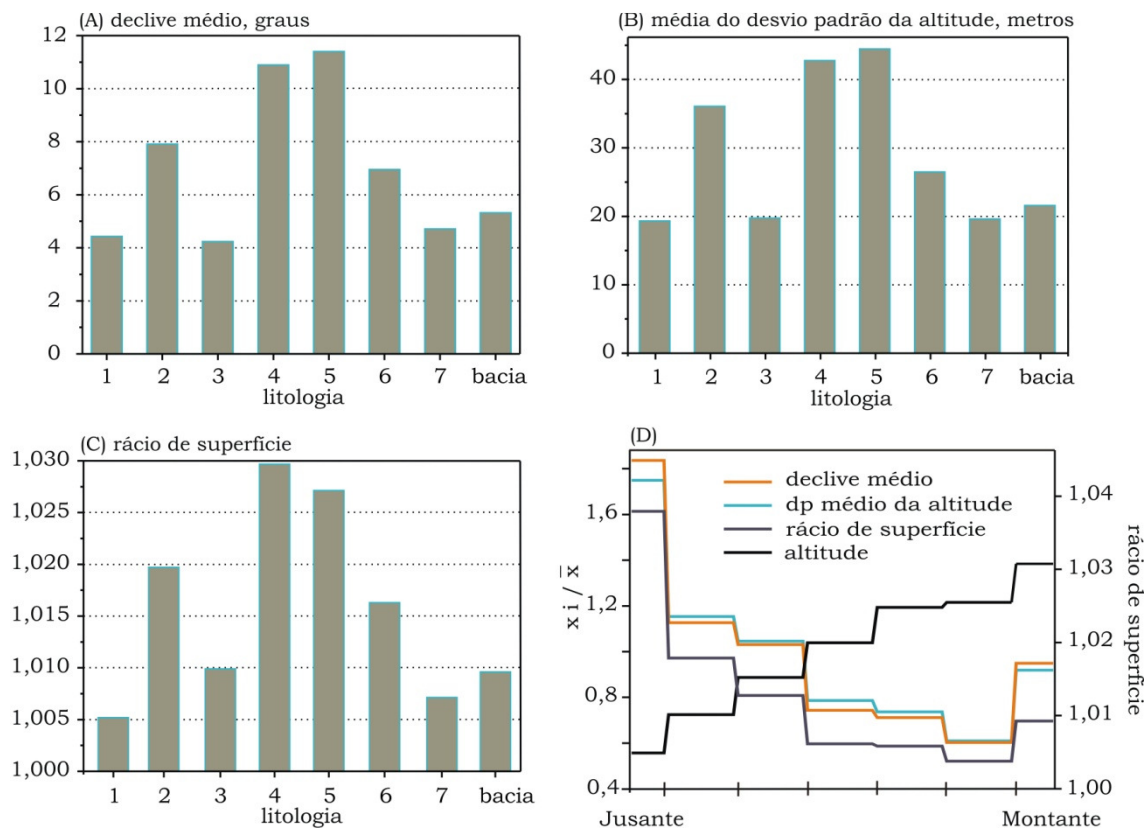


Figura 19. Rugosidade topográfica. Declive médio (A), média do desvio padrão da altitude calculado em vizinhanças de 1,26 km² (B), e rácio de superfície (C) da bacia do Côa e dos terrenos constituídos por cada um dos tipos litológicos identificados pela Carta Litológica do Atlas do Ambiente: 1 – aluviões; 2 – depósitos de vertente e *Rañas*; 3 – arcoses e depósitos de vertente; 4 – quartzitos; 5 – filitos (Ordovício); 6 – Complexo Xisto-Grauváquico; 7 – granitos e rochas afins. D) declive médio, média do desvio padrão da altitude calculado em vizinhanças de 1,26 km², rácio de superfície e altitude média de 7 faixas de igual intervalo de latitude (à exceção das faixas extremas), i.e. perpendiculares ao eixo maior da bacia do Côa e paralelas entre si.

A figura 19D apresenta os valores dos 3 indicadores de rugosidade e da altitude média de 7 faixas de terreno de igual intervalo de latitude (à exceção das faixas dos dois extremos da bacia), perpendiculares ao eixo maior da bacia e paralelas entre si. Demonstra a existência de um gradiente geomorfométrico S-N, sentido no qual a rugosidade topográfica aumenta e a altitude média diminui, e que a localização dos afloramentos é um factor importante para explicar a rugosidade das áreas que ocupam, enviesando uma análise da influência do condicionalismo litológico a uma escala superior à da informação presente na Carta Litológica do Atlas do Ambiente.

A análise do declive médio das áreas ocupadas por cada dos tipos litológicos da Carta Geológica de Portugal (1:500.000) revelou-se fortemente enviesada pela localização dos afloramentos na bacia, principalmente consequência da existência do gradiente geomorfométrico S-N. Os aspectos relevantes, relativos à influência do condicionalismo litológico, que poderiam ser concluídos na análise a esta escala, teriam de se basear em conhecimentos de campo e numa análise visual da informação altimétrica digital.

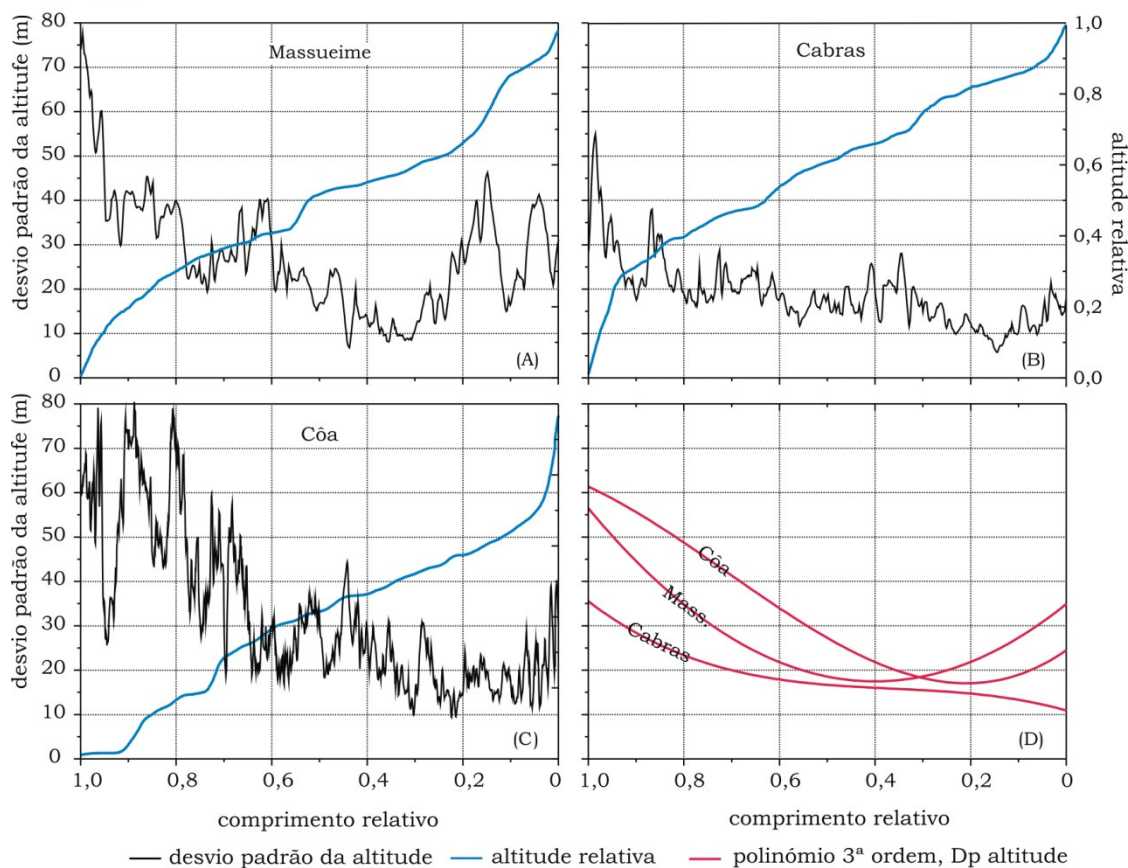


Figura 20. Encaixe fluvial. A, B e C) Perfil longitudinal do desvio padrão da altitude (vizinhança $1,26\text{km}^2$) (encaixe fluvial) e perfil longitudinal da altitude da Ribeira de Massueime, da Ribeira das Cabras e do Rio Côa, respectivamente. D) Ajuste polinomial de 3ª ordem ao desvio padrão da altitude.

O gradiente geomorfométrico S-N está, em medida importante, relacionado com a variação espacial da morfogénese fluvial. A figura 20 apresenta os PL do encaixe fluvial (PL do desvio padrão da altitude calculado em vizinhanças circulares com $1,26\text{km}^2$) e da altitude dos 3 c.a. mais caudalosos da bacia (Rio Côa, Ribeira de Massueime, com bacia de 525km^2 , e Ribeira das Cabras, com bacia de 418km^2) (ver figura 3 para PL com escala dimensional). Enquanto a Massueime conflui com o Côa 15km a montante do Douro, a Cabras conflui com o Côa imediatamente a montante da Marofa; o troço do rio Côa que separa as suas fozes tem 18,8km, desnivela *c.* 160m (declive médio de 8,5m/km), e está talhado em materiais resistentes (essencialmente granitos sintectónicos e migmatitos). Os 3 c.a. escoam mais encaixados no troço terminal do que no troço inicial e a hierarquia do encaixe geral e do

encaixe do troço terminal é inversa à da latitude da foz, à da área das bacias e à da integral das curvas (0,5; 0,52; 0,62), i.e., ao ajuste geral à posição do nível de base, indicando controlos semelhantes a este último, essencialmente: a idade e a magnitude do rejuvenescimento, que têm de ser entendidas à luz da “propagação regressiva do encaixe; a erosividade dos c.a., i.e., a sua capacidade de ajuste (módulo de 2,68 m³/s na Ribeira de Massueime e de 1,75m³/s na Ribeira das Cabras); e a erodibilidade da lito-estrutura, sendo especialmente significativo o facto de a Massueime escoar, para jusante da ruptura de declive (provavelmente de desequilíbrio relativamente a um paleo-nível de base) que apresenta por volta dos 75% de comprimento relativo (figura 20 e figura 3), junto da linha de relevos da Marofa, sempre bastante encaixada num vale de fractura com aproximadamente 25km de comprimento, num troço onde o seu talvegue descreve uma convexidade de grande amplitude, que contrasta com a grande magnitude e pequena amplitude da convexidade do troço terminal da Ribeira das Cabras.

A complexidade morfotectónica do sector NW da bacia (e.g., *graben* da Longroiva), onde o terreno transita para as elevações dos Planaltos Centrais, é o segundo factor principal que contribui para o gradiente geomorfométrico.

É possível que a maior inclinação do talvegue do Côa para montante da confluência com a Massueime (figura 3), assim como, a uma escala mais fina, as duas rupturas de declive que apresenta por volta dos 70% e dos 90% de comprimento relativo (figura 20), estejam parcialmente relacionadas com uma situação de equilíbrio relativamente à erodibilidade do substrato geológico, o que tem consequências importantes ao nível do modo como o ajuste fluvial à descida relativa do nível de base se propaga no espaço.

4.3.2. Densidade de drenagem e densidade hídrica

O quadro 7 apresenta os valores de densidade de drenagem (km/km²) dos terrenos constituídos por cada um dos tipos litológicos identificados pela Carta Litológica do Atlas do Ambiente (figura 2C). À excepção das áreas granitóides e metassedimentares, os valores têm pouco significado para avaliar a influência do condicionalismo litológico. Por um lado, a pequena expressão espacial das classes gera um enviesamento relacionado com a influência do contexto geomorfológico específico, com a insuficiência da área de contribuição para geração de escoamento concentrado e com a generalização dos limites geológicos (escala 1:1.000.000). Em associação, a morfologia dos próprios afloramentos ou das formas de deposição também pode ser causa de um enviesamento. Por exemplo, o valor de 6,24 km/km² obtido para as aluviões com a hidrografia 1:25.000 resulta simultaneamente da pequena expressão espacial e da generalização dos limites geológicos (que geram um erro grande na sua posição), e da geometria alongada.

Litologia Atlas do Ambiente	IGEOE ¹	5 CÉL. ²	A. AMB. ³	500 CÉL. ⁴	% ÁREA
Aluviões	6,24	5,01	0,77	0,96	0,2
Depósitos de vertente; Rañas	2,05	4,17	0,18	0,04	0,95
Arcoses; depósitos de vertente	3,5	3,69	0,05	0,03	0,7
Quartzitos	2,71	3,69	0,13	0,19	0,61
Filitos (Ordovícico)	3,96	3,5	0,12	0,14	0,27
Complexo Xisto-Grauváquico	4,68	3,85	0,43	0,47	24,02
Granitóides	6,36	4,19	0,38	0,43	73,3
Bacia	5,89	4,11	0,38	0,43	100

Quadro 7. Densidade de drenagem (km / km²) dos terrenos constituídos por cada um dos tipos litológicos identificados pela Carta Litológica do Atlas do Ambiente (1:1.000.000) para redes de drenagem com escala e origem diferentes: 1 – hidrografia 1:25.000 do Instituto Geográfico do Exército; 2 – rede de drenagem extraída automaticamente com recurso a limiar de fluxo acumulado de 5 células (0,44 km²); 3 – hidrografia 1:1M do Atlas do Ambiente; 4 – rede de drenagem extraída automaticamente com recurso a limiar de fluxo acumulado de 500 células (4,36 km²).

Enquanto nas redes de drenagem de escala grande (1:25.000 e limiar de fluxo acumulado de 5 células) a densidade de drenagem é maior nos granitóides (6,36 km/km² na escala 1:25.000) do que nos metassedimentos (4,68 km/km² na escala 1:25.000), nas redes de drenagem de escala pequena (1:1.000.000 e limiar de fluxo acumulado de 500 células) acontece o inverso. A densidade de drenagem das diferentes redes de drenagem para as mesmas unidades de análise difere mais entre as duas redes de drenagem de escala grande do que entre as duas redes de drenagem de escala pequena e a correlação é maior entre estas últimas.

No que respeita aos 6 tipos litológicos da Carta Geológica de Portugal (1:500.000, 1991) com maior expressão espacial na bacia do Côa (quadro 8), a densidade de drenagem da hidrografia 1:25.000 é mais elevada nos granitos de textura porfiróide, menor nos granitos de duas micas indiferenciados e ambas litologias metassedimentares aparecem com valores semelhantes. A ordem é muito diferente da dos valores referentes à rede de drenagem extraída automaticamente e a amplitude de variação é, tal como acontece das unidades de análise do quadro 2, menor para esta última.

Litologia da Carta Geológica de Portugal	IGEOE ¹	5 CÉL. ²	% ÁREA
Granitos e granodioritos porfiróides	7,79	4,19	6,82
Granitos monzoníticos porfiróides	7,39	4,19	36,13
Granitos moscovítico-biotíticos	5,97	4,38	8,26
Complexo Xisto-grauváquico	4,92	3,57	8,31
Turbiditos das fms da Desejosa, Pinhão e rio Pinhão	4,35	3,9	14,71
Granitos de duas micas indiferenciados	4,07	4,16	11,2

Quadro 8. Densidade de drenagem (km / km²) dos terrenos constituídos pelos 6 tipos litológicos da Carta Geológica de Portugal (1:500.000, 1991) com maior expressão espacial na bacia hidrográfica do Rio Côa. 1 – hidrografia 1:25.000 do Instituto Geográfico do Exército; 2 – rede de drenagem extraída automaticamente com recurso a limiar de fluxo acumulado de 5 células (0,44km²).

Litologia Atlas do Ambiente	Densidade hídrica
Aluviões	6,64
Depósitos de vertente; Rañas	8,18
Arcoses; depósitos de vertente	6,09
Quartzitos	5,97
Filitos (Ordovícico)	7,23
Complexo Xisto-Grauváquico	6,6
Granitóides	7,98
Bacia	7,95

Quadro 9. Densidade hídrica (nº de cursos de água por km²) de rede de drenagem extraída automaticamente com recurso a limiar de fluxo acumulado de 5 células (0,44km²) nos terrenos constituídos pelos tipos litológicos da Carta Litológica do Atlas do Ambiente (1:1M).

Litologia, Carta Geológica de Portugal	Densidade hídrica
Granitos de duas micas indiferenciados	7,58
Granitos monzoníticos porfiróides	7,45
Granitos e granodioritos porfiróides	7,36
Granitos moscovítico-biotíticos	7,07
Turbiditos das fms da Desejosa, Pinhão e rio Pinhão	6,4
Complexo Xisto-Grauváquico	6,1

Quadro 10. Densidade hídrica (nº de cursos de água por km²) de rede de drenagem extraída automaticamente com recurso a limiar de fluxo acumulado de 5 células (0,44km²) nos terrenos constituídos pelos 6 tipos litológicos da Carta Geológica de Portugal (1:500k, 1991) com maior expressão espacial.

A densidade hídrica é mais elevada nas áreas graníticas do que nas áreas metassedimentares (quadros 9 e 10). São os granitos de duas micas indiferenciados, os que possuem menor densidade de drenagem na escala 1:25.000, que possuem o valor mais elevado.

A figura 21 demonstra a diferença existente entre a hidrografia 1:25.000 e uma hidrografia extraída automaticamente com limiar de fluxo acumulado de 3 células. Na figura 21A, as áreas melhor drenadas correspondem, grosso modo, a granitos monzoníticos com esparsos megacristais e para norte afloram outros tipos de granitos e metassedimentos. Rapidamente se percebe que um dos maiores problemas da utilização dos valores de densidade hídrica calculados para redes de drenagem extraídas automaticamente com reduzidos limiares de fluxo acumulado, advém da incapacidade destas para lidar correctamente com a variação espacial da capacidade de geração de escoamento, que está estritamente relacionada com as características do substrato geológico.

Conclui-se que a maior densidade de drenagem das áreas graníticas se deve essencialmente a um número superior de c.a. de ordem muito reduzida, principalmente de 1ª ordem pois: independentemente dos problemas da metodologia, a densidade hídrica é mais elevada nas áreas graníticas; a diferença entre os granitóides e o Complexo Xisto-Grauváquico é menor na rede extraída automaticamente com 5 células de limiar de fluxo acumulado do que na hidrografia 1:25.000; nas

redes de drenagem de escala pequena os granitóides possuem menor densidade de drenagem que o Complexo Xisto-Grauváquico; as diferenças dos valores das unidades de análise é menor entre as redes de drenagem de escala pequena do que entre as de escala grande; apesar da localização antagónica na bacia, os dois tipos litológicos metassedimentares possuem valores de densidade de drenagem semelhantes.

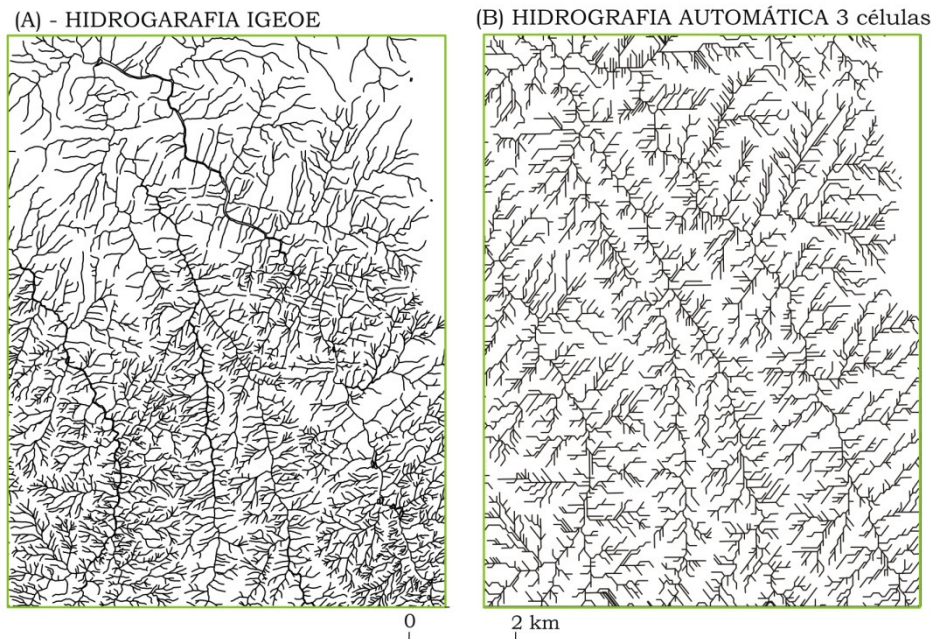


Figura 21. Diferenças entre a hidrografia 1:25k do Instituto Geográfico do Exército (A) e rede de drenagem extraída automaticamente com recurso a limiar de fluxo acumulado de 3 células (B). Notar a incapacidade da rede de drenagem extraída automaticamente para lidar com a variação espacial da capacidade de geração de escoamento, relacionada principalmente com a litologia do substrato.

O facto de os granitos de duas micas indiferenciados aparecerem com a densidade hídrica mais elevada (na escala 1:25.000) e com a densidade de drenagem mais reduzida dever-se-á essencialmente a terem grande expressão espacial onde o encaixe fluvial é maior (predominam na bacia da Ribeira de Massueime, a montante da Marofa), o que potencia a preservação dos aplanamentos, e a uma resistência relativamente (a outros tipos de granitos) elevada à desintegração granular, que é especialmente notória quando se compara a topografia das áreas que ocupam com a topografia das áreas onde afloram granitos porfiróides. Especificamente, a classe dos granitos monzoníticos porfiróides, que têm grande expressão espacial a montante da linha de relevos da Marofa, associa-se a uma importante “microrugosidade” topográfica que não tem paralelo nos granitos de duas micas indiferenciados. Certamente, em parte a maior degradação das superfícies aplanadas para montante da linha de relevos da Marofa está relacionada com este contraste litológico.

5. Discussão e conclusões

Na bacia do Côa, o estágio evolutivo da hipsometria adimensional (IH) das sub-bacias de drenagem é determinado essencialmente pelo estágio evolutivo (integral) do PL dos c.a. principais (mais longos) que as drenam. Quanto maior a integral dos PL, i.e., quanto mais a sua forma se afasta da do perfil de equilíbrio, maior tende a ser o volume de terreno da bacia que se localiza acima do nível de base. Esta relação tem de ser entendida à luz do carácter plano e extenso dos interflúvios e da “juventude” geral da rede hidrográfica. A forte dependência que a hipsometria adimensional das bacias apresenta relativamente às características dos PL dos c.a. está relacionada com a reduzida variabilidade altimétrica do terreno da bacia do Côa e, conseqüentemente, com a dependência que a rugosidade topográfica apresenta relativamente à morfometria dos vales, parâmetro geomorfométrico que influi directamente na integral da curva hipsométrica.

A interacção entre a variação espacial da taxa e/ou duração do levantamento tectónico, da capacidade de ajuste da rede hidrográfica, da influência das rupturas de declive regressivas (desequilíbrio do PL relativamente ao nível de base) na morfologia dos PL, e o condicionamento da litologia em vários aspectos (e.g., na erodibilidade do terreno e na génese de rupturas de declive de equilíbrio), são os factores mais importantes para explicar a variação espacial da morfometria dos PL. Pensa-se que a diversidade espacial da magnitude da descida relativa do nível de base e da erosividade dos c.a. é a causa principal da inexistência de uma relação linear entre o encaixe fluvial e a IH. Dependendo das unidades de análise consideradas, o aumento do encaixe fluvial tanto se associa ao aumento como à diminuição da integral do PL.

A estabilização do nível de base pode explicar a diminuição da integral com o aumento do encaixe fluvial em determinado grupo de bacias, pois o volume das bacias está em diminuição. O inverso poderá acontecer onde a descida da altitude da foz suplanta a capacidade do c.a. para entalhar o terreno. Quando essa incapacidade se verifica também no curso de água para onde drena o c.a. da bacia tratada, a amplitude altimétrica da bacia continua a aumentar, devido ao *relaxation time*, após a cessação dos movimentos tectónicos; acontece nas mais diversas escalas, dos c.a. da mais pequena ordem, aos grandes cursos de água. A relação entre a dinâmica do nível de base dos c.a. e o levantamento tectónico, mesmo quando espacialmente homogéneo, é um problema muito complexo. Nos manuais de geomorfologia fluvial lê-se, frequentemente, que o aumento do encaixe fluvial leva ao aumento da IH. É uma hipótese, de entre duas possíveis, que raramente é justificada. É primordial ter em mente que a altitude mínima das bacias corresponde, na maior parte dos casos, à altitude da foz dos c.a. que as drenam. Um aumento da IH conseqüente do encaixe verificar-se-á nas bacias onde os troços terminais dos c.a. não estão estabilizados e também se encaixam no terreno, em virtude da descida do nível de base. Uma diminuição da IH conseqüente do encaixe verificar-se-á nas bacias onde os troços terminais dos c.a. principais que as drenam estão estabilizados, pois o encaixe fluvial

dos troços a montante vai levar à dissecação do terreno, diminuindo o volume de terreno compreendido nas alturas médias, e aumentar a área relativa das alturas mais reduzidas.

Em igualdade dos restantes factores, a relação entre o potencial morfogenético (capacidade de ajuste) de determinada bacia e da bacia para a qual drena o c.a. principal daquela é o factor principal para perceber a variação espacial do estágio evolutivo do PL. Num raciocínio simples, idealizando duas bacias com características biofísicas exactamente iguais, com a mesma incapacidade para contrariar o desajuste promovido pela descida relativa do nível de base, o aumento do desajuste num determinado intervalo de tempo será maior naquela cujo rio principal drena para o c.a. que se encaixa mais rapidamente no terreno. Esta relação pode ser extremamente relevante para explicar as diferenças do estágio evolutivo das bacias em contextos geomorfológicos constituídos por planaltos pouco degradados e com um regime tectónico espacialmente pouco diverso.

A sequência de ideias apresentadas nos parágrafos anteriores permite perceber que a localização relativa das unidades de análise na unidade geomorfológica maior (bacia hidrográfica) pode explicar, mais do que qualquer outra característica, o estágio evolutivo. Mas, a própria influência relativa dos factores que determinam a importância da localização (apresentados em cima) variam com o contexto evolutivo da bacia hidrográfica. Atente-se, por exemplo, às modificações morfométricas que a regressão das rupturas de declive de desequilíbrio despoleta nos PL, ou mesmo à variação longitudinal da capacidade entalhe dos c.a. para qual drena o c.a. analisado.

Entender as taxas das modificações das diferentes componentes morfológicas dos sistemas fluviais em resposta aos movimentos da crosta terrestre deve ser um objectivo primário quando se visa a construção de uma base teórica efectiva, que permita explicar sistematizadamente e de um modo simples o acoplamento e as retroacções entre componentes. Na bacia do Côa, o tempo e a magnitude dos “impulsos morfogenéticos” (tectónica e descida absoluta do nível de base (dos c.a.), para onde a drenagem é efectuada), aliadas à erosividade dos c.a., são as variáveis mais importantes para perceber a variação espacial da morfometria dos PL. Em cima referiu-se que com a diferente abrangência espacial dos parâmetros quantificados para os PL se pretendia avaliar a dinâmica do sistema fluvial a escalas temporais distintas. Rigorosamente, este trabalho não buscou uma base teórica que permitisse consubstanciar aquela ideia. Não foi assumida uma génese contemporânea e comum para as diferentes propriedades dos PL em virtude da assumpção que as modificações nos troços montante resultam principalmente de modificações morfológicas provenientes de jusante. Também é importante atentar que a tectónica activa, principal responsável por aquelas modificações, tem expressão à escala regional, e abrange todo o sistema fluvial.

Referiu-se que, em alguns casos, a morfologia do troço jusante dos PL sugere um “rejuvenescimento” recente da rede de drenagem, em virtude da aparente ruptura com a morfologia dos troços para montante (com menor declive). Acontece, por exemplo, nos c.a. do sector montante da bacia do Côa. Mais a jusante, a Ribeira Gaiteiros (bacia de 69 km²), com a foz poucos km a montante da Serra da Marofa, e a Ribeira das cabras (bacia 15, com 418 Km²), que termina no sopé daquela

serra, possuem troços terminais que rompem completamente com a morfologia do PL para montante. É difícil explicar, sem conhecimento de campo, porque dois c.a. de dimensão tão dispare apresentam comportamentos tão semelhantes. É provável que esteja relacionado com diferenças litológicas e com a existência de uma ruptura de declive (caso seja regressiva) mediando as fozes dos dois c.a. Curiosamente, mais a leste, a Ribeira de Massueime apresenta uma ruptura de declive muito distinta, também imediatamente a jusante da Marofa. Atentando à dissimetria altimétrica entre os sectores a norte a sul da linha de relevos da Marofa e às características dos PL imediatamente a sul dos materiais ordovícicos, é possível que o relevo residual trace, em contornos grosseiros, um limite entre blocos tectónicos que se movimentam a velocidades diferentes. Para sul da ruptura de declive, a Ribeira de Massueime desenha uma convexidade de grande comprimento de onda (dezenas de Kms), que se estende até à confluência com o Côa. A sua forma pode resultar de uma descida relativamente suave do nível de base ou da capacidade de ajuste do c.a.. A regressão de impulsos morfogenéticos também pode explicar parte importante das características geomorfológicas descritas, sem que existam os movimentos tectónicos diferenciais hipotetizados.

Existe um gradiente geomorfométrico S-N na bacia hidrográfica do Rio Côa, sentido no qual a rugosidade topográfica aumenta e a altitude média diminui. A variação espacial do potencial morfogenético dos c.a. e, hipoteticamente, a sua relação com a propagação N-S dos “impulsos morfogenéticos”, são dois dos factores mais importantes para explicar o aumento da rugosidade topográfica para jusante. A complexidade morfotectónica do sector NW da bacia, relacionada com o sistema de falhas Bragança-Manteigas, onde se efectua a transição para as elevações dos planaltos centrais, também contribui de modo importante para a maior rugosidade do sector jusante.

A sobre-elevação dos terrenos a SW, associada ao levantamento da Serra da Estrela naquele flanco da bacia, e a subsidência dos terrenos a N, relacionada com o balançamento da Meseta para NW, explica uma parte importante do gradiente altimétrico. Os planaltos, obedecendo àquele gradiente altimétrico, situam-se em dois intervalos altimétricos principais. A montante do alinhamento de relevos da Marofa localizam-se principalmente no intervalo 710-830m e a jusante principalmente no intervalo 460-510m.

O alinhamento de relevos da Marofa é uma peça muito importante no mosaico geomorfométrico da bacia do Côa. Ele separa, de modo grosseiro, dois domínios geomorfológicos diferenciáveis do ponto de vista da altimetria e da preservação dos aplanamentos. Especificamente, as diferenças altimétricas entre os níveis aplanados a montante (excluindo o sector SW da bacia) e a jusante da Marofa parecem não dever-se somente ao balançamento da Meseta para NW. Existe uma transição demasiado brusca que parece sugerir que a o afloramento ordovícico teve/tem um papel na génese, com já se referiu.

O gradiente geomorfométrico sobrepõe-se ao condicionalismo litológico da rugosidade do terreno. Não obstante, conclui-se que os terrenos graníticos são menos rugosos que os terrenos metassedimentares. A maior densidade de vales das áreas metassedimentares é a causa da sua maior

densidade de vales. Já a rede de c.a., é mais densa nos terrenos graníticos devido essencialmente a maior número de linhas de água de ordem reduzida, especificamente de 1ª ordem. A maior capacidade de geração de escoamento das áreas graníticas está relacionada com a densa rede de fracturas ortogonais, que constituem linhas de erosão preferencial.

A utilização dos valores de densidade hídrica calculados para redes de drenagem extraídas automaticamente com reduzidos limiares de fluxo acumulado requer cautela acrescida, devido ao enviesamento adveniente da incapacidade destas para lidar correctamente com a variação espacial da capacidade de geração de escoamento, que está estritamente relacionada com as características do substrato geológico.

No que respeita à metodologia empregue na análise hipsométrica das platitudes, conclui-se que nem o RER nem o declive devem ser utilizados isoladamente. Uma vez que o declive incorpora as áreas com hipsometria côncava e que os terrenos sub-horizontais com hipsometria convexa identificados pelo RER incorporam áreas com declive muito acima dos 5°, tanto mais quanto menor a vizinhança utilizada no cálculo, a utilização combinada dos dois parâmetros tem vantagens claras. Sugere-se a utilização combinada do RER e do declive na análise hipsométrica das superfícies de aplanamento, em detrimento da utilização solitária de apenas uma das condições, e a iteração com diferentes dimensões de vizinhança, visando uma adaptação ao contexto geomorfológico do caso de estudo.

Este trabalho demonstrou as potencialidades da informação altimétrica digital *SRTM* 3 segundos de arco. Para além de constituir uma fonte de informação de utilização ampla, muito debatida e testada, é de aquisição extremamente fácil e rápida, e é grátis. Permite incrementar a parcimónia em tarefas de análise e de modelação espacial de escala média e pequena.

No dia 29/06/2009 foi lançado um novo modelo global de elevação, com resolução espacial de 1 segundo de arco (i.e., o triplo do *SRTM*), também totalmente grátis (e.g., www.gdem.aster.ersdac.or.jp/), o denominado *ASTER GDEM*. Vem substituir, sem dúvida, a informação altimétrica *SRTM*, e “dar asas” a novos projectos.

BIBLIOGRAFIA

- Demoulin A (1998) Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe (1998). *Geomorphology*, 24: 189-208.
- Etzelmüller *et al.*(2001) Terrain parameters and remote sensing data in the analysis of permafrost distribution and periglacial processes: principles and examples from southern Norway . *Permafrost and Periglacial Processes*, 12: 79-92.
- Evans I (1972) General geomorphometry, derivatives of altitude, and descriptive statistics. *In* Chorley R (ed.) *Spatial Analysis in Geomorphology*. London, Methuen:17-90.
- Ferreira A B (1978) *Planaltos e Montanhas do Norte da Beira*. Centro de Estudos Geográficos, Lisboa.
- Goldrick G, Bishop P (1995). Differentiating the roles of lithology and uplift in the steepening of bedrock river long profiles: an example from southeastern Australia. *Journal of Geology* 103: 227–221.
- Goldrick G, Bishop P (2007) Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack’s SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form). *Earth Surf. Process. Landforms*, 32: 649-671
- Goudie *et al.*(1990) *Geomorphological techniques*. Unwin Hyman, London.
- Hengl T, Evans I (2008) Mathematical and Digital Models of the Land Surface. *In* Hengl T, Reuter H. (ed.) *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications*, Elsevier: 31-63..
- Larue J (2008) Effects of tectonics and lithology on long profiles of 16 rivers of the southern Central Massif border between the Aude and the Orb (France). *Geomorphology*, 93: 343-367.
- Larue J (2008) Tectonic influences on the Quaternary drainage evolution on the north-western margin of the French Central Massif: The Creuse valley example. *Geomorphology*, 93: 398-420.
- Luo W, Stepinski T (2008) Identification of geologic contrasts from landscape dissection pattern: An application to the Cascade Range, Oregon, USA. *Geomorphology*, 99: 90–98.
- Phillips J, Lutz J (2008) Profile convexities in bedrock and alluvial streams. *Geomorphology*, 102: 554-566.
- Pike R, Evans I, Hengl T (2008) Geomorphometry: A Brief Guide. *In* Hengl T, Reuter H. (ed.) *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications*, Elsevier: 3-30.
- Ribeiro M L (2001) Notícia Explicativa da Carta Geológica Simplificada do Parque Arqueológico do Vale do Côa, 71 p., Parque Arqueológico do Vale do Côa, Vila Nova de Foz Côa.
- Rodríguez E, Morris C, Belz J (2006) A Global Assessment of the SRTM Performance. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 72 (3): 249-260.
- Rowberry M (2008) Constraining the altitudinal range of sub-horizontal denudation surfaces in Wales, U.K., using the elevation-relief ratio. *Rev. Geogr. Acadêmica*, 2 (2): 26-40.
- Segura F *et al.*(2007) Morphometric indices as indicators of tectonic, fluvial and karst processes in calcareous drainage basins, South Menorca Island, Spain. *Earth Surf. Process. Landforms*, 32: 1928-1946.
- Troiani F, Della Seta M, The use of the Stream Length–Gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: A case study from Central Italy, *Geomorphology* (2008), doi:10.1016/j.geomorph.2007.06.020

DOCUMENTOS CARTOGRÁFICOS

- Carta litológica de Portugal 1:1.000.000, Atlas do Ambiente (www.iambiente.pt)
- Carta Geológica de Portugal 1:500.000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 1991.
- Carta Geológica Simplificada do Parque Arqueológico do Vale do Côa à escala 1/80.000. Instituto Geológico e Mineiro e Parque Arqueológico do Vale do Côa.
- Carta Militar de Portugal 1:25.000, folhas 140, 141, 150, 151, 160, 161, 162, 170, 171, 172, 181, 182, 183, 192, 193, 194, 203, 204, 205, 214, 215, 216, 225, 226, 227, 227-A, 237, 238, Instituto Geográfico do Exército.

ANEXO I

Varição longitudinal do índice SL nos cursos de água principais das bacias 18 a 25. Exemplo de representação cartográfica do índice.

