

A DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DOS TERMOS DO BALANÇO DE ENERGIA EM SUPERFÍCIE A PARTIR DE IMAGEM ORBITAL E OBSERVAÇÃO DE CAMPO

Antonio Jaschke Machado¹

Tarik Rezende de Azevedo²

Resumo: O balanço de energia superficial é estimado para a área da Região Metropolitana de São Paulo (RMSP), empregando-se um método modificado e fundamentado no procedimento utilizado por Lopes (2003) sobre a área da Região Metropolitana de Lisboa (RML), Portugal. A classificação de ocupação do solo é semelhante à utilizada por Sukopp *et al.* (1979), sobre a área da Região Metropolitana de Berlin Ocidental (RMBO), Alemanha. São aplicadas informações obtidas de maneiras distintas, combinando-se observações procedentes de sensores instalados em plataformas orbitais e de sensores instalados sobre plataformas móveis em superfície. O balanço resultante apresenta um padrão que não coincide com o balanço tradicional obtido exclusivamente através de dados orbitais. A utilização de informações provenientes do interior da camada das coberturas (UCL – *Urban Canopy Layer*) permite uma nova perspectiva, pela qual o balanço energético pode ser experienciado do ponto de vista do pedestre e não apenas de um ponto de vista exclusivamente extraterreno.

Palavras-chave: Balanço de energia; Imagem de satélite; Transeto móvel; Urbano.

Introdução

Offerle *et al.* (2006) apresentam uma visão mais abrangente do balanço energético em um volume envolvendo a superfície, incluindo-se *a priori*, mesmo sem ainda parametrizar, o papel da vegetação e do fluxo de massa representado pela precipitação,

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_E + \Delta Q_S + \Delta Q_A + S \quad (01)$$

O fluxo S indica todas as fontes e sumidouros de energia, as quais não têm sido normalmente incluídas nos balanços de energia modelados como, por exemplo, a remoção de energia pelo escoamento da chuva e a energia fotossintética, ainda não parametrizadas, mas que podem melhor representar os resíduos energéticos observados em modelos idealizados do balanço energético. O termo ΔQ_A representa a variação de energia causada pela advecção de ar a partir de outras localidades com diferentes características térmicas. Conforme a definição de um volume ao redor da interface entre a superfície e a atmosfera (OKE, 1988), o fluxo Q_G , o qual representa o calor sensível transferido através da superfície, é incorporado ao termo ΔQ_S , indicador, por sua vez, da variação da energia armazenada no volume. Os fluxos Q_H e Q_E são indicadores dos fluxos turbulentos de energia entre a superfície e o ar adjacente, na forma de calor sensível e latente.

Enquanto os fluxos Q_F e Q^* representam as fontes de energia normalmente consideradas, as fontes antrópicas e o saldo

entre todos os fluxos radiativos de energia, respectivamente.

Deve-se ressaltar, no entanto, o papel do fluxo Q^* como um sumidouro de energia durante o período noturno, em situações nas quais o fluxo em ondas longas provenientes da superfície para a atmosfera é numericamente superior ao fluxo observado no sentido inverso, ou seja, a partir da atmosfera em direção à superfície. Raciocinando-se sob a lógica meteorológica, pela qual busca-se incessantemente a proximidade ao meio atmosférico acima da camada das coberturas, o termo Q^* deve ser sempre negativo no período noturno. Pois se idealiza a temperatura média do ar, através de toda a coluna atmosférica, sempre inferior à temperatura superficial. Mas, por outro lado, raciocinando-se sob uma lógica geográfica, em que se procure reunir uma variedade considerável de ambientes constituintes dos lugares habitados pelo ser humano, a determinação de um padrão noturno efetivo para o termo Q^* parece ser incerta. No interior da camada de coberturas verifica-se a redução de Q^* no período noturno, devido à redução direta no saldo em ondas longas, por uma diminuição considerável do fator de visão do céu. Desta maneira talvez não fosse difícil idealizar-se uma situação com reduzidíssima visão do céu, e simultaneamente paredes ou coberturas mais aquecidas do que os pisos, na qual o fluxo Q^* tendesse a anular-se ou mesmo tornar-se positivo no período noturno. Somente experiências quantitativas em campo poderiam vir a comprovar a existência deste fenômeno, cuja representação intuitiva não poderia ser aqui, neste momento, desprezada.

¹Aluno de pós-graduação, jaschke.machado@usp.br, bolsista do CNPq – Brasil

²Professor Doutor, xtarixx@usp.br, DG, FFLCH, USP

O balanço de energia na cidade de São Paulo possui um caráter significativamente sazonal, modulado pelos diferentes tipos de tempo que se estabelecem entre os períodos de outono–inverno e primavera–verão. Considerando apenas a fonte energética natural, caracterizada pela radiação solar e emissões em ondas longas a partir das diversas superfícies, Moraes *et al.* (1977) utilizam observações em um período anual de variáveis atmosféricas e parametrizações do fluxo de ondas longas para estimar Q^* . O balanço radiativo, neste caso, opera como elemento delineador do saldo energético disponível para os diferentes tipos de troca de energia estabelecidos entre a atmosfera e os diversos tipos de ocupação que compõem a superfície urbana. Nota-se uma certa falta de atenção em relação à radiação solar refletida pela superfície e a uma possível ocorrência de energia residual no balanço, eventualmente apenas verificada através da realização de medições diretas em campo. E, além disso, são trabalhadas observações realizadas sobre um único ponto da área ocupada pela cidade. No entanto, é interessante perceber o resultado obtido por Moraes *et al.* (1977) para a emissão efetiva terrestre, relacionada aos fluxos em ondas longas. Em geral, os valores mais reduzidos ocorrem em dezembro, sob o domínio preferencial do anticiclone polar oceânico em processo de tropicalização MORAES *et al.*, (1977, págs. 12, 13 e 34), enquanto os maiores valores são observados em agosto, sob domínio do anticiclone tropical. A explicação para a observação de uma emissão mínima efetiva em dezembro parece estar associada ao fluxo de sudeste sobre a cidade de São Paulo, simultaneamente ao deslocamento de uma massa de ar polar nos meses de verão. Esta configuração do tempo seria capaz de criar uma grande cobertura de nebulosidade sujeita à precipitação, inibindo-se assim a perda radiativa em ondas longas pela camada superficial. Enquanto no inverno, sob domínio do fluxo de nordeste, associado ao anticiclone tropical, a cidade experimenta períodos de céu claro com maior frequência, favorecendo-se a perda de energia em ondas longas pelas camadas mais baixas da atmosfera, em contato direto com a superfície.

Em outras localidades vários experimentos têm buscado resultados mais realistas sobre o impacto das diferentes formas de ocupação do solo em áreas urbanizadas. As campanhas experimentais de Spronken-Smith *et al.* (2000), por exemplo, avaliam a intensidade das forças responsáveis pela evaporação no interior de um parque urbano, e os resultados podem ser úteis também para a interpretação que utiliza dados remotos. Neste estudo, são realizadas medições *in loco* da temperatura superficial e da pressão de vapor, tanto na área gramada central do parque,

como também sobre uma superfície de concreto na área residencial próxima ao parque. A temperatura e a umidade relativa do ar também são monitoradas através de sensores (Vaisälä – HMP35C) protegidos da incidência de radiação solar.

Nestes experimentos a temperatura superficial radiante é estimada em geral de maneira remota, com a utilização de um termômetro infravermelho (Everest – 4000A), corrigindo-a por emissividades encontradas na literatura (WITTICH, 1997). Segundo Oke (1987), este procedimento pode conduzir a erros que vão de 1°C a 2°C. Estes erros em geral estão dentro da margem de erro da própria leitura em boa parte dos sensores utilizados.

A temperatura superficial dos parques também pode ser estimada com a utilização de *scanners* infravermelhos (Agema – Thermovision 880), acoplados a aeronaves (SPRONKEN-SMITH e OKE, 1998). Nesta situação vôos entre 1 e 2 km acima da superfície podem resultar em imagens com resolução espacial entre 1,5 m x 1,5 m e 3,0 m x 3,0 m, respectivamente. Muito apropriadas ao estudo em escalas reduzidas.

Outra alternativa seria a estimativa gerada a partir de dados oriundos do satélite Ikonos, cujas imagens possuem uma boa qualidade (NEUBERT e MEINEL, 2005) para os fins deste estudo, apresentando resolução espacial de 1 m para o canal pancromático. Em relação à resolução dos canais multiespectrais, perde-se em qualidade com uma queda na resolução para 4 m, todavia ainda suficientemente satisfatória tendo em vista a capacidade de outros sensores. Porém, os canais multiespectrais do Ikonos não cobrem ainda a banda termal do espectro do infravermelho. Seus sensores são capazes de detectar as três bandas tradicionais do visível, e uma quarta banda do visível ao infravermelho próximo (EUROPEAN SPACE IMAGING, 2003), não havendo por enquanto disponibilidade de dados para o infravermelho médio e o termal.

De maneira mais específica, em estudos microescalares (MASSON *et al.*, 2002), temperaturas superficiais estimadas através de termômetros infravermelhos também podem ser aplicadas satisfatoriamente ao se reduzir o campo de visão para algo entre 05 e 10 m² em relação ao alvo.

No entanto, para investigações em escala local, medições aéreas da radiação infravermelha são mais apropriadas. Especialmente, como no estudo de Masson *et al.* (2002), quando estas estimativas são analisadas comparativamente a levantamentos da temperatura de paredes, obtidas através de trajetos móveis (VOOGT e OKE, 1997) na superfície, em períodos distintos no decorrer do dia e da noite.

Objetivo

A partir destas considerações e de levantamentos preliminares realizados em campo (MACHADO e AZEVEDO, 2005, 2006), a respeito dos padrões do fluxo em ondas longas recebidas na superfície sob diferentes formas de ocupação do solo, pretende-se apresentar uma ferramenta numérica simples que incremente as estimativas dos termos do balanço de energia através de imagens de satélite. Estimativas estas que em geral não possuem qualquer tipo de correção, mediante a forma do alvo que é visto pelo sensor no satélite. E cuja realidade, no interior da camada de coberturas onde vive o ser humano, só poderia ser apreendida por experimentos realizados na superfície interior a esta camada.

Material e método

A estimativa dos termos do balanço de energia (Eq. 01) é realizada utilizando-se o método de Lopes (2003) modificado, pelo qual despreza-se os termos advectivo e antropogênico, e substitui-se a variação da energia armazenada através do fluxo condutivo de calor sensível pelo termo Q_G , que passa a representar o fluxo de calor sensível por condução através da superfície idealizada,

$$Q^* = Q_H + Q_E + Q_G \quad (02)$$

Onde o saldo dos fluxos radiativos fica então expresso como,

$$Q^* = (K \downarrow - K \uparrow) + (L \downarrow - L \uparrow) \quad (03)$$

Sendo os fluxos irradiados e emitidos ($K \uparrow$ e $L \uparrow$) em ondas curtas e longas, respectivamente, obtidos de maneira semelhante ao procedimento aplicado por Lopes (2003). A modificação consiste basicamente em determinar as componentes radiativas recebidas, $K \downarrow$ e $L \downarrow$, em ondas curtas e longas, respectivamente, levando-se em conta não o modelo numérico do terreno da RMSF, com sua caracterização altimétrica, mas sim os aspectos morfológicos da cobertura superficial. Considerando-se, sobretudo, a diferenciação entre as áreas arborizadas e aquelas desprovidas de vegetação, através da observação do índice de vegetação normalizado (NDVI – FORESTI e PEREIRA, 1987). Para isto são empregadas relações lineares simples entre estas

de valores observados e estimados por Machado e Azevedo (2005), em uma situação com ângulo zenital solar semelhante ao horário correspondente ao de obtenção das imagens do satélite LANDSAT TM.

Esta modificação no método original tem como objetivo determinar um ganho radiativo (Q^*) que fosse representativo da camada entre o piso das vias públicas e as coberturas (topo das árvores e dos edifícios), e que, portanto, fosse mais próximo à realidade dos habitantes da cidade. Para o caso estudado, resulta nas seguintes expressões:

$$K \downarrow = 361 - 293NDVI \quad (04)$$

e

$$L \downarrow = 375 + 25NDVI \quad (05)$$

A componente $K \uparrow$ emitida pela superfície a partir da reflexão de $K \downarrow$, é determinada fundamentalmente pelo albedo superficial. O albedo é calculado levando-se em conta os canais do visível (1 a 3), do infravermelho próximo (4) e do infravermelho médio (5 e 7), o ângulo zenital solar e a distância média entre o Sol e a Terra.

Às 10:00 h (HL) do equinócio de primavera o ângulo zenital solar (AzenS) é de aproximadamente 30°. Ao início da tarde, em torno das 14:00 h (HL), próximo ao horário em que se realizam as observações em superfície (MACHADO e AZEVEDO, 2005) observa-se um ângulo semelhante. Neste caso tem-se,

$$\cos(AzenS) \cong 0,866 \quad (06)$$

Além de AzenS, utiliza-se a distância entre a superfície da Terra e a camada do Sol que emite a maior parte da radiação visível como sendo da ordem de 1 ua³.

A conversão do padrão digital em valores do fluxo radiativo é feita através dos coeficientes de calibração apresentados por Markham e Barker (1986).

A componente $L \uparrow$ é determinada através da temperatura superficial estimada pelo canal 6, empregando-se uma conversão a partir do modelo digital em que também são aplicados coeficientes de calibração (MARKHAM e BARKER, 1986). No entanto, para que se possa estimar Q^* , é necessário adaptar-se a Imagem resultante para a componente $L \uparrow$, visto que a resolução

³ A unidade métrica definida pelo símbolo ua recebe o nome de unidade astronômica, e por definição equivale a aproximadamente 1,5x10⁸ km

espacial neste caso, difere para os demais, de uma amostragem de 60 m x 60 m (canal 6) para uma amostragem de 30 m x 30 m (demais canais). Para isto, emprega-se uma relação quadrática entre $L\hat{\uparrow}$ e o índice NDVI, a partir da indicação observacional de que haveria uma correspondência aproximada entre a temperatura superficial máxima e o NDVI em torno do valor nulo.

$$L\hat{\uparrow} = 586 - 323(NDVI)^2 \quad (07)$$

De fato, Foresti e Pereira (1987) descrevem 08 classes de índices de vegetação para a mesma região de estudo. As áreas densamente edificadas, às quais se presume possuírem as temperaturas superficiais mais elevadas, correspondem às magnitudes intermediárias de tais índices. Considerando-se os valores extremos dos índices os associados aos espelhos d'água, para magnitudes mínimas, e às áreas arborizadas, para magnitudes máximas. O método aplicado equivale ao procedimento de interpolação quadrática entre as classes e a temperatura superficial, com o máximo da curva coincidindo com a classe mediana, tipicamente representativa de uma ocupação urbana.

A partir da estimativa de todas as componentes radiativas, pode-se então determinar Q^* e obter atingir-se uma estimativa de Q_G , que também considera a relação com o NDVI observado. Neste exercício, toma-se apenas a relação para o meio urbano, em detrimento das relações para outros tipos de cobertura superficial, o que pode implicar em valores mais acurados para áreas edificadas, ou mistas com presença esparsa de vegetação.

$$Q_G = Q^* (-0,3673 + 0,3914NDVI) \quad (08)$$

A partir de Q_G e Q^* estima-se os fluxos convectivos turbulentos, Q_H e Q_E ,

$$Q_H = \frac{\beta(Q^* - Q_G)}{(1 + \beta)} \quad (09)$$

$$Q_E = \frac{(Q^* - Q_G)}{(1 + \beta)} \quad (10)$$

Neste caso, é necessária a aplicação de valores típicos da razão de Bowen⁴, representada nas equações anteriores por β . Empregando-se valores representativos (PARLOW, 2000), desde ocupações do solo densamente construídas até densamente arborizadas, obtém-se uma relação linear simples entre β e o índice NDVI,

$$\beta = 1 - 0,5NDVI \quad (11)$$

Resultados e discussão

O valor modal obtido para o albedo na área da RMSP, incluindo a mancha urbana e seu entorno com áreas arborizadas até o limite administrativo da área, foi 0,22.

Considerando-se os valores mais freqüentes em torno do valor médio (0,25), para um intervalo de amostragem de 90%, observa-se que os valores típicos de albedo para a RMSP estão no intervalo entre 0,17 e 0,31.

De uma maneira geral a mancha urbana apresenta valores mais elevados de albedo do que as áreas arborizadas ou espelhos d'água, oscilando entre 0,25 e 0,30. Todavia, o núcleo urbano, densamente edificado, porém verticalizado, apresenta valores de albedo consideravelmente mais reduzidos, semelhantes às áreas arborizadas, variando entre 0,15 e 0,20.

Correlacionando-se o albedo superficial calculado com o fluxo $L\downarrow$ estimado nota-se que não há uma correlação linear simples entre ambas as componentes.

Todavia, verifica-se a complementação das informações oriundas das imagens para estas duas componentes, no sentido de que valores elevados de albedo estão necessariamente associados a valores reduzidos de $L\downarrow$. Isto indica que as áreas com menor obstrução do céu, e que por conseqüência recebem uma parcela reduzida de radiação térmica proveniente de edifícios ou copas de árvores, são suscetíveis, independentemente das propriedades radiativas dos materiais constituintes das

⁴ A razão de Bowen é normalmente representada nas ciências meteorológicas pela letra grega β , e corresponde simplesmente a uma razão adimensional entre os fluxos convectivos de energia, sensível e latente, respectivamente. Ambientes constituídos por superfícies impermeabilizadas, apresentam em geral elevados valores de β . Enquanto ambientes onde há presença de superfícies líquidas (rios, lagos, mares), com maiores taxas de evaporação, apresentam valores de β muito baixo.

superfícies, a refletir de volta à atmosfera uma parcela considerável da radiação solar recebida. Por outro lado, quando é observado albedo reduzido, a contrapartida não é imediata. Este efeito pode estar associado tanto com canyons urbanos ou setores com adensamento arbóreo. Como também pode corresponder a setores com edificações baixas, ou com pavimentos extensos, constituídos por materiais que pouco irradiam.

A combinação entre as bandas precedentes do infravermelho termal também pode constituir-se como uma alternativa interessante para a estimativa da temperatura superficial. Áreas claras, onde há maior emissão tanto do vermelho, como do infravermelho próximo e do infravermelho médio, parecem corresponder a superfícies extensamente pavimentadas (anel rodoviário metropolitano) e tipicamente representativas de áreas mais aquecidas, suscetíveis a uma maior incidência e absorção (devido às propriedades térmicas de materiais como o concreto) da radiação solar.

Por outro lado, áreas mais escuras, onde há menor emissão para aquelas bandas, corresponde-se aos espelhos d'água e à

mancha urbana central, representativa de superfícies menos aquecidas.

Seja pelas propriedades térmicas da água, seja pela geometria urbana das áreas mais densamente edificadas e verticalizadas, nas quais a radiação solar durante as primeiras horas da manhã, encontra uma barreira considerável para incidência direta em níveis próximos ao piso dos canyons, sendo retida pelos materiais constituintes mais absorvedores (asfalto, concreto).

A estimativa de Q^* pode ser segmentada em categorias (Fig. 01) representativas da ocupação do solo.

Estas categorias são classificadas seguindo-se uma proposta semelhante de Sukopp et al. (1979) para a RMBO, segundo a qual são definidas categorias urbanas e suburbanas, fundamentando-se a análise no adensamento das edificações e na fração da área coberta por vegetação.

A classificação de Sukopp et al. (1979) parece ser mais apropriada pois relaciona as alterações termodinâmicas do clima urbano com as características de ocupação do solo urbano.

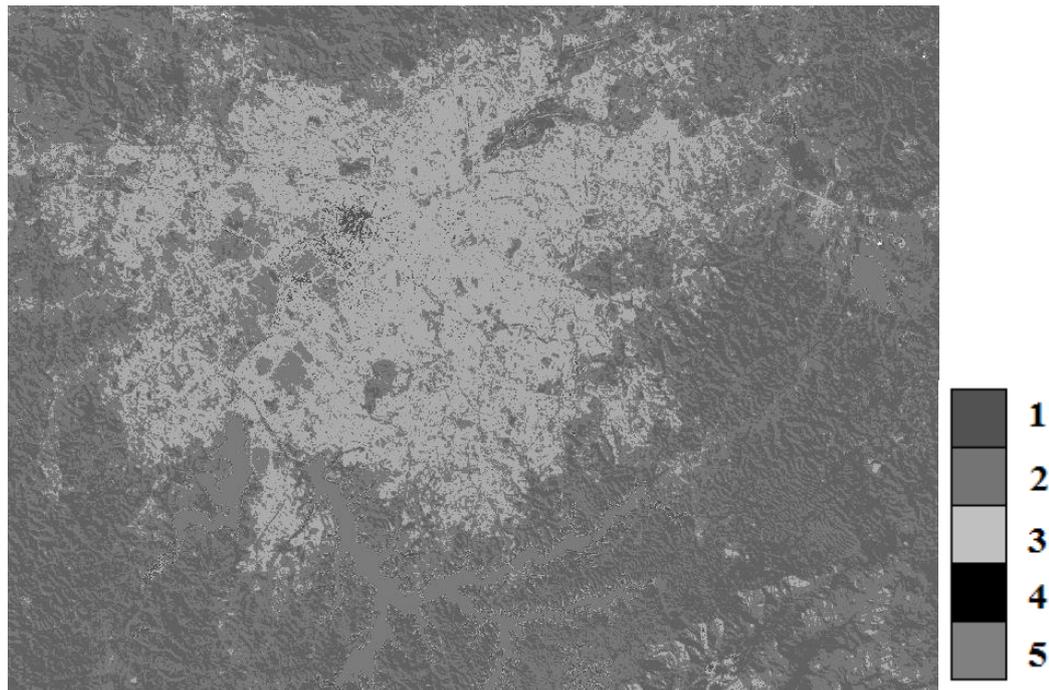


Figura 1 Classificação do uso do solo para a RMSp a partir da estimativa de Q^* . São definidas cinco categorias: 1. subúrbio externo; 2. subúrbio interno; 3. urbano; 4. urbano verticalizado e 5. espelhos d'água.

Partindo-se de um núcleo central urbano, densamente verticalizado e com reduzida área verde, atinge-se os subúrbios periféricos mais externos intensamente recobertos por vegetação e apresentando em geral edificações baixas e esparsas. Entre estes extremos situa-se o subúrbio interno, representando uma faixa de transição através da qual as características tipicamente urbanas são sensivelmente atenuadas. No interior da grande mancha urbana (Fig. 01) também se nota a ocorrência residual de subúrbios internos, associados aos parques urbanos. Apesar destas ilhas verdes estarem afastadas da periferia, possuem características físicas muito semelhantes à categoria de cobertura do solo, intensivamente recorrente nos trabalhos de Tim Oke e seus seguidores, desde a década de 80 até atualmente, denominada por subúrbio.

Os subúrbios, representantes dos valores mais baixos de Q^* , bem como a categoria espelho d'água, representante dos valores mais elevados de Q^* , são coberturas do solo que apresentam uma boa resposta mediante o saldo radiativo estimado. Superfícies líquidas, que não apresentam qualquer tipo de sombreamento, são suscetíveis a uma incidência superior da radiação solar. Enquanto as copas das árvores atenuam de maneira substancial a intensidade de radiação solar incidente no nível de deslocamento do pedestre, tendo em vista que sua magnitude é uma ordem de grandeza superior ao balanço de radiação em onda longa termal.

Contudo, o mesmo raciocínio parece não poder ser aplicado às categorias urbanas, tanto para a ocupação com baixas coberturas edificadas, como para o adensamento verticalizado. Neste caso, as áreas classificadas com predomínio do processo de verticalização, e que apresentam em sua malha marcante ocorrência de *canyons*, sobretudo a partir da área central da RMSP rumo a sudoeste, em direção ao vale de Pinheiros, têm incidência de valores mais elevados de Q^* . Dever-se-ia esperar justamente o contrário, observando-se que no interior dos *canyons* os pedestres estariam sujeitos a uma menor incidência de radiação solar, em comparação a vias públicas constituídas por edificações mais baixas, e assim mais expostas aos raios solares.

Em áreas edificadas, dois fatores contribuem para a inversão da hipótese inicial a respeito do comportamento de Q^* . Primeiramente, um saldo superior em onda longa, que pode representar a influência de uma emissão térmica mais elevada em áreas com grande obstrução do céu por edifícios, a partir das

suas paredes e em direção à posição em que se encontra o pedestre. Sob áreas sombreadas, a variabilidade observada no fluxo L_{\downarrow} pode apresentar magnitudes comparáveis ao fluxo K_{\downarrow} , representada neste caso por uma parcela unicamente difusa.

Em segundo lugar, uma influência maior das propriedades termo-radiativas dos materiais constituintes das formas deste meio urbano, do que a própria geometria destas formas. Ou seja, uma combinação entre albedo e emissividade menores, em áreas verticalizadas, podem contribuir para o aumento de Q^* . Enquanto as propriedades de alvos típicos, observados pelo sensor do satélite, em áreas urbanas menos obstruídas (pavimentos e asfalto), podem contribuir de maneira oposta reduzindo a magnitude das estimativas do fluxo Q^* .

Analisando-se os fluxos Q_H e Q_E (Fig. 02), percebe-se que a área central do aglomerado urbano que é mais densamente impermeabilizada e edificada, e apresenta poucas áreas verdes, possui superávit de calor sensível, como seria esperado para uma ocupação do solo deste tipo. Áreas arborizadas apresentam valores aproximadamente nulos para esta diferença, o que reflete o princípio do método, ao se considerar estas áreas como sombreadas e assim com reduzido aquecimento solar, implicando redução similar para ambos os fluxos Q_H e Q_E .

No entanto, verifica-se que sobre as superfícies líquidas (represas) também há superávit de calor sensível, quando na realidade esperar-se-ia déficit deste, em detrimento a uma elevação considerável do calor latente. Este resultado, que mostra concordância teórica em relação ao setor densamente edificado e discrepância em relação aos espelhos d'água, reflete o fato de terem sido considerados valores da razão de Bowen típicos de áreas densamente urbanizadas. A propósito, isto também poderia ser explicado como contribuição da variação do fluxo advectivo (ΔQ_A) de áreas próximas, com padrões distintos de uso do solo. Mas esta explicação não seria apropriada aqui, pois um dos aspectos do método utilizado implica justamente na simplificação dos termos constituintes do balanço energético (Eq. 2).

Isto mostra que uma análise segmentada seria mais apropriada caso o interesse fosse focalizado sobre as superfícies aquáticas. Ou, a análise dos fluxos locais de ar, caso o interesse principal fosse a dinâmica atmosférica e evidenciando-se a complexidade da análise ao considerar-se todos os fenômenos simultaneamente.

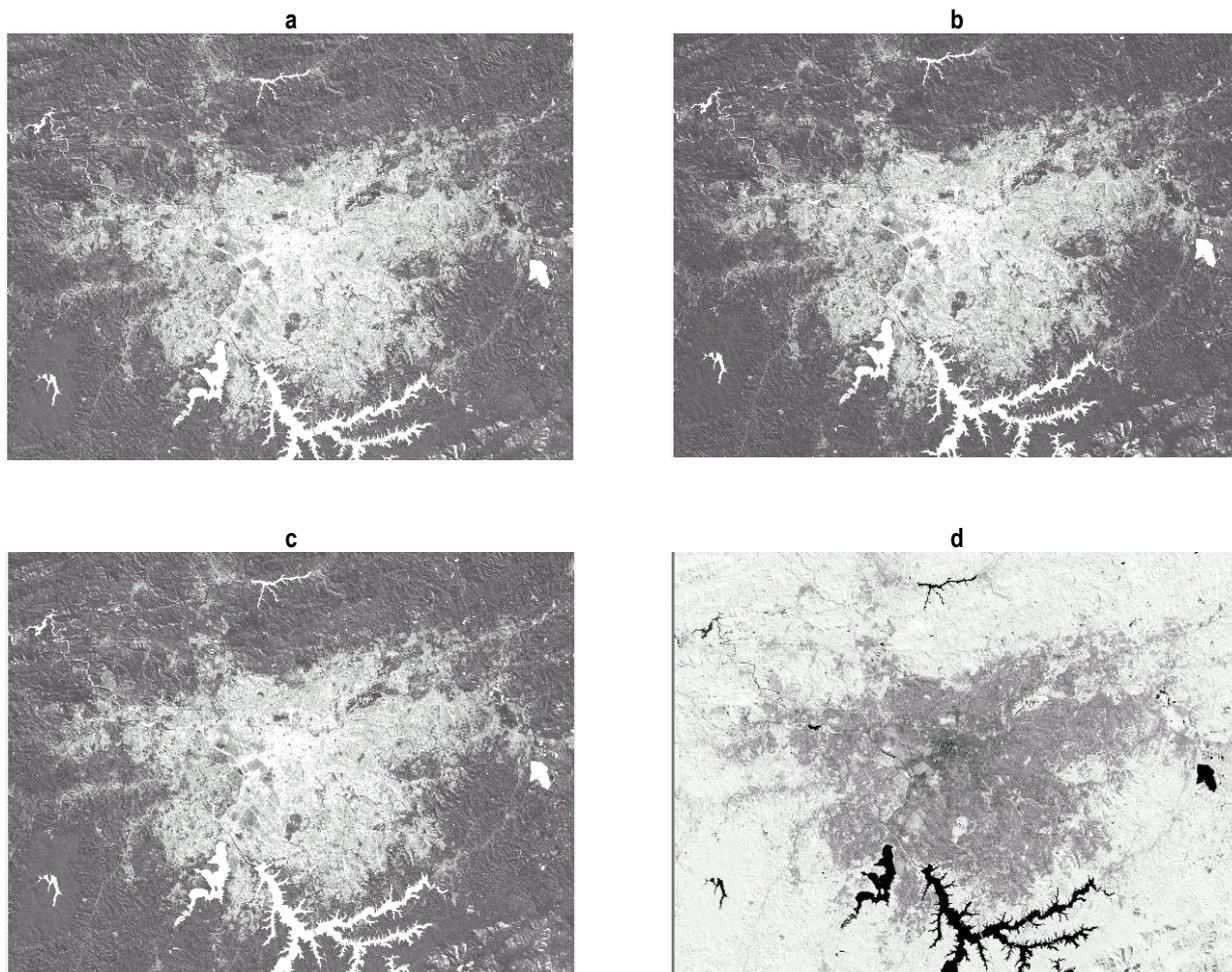


Figura 2 Imagens obtidas para os fluxos Q^* (a), Q_H (b), Q_E (c) e Q_G (d), na área compreendida pela RMSP apresentada na Fig. 1.

As imagens obtidas indicam ganho de energia por transferência radiativa, e perda por transporte convectivo turbulento, como se pode perceber pelas tonalidades mais claras e mais escuras, indicativas de valores mais elevados e inferiores, respectivamente. Note-se, no entanto, que para o horário da observação via satélite, em torno das dez horas local, o fluxo de energia por condução (Q_G) apresenta comportamento oposto ao que seria esperado pela definição do balanço (Eq. 2). Com a inversão das tonalidades sobre as superfícies identificadas (Fig. 2), percebe-se que este fluxo representa em geral uma fonte de energia para as diversas superfícies, nesse horário.

Analisando-se a distribuição de frequências dos fluxos estimados (Fig. 3), verifica-se um comportamento tri-modal semelhante. Destaca-se um máximo principal associado às áreas

sombreadas pela vegetação arbórea, um máximo secundário característico das áreas edificadas e um máximo terciário representativo dos espelhos d'água.

Conforme Spronken-Smith et al. (2000), o balanço superficial de energia em áreas gramadas e bem irrigadas na periferia de uma cidade de clima térmico quente, é dominado pela evaporação. Assim sendo, esperar-se-ia valores de Q_E (Fig. 3c) significativamente maiores que os de Q_H (Fig. 3b), em relação ao máximo principal. O fato de Q_E ser ligeiramente inferior a Q_H ocorre por ser considerado o balanço energético no nível onde se localiza o pedestre, ou seja, na área sombreada abaixo das copas. Desta maneira, a incidência de radiação solar sobre o solo em áreas arborizadas é reduzida, acarretando em consequência uma diminuição da taxa evaporativa.

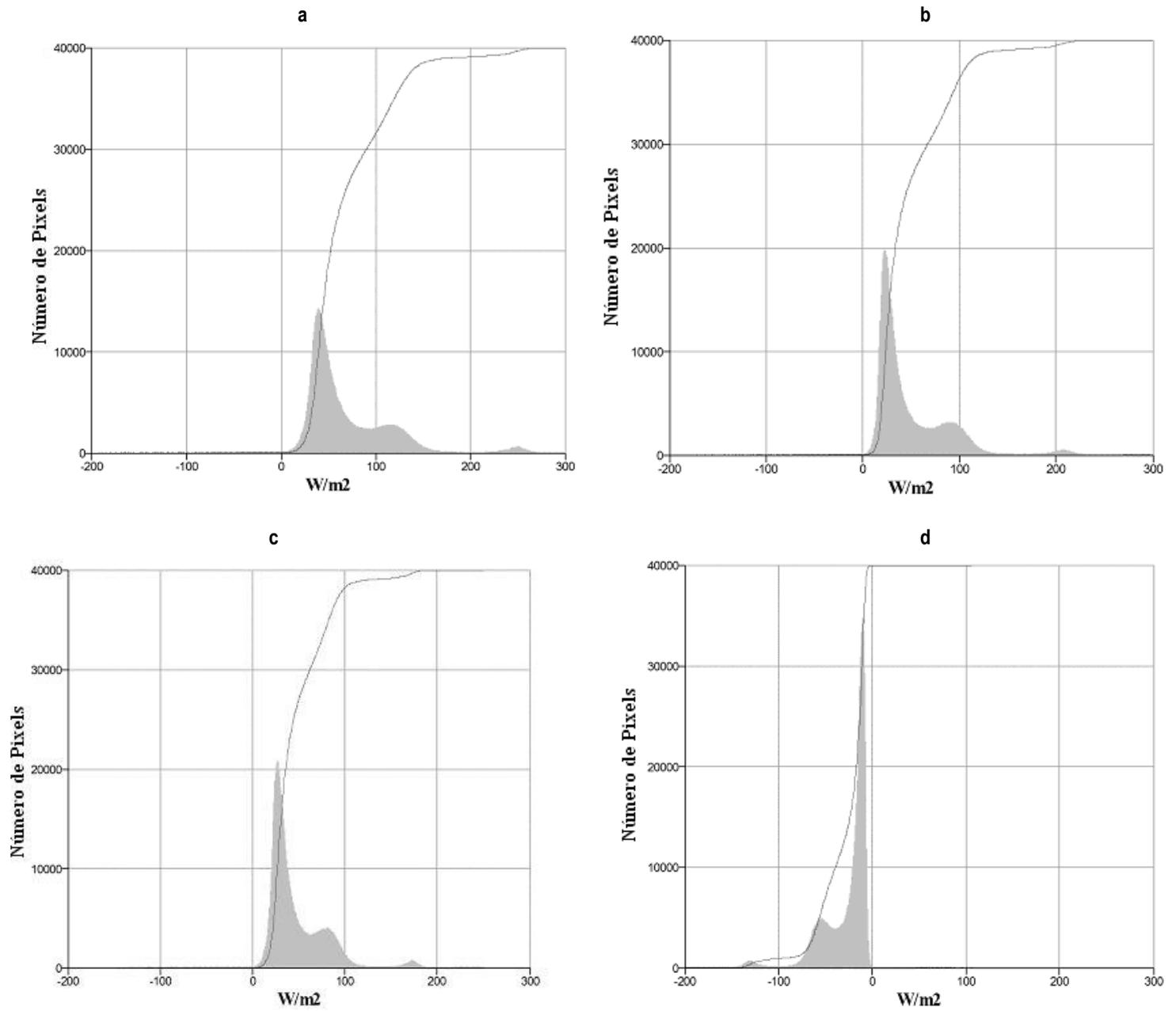


Figura 3 Freqüência de amostragem dos fluxos Q^* (a), Q_H (b), Q_E (c) e Q_G (d), integrada para toda a área da RMSF apresentada na Fig. 1.

Conclusões

A análise objetiva numérica da distribuição espacial dos elementos físicos apresenta vantagens sobre a interpretação puramente fundamentada na percepção humana. Especialmente em relação ao estabelecimento de padrões e critérios que podem ser comparados e analisados de maneira mais precisa e eficiente. Porém, para isto, algumas simplificações relevantes devem ser mencionadas a respeito da estimativa dos fluxos de energia.

Inicialmente, deve-se observar que o saldo radiativo não é a única fonte energética em um sistema climático urbano. Os termos dissipadores de energia também estão atuando a partir de uma fonte energética antrópica, ainda não considerada por não haver como determinar objetivamente a sua distribuição espacial.

A dinâmica das circulações atmosféricas desempenha um papel no transporte de energia muitas vezes negligenciado nas análises estáticas de imagens obtidas por sensores remotos, e que deveriam de alguma maneira ser incorporadas.

Sugere-se a realização de novas estimativas, utilizando-se razões de Bowen variadas sobre a cena segmentada. É

necessário ainda avaliar se em algum ponto não haveria redundância caso empregada a mesma coleção de canais do sensor remoto.

Um modelo numérico do terreno também deveria ser incorporado, sobretudo em relação ao cálculo do campo de $K\downarrow$. Este aprimoramento no método pode implicar uma delimitação mais precisa das categorias representadas, especialmente em relação às ocupações por vegetação. Uma análise mais detalhada de tais categorias parece evidenciar um efeito geomorfológico indesejável para os propósitos deste estudo.

E finalmente, não é utilizado nenhum modelo numérico para validar o que o sensor remoto do satélite está efetivamente enxergando em relação à geometria superficial urbana. Apenas é considerada a cobertura arbórea vista pelo satélite, através das relações já mencionadas, visando atenuar a radiação solar e incrementar a radiação térmica recebida pela superfície sob este tipo de cobertura. Testes têm demonstrado (SOUX *et al.*, 2004) que um sensor remoto é sensível a sua posição, orientação, fator de visão e à estrutura da superfície em estudo.

MACHADO, A.J.; AZEVEDO, T.R. de (2007) The spatial distribution of the surface energy balance from the orbital imagery and field observation. *Revista do Departamento de Geografia*, n. 19. p 81-91.

Abstract: Estimates of the balance energy in surface is performed over the Metropolitan Area of São Paulo (MASP). A modified method based on the procedure used by Lopes (2003), in the case of the Metropolitan Area of Lisboa (MAL) – Portugal, and a similar classification of land cover suggested by Sukopp *et al.* (1979), related to the Metropolitan Area of Western Berlin (MAWB) – Germany, are employed. Data sets obtained from sensors installed in orbital platforms and mobile platforms at the surface are combined and used in order to elaborate the analysis. The generated balance shows a pattern that is not analogous to the traditional one only generated from orbital data sets. Observations raised up into the urban canopy layer give us a new sense that comprises the meaning of the energy balance from a pedestrian perspective.

Key words: Energy balance; Satellite imagery; Mobile transect; Urban.

Recebido em 3 de abril de 2006, aceito em 27 de setembro de 2006.

Referências

- EUROPEAN SPACE IMAGING (2003) *Ikonos Geo* – <http://www.eospaceimaging.com/content/Products/GEO/index.asp>.
- FORESTI, C. e PEREIRA, M. D. B. (1987) Utilização de índices vegetativos obtidos com dados do sistema TM – LANDSAT no estudo da qualidade ambiental urbana: cidade de São Paulo. Instituto de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, publicação n° INPE – 4177 – PRE / 1071, 24 p.
- LOPES, A. M. S. (2003) Modificações no clima de Lisboa como consequência do crescimento urbano. Tese de doutoramento em Geografia Física, Universidade de Lisboa, 360 p.
- MACHADO, A. J. e AZEVEDO T. R. (2006) Da necessidade de correção das medidas de radiação térmica obtida através de plataformas móveis em áreas urbanas. In: III Seminário de Pesquisa em Geografia Física - SEPEGE, 11 e 12 de dezembro, São Paulo, 37 – 48 (CDROM).
- _____. (2005) Fluxo diurno de radiação de onda longa recebida em um trajeto urbano arborizado. In: XI Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada - Geografia, Tecnociência, Sociedade e Natureza. São Paulo, 100-109 (CDROM).
- MARKHAM, B. L. and BARKER J. L. (1986) *Landsat MSS and TM post-calibration, dynamic ranges, exoatmospheric reflectances and at-satellite temperatures*. EOSAT Landsat Data User Notes, 3 - 8.
- MASSON, V., GRIMMOND C. S. B. and OKE T. R. (2002) *Evaluation of the Town Energy Balance (TEB) scheme with direct measurements from dry districts in two cities*. *Journal of Applied Meteorology*, 41, 1011-1026.
- MORAES, A. C. R.; COSTA W. M. da e TARIFA J. R. (1977) Tipos de tempo e balanço de energia na cidade de São Paulo. In: *Climatologia*, 8, Instituto de Geografia, FFLCH/USP, São Paulo.
- NEUBERT, M. e MEINEL G. (2005) Análise de dados do satélite Ikonos baseada em segmentação – utilização do *software* de análise de dados *eCognition* para diferentes áreas-testes. In: *Sensoriamento remoto e SIG avançados – novos sistemas sensores e métodos inovadores*, versão brasileira por BLASCHKE, T. e KUX, H., 116 - 124.
- OFFERLE, B.; GRIMMOND C. S. B.; FORTUNIAK K.; KLYSIK K. and OKE T. R. (2006) *Temporal variations in heat fluxes over a northern European city centre*. *Theoretical and Applied Climatology*, 84, 103 - 115.
- OKE, T. R. (1987) *Street design and urban canopy layer climate*, *Energy and Buildings*, 11, 103-113.
- _____. (1988) *The urban energy balance*. *Progress in Physical Geography*, 12, 471 - 508.
- PARLOW, E. (2000) *Remotely sensed heat fluxes of urban areas*. *ICB-ICUC'99 Conference, WMO/TD n° 1026*, 523 - 528.
- SOUX, A.; VOOGT, J. A. and OKE, T. R. (2004) *A model to calculate what a remote sensor 'sees' of an urban surface*. *Boundary-Layer Meteorology*, 111 (1), 109 - 132.
- SPRONKEN-SMITH, R. A. and OKE, T. R. (1998) *The thermal regime of urban parks in two cities with different summer climates*, *International Journal of Remote Sensing*, 19, 2085-2104.
- _____. and LOWRY, W. P. (2000) *Advection and the surface energy balance of an*

irrigated urban park. International Journal of Climatology, 20, 1033 - 1047.

SUKOPP, H.; BLUME H. P. and KUNICK, W. (1979) *The soil, flora and vegetation of Berlin's waste lands. In: LAURIE, I. C. (Ed.): Nature in cities. Wiley, Chichester.*

VOOGT, J. A. and OKE, T. R. (1997) *Complete Urban Surface Temperatures. Journal of Applied Meteorology*, 36 (9), 1117 - 1132.

WITTICH, K. P. (1997) *Some simple relationships between land-surface emissivity, greenness and the plant cover fraction for use in satellite remote sensing. International Journal of Biometeorology*, 41, 58 - 64.