

Caracterização dos Ambientes Estuarinos. Mistura em Estuários

António A. L. Sampaio Duarte ¹, José M. Pereira Vieira ²

Departamento de Engenharia Civil da Universidade do Minho, Braga, Portugal

RESUMO

Os estuários são ambientes complexos com grande importância económica, social e ecológica. A alta reactividade biogeoquímica das zonas de grande turvação, resultantes da acção da maré, transformam o estuário num *habitat* privilegiado de numerosos organismos pelágicos e bênticos. A capacidade de compreender e de prever a dinâmica da massa hídrica, dos sedimentos e dos diversos elementos naturais e antropogénicos num sistema estuarino é essencial não só a uma gestão otimizada desse recurso hídrico, como ao desenvolvimento de estratégias mitigadoras de eventuais catástrofes naturais, tais como os tsunamis, os maremotos, os tufões e a erosão de praias.

Este artigo inicia-se com a caracterização dos sistemas estuarinos, seguindo-se a análise do fenómeno de mistura em massas hídricas estratificadas, dando-se especial relevo ao efeito da dispersão longitudinal em estuários por se assumir como um dos processos hidrodinâmicos com maior impacto na qualidade da água desses ecossistemas.

1 - DEFINIÇÃO DE ESTUÁRIO

Ao longo do seu percurso, os sistemas fluviais podem apresentar zonas com características distintas, em função da salinidade e do sentido do escoamento. (Quadro 1)

Quadro 1- Zonamento dos sistemas fluviais em função da salinidade

ZONA	SENTIDO DO ESCOAMENTO	SALINIDADE (‰)	
		QUANTITATIVA	QUALITATIVA
RIO	PARA JUSANTE	≈ 0	DOCE
RIO COM MARÉ	PARA JUSANTE COM CONTRACORRENTE	0 - 0,5 (Sem intrusão salina)	DOCE
ESTUÁRIO	ALTERNADO	0,5 - 5,0	SALOBRA
BAÍA / EMBOCADURA	ALTERNADO	5,0 - 20,0	SALGADA
COSTA	-----	20,0 - 30,0	SALGADA
MAR / OCEANO	-----	30,0 - 35,0	SALGADA

¹ - Assistente.

² - Professor Catedrático.

A delimitação do sistema estuarino varia em função da natureza dos parâmetros adoptados: geomorfológicos, químicos ou biológicos.

A definição de estuário com maior aceitação foi proposta por *Pritchard* (1967), tendo-a clarificado posteriormente (1971) face à complexidade dos ambientes estuarinos. Esta definição assenta em três aspectos fundamentais, conjugando a geomorfologia da área afecta ao sistema com as características físico-químicas da água:

- o estuário é uma massa de água costeira semifechada; todavia, sendo um elemento da linha de costa não a define;
- o estuário tem um contacto directo e permanente com o mar, verificando-se uma diluição mensurável da água salgada, que provoca um gradiente de densidade característico da circulação da água em estuários.;
- o estuário está sujeito à acção de maré, que determina oscilações no volume da massa hídrica estuarina e nos respectivos teores de salinidade;

Apesar da alteração introduzida por *Day* (1980) de considerar que a ligação directa do estuário com o mar pode ser apenas periódica, esta definição continuou um pouco vaga por permitir a inclusão de muitas zonas costeiras sem ligação directa com entradas fluviais.

Fairbridge (1980) introduz neste conceito parte do ambiente fluvial, considerando o estuário como uma entrada dum braço de mar numa bacia hidrográfica, numa extensão definida pelo limite superior da preia-mar, estabelecendo a decomposição dum estuário em três trechos: zona baixa ou marinha, com uma ligação directa ao mar; zona média, caracterizada pela mistura de água salgada com água doce; zona alta ou fluvial, onde a massa hídrica, embora doce, está sujeita à acção diária da maré. As fronteiras destes trechos não são fixas, devido à acção de marés vivas, à variação sazonal dos caudais fluviais e à oscilação das profundidades resultante do tipo de estuários.

2 - IMPORTÂNCIA DOS ESTUÁRIOS

Muitas das grandes cidades portuárias desenvolveram-se em zonas estuarinas por serem áreas privilegiadas para a fixação das populações, já que:

- como zonas abrigadas, são propícias à localização de portos, actividade piscatória, lazer e desportos náuticos;
- como recurso hídrico localizado na parte terminal dos sistemas fluviais, dispõem normalmente de quantidades de água capazes de assegurar quer o abastecimento de água (doméstico e industrial), quer a recepção de efluentes, já que, além da sua capacidade de diluição, os estuários apresentam, geralmente características hidrodinâmicas favoráveis à condução desses efluentes até ao mar.

A necessidade de restabelecer os canais de navegação, em certas zonas portuárias, implica a execução periódica de dragagens, facto que, ao disponibilizar significativos volumes de inertes, é de grande importância quer para a indústria de construção civil, quer para o ordenamento das zonas litorais no caso desses inertes serem utilizados na alimentação artificial de praias.

Sendo os estuários uma zona de confluência de águas fluviais e marinhas, a sua hidrodinâmica é favorável à retenção de nutrientes que aí afluem, sustentando, por isso, uma actividade biológica intensa nas zonas estuarinas, capaz de as transformar em autênticos viveiros de peixes e crustáceos, de importância vital na economia de muitas comunidades ribeirinhas.

3 -CRITÉRIOS E TÉCNICAS DE CLASSIFICAÇÃO DOS ESTUÁRIOS

Uma classificação que englobe e descreva a totalidade dos estuários é praticamente impossível, face à diversidade de formas, dimensões, topografia e características hidrodinâmicas apresentados por esses sistemas. Cada estuário tem particularidades que o diferenciam de outros, tornando-o único. Daí a existência de vários critérios de classificação, estabelecidos em função dos parâmetros que utilizam:

- (i) Geometria: trata-se do critério de classificação mais simples, em que se consideram os valores médios do comprimento, largura e profundidade do estuário, com uma avaliação meramente subjectiva;
- (ii) Geomorfologia: com este critério pretende-se traduzir a relação entre a morfologia do sistema e os fenómenos que estiveram na sua génese. Assim, consideram-se:
 - *estuários em planícies costeiras ou aluvionares* – formados por ramificação gradual de sistemas fluviais; são geralmente compridos e estreitos;
 - *estuários do tipo fiorde* – formados por acção glaciária; são geralmente profundos, estreitos e fortemente estratificados;
 - *estuários gerados por barras e/ou diques* – resultam do encerramento natural e/ou artificial de baías localizadas em zonas costeiras com fortes correntes litorais;
 - *estuários formados tectonicamente* – resultando, normalmente, grandes baías fechadas.

Porém, este critério apresenta dois inconvenientes: não considera as diferenças hidrodinâmicas dos sistemas (fenómenos de circulação e de mistura); e numa região mais restrita a maioria dos estuários podem ser classificados num mesmo grupo, apesar das suas especificidades.

- (iii) Hidrodinâmica: é o critério utilizado por Pritchard, em que os gradientes de salinidade em profundidade e a intensidade da circulação no interior do sistema (devida à presença de massas líquidas com diferentes densidades permitem distinguir os seguintes grupos de estuários: (Figura 1)

- *estratificados* (com uma clara demarcação da cunha salina).
- *parcialmente misturados*;
- *bem misturados*;

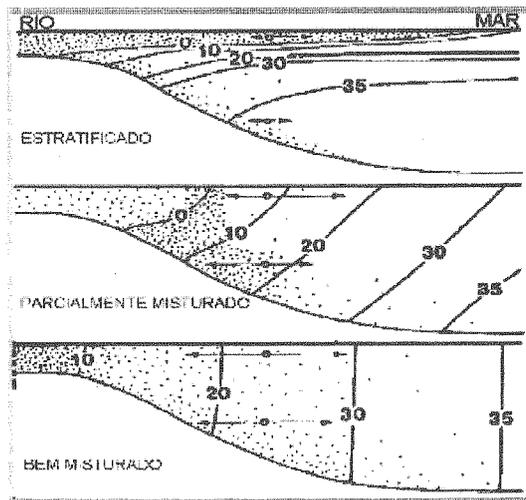


Figura 1 - Perfis de salinidade para diferentes tipos de estuários.

Apesar deste critério de classificação apresentar duas grandes vantagens:

- associa-se a cada tipo de estuário processos distintos de circulação e de mistura;
- a tipificação do estuário é baseada na interacção dos fenómenos mais importantes que ocorrem nesse sistema: escoamento fluvial; acção de maré; mistura e dispersão da salinidade; influência da geometria do canal nas respectivas características dispersivas.

a objectividade deste critério classificação só é possível através da definição de parâmetros analíticos que permitam estimar quer a variação relativa de salinidade, quer a circulação interna, de modo a estabelecer intervalos de valores que enquadrem cada uma das classes de estuários definidos por este critério.

Um desses parâmetros analíticos designa-se por coeficiente de escoamento (μ), sendo dado pelo quociente entre o caudal fluvial (Q_f) e o prisma de maré (P_m), concebido como o volume de água (de salinidade inferior à do oceano) que entra no estuário durante a enchente, ou como a diferença do volume total de água no estuário entre a preia e a baixamar (neste caso, inclui-se o volume de água doce afluente, que não é necessariamente constante, ao longo do estuário). Este parâmetro de mistura pode ser expresso, adimensionalmente, através da expressão:

$$\mu = \frac{Q_f \cdot T}{P_m} = \frac{\pi \cdot U_f}{u_0} \quad (3.1)$$

em que,

T = período de maré;

U_f = velocidade média referente ao caudal fluvial.

u_0 = velocidade máxima da maré na secção da embocadura;

De acordo com esta técnica de classificação, teríamos para:

- $\mu \leq 0,1$ → estuários bem misturados;
- $0,2 \leq \mu \leq 0,5$ → estuários parcialmente estratificados;
- $\mu \geq 1$ → estuários fortemente estratificados;

Contudo a aplicação deste parâmetro na caracterização do estado de mistura dum estuário só é válida em situações de maré constante, pelo que não traduz com suficiente acuidade as condições de difusão reais num estuário.

Daí o recurso a um parâmetro de estratificação, análogo ao número de Richardson, definido pelo quociente entre a energia dissipada da maré (G) e o ganho de energia potencial (J). O aumento deste parâmetro (G/J) traduz um estado de menor estratificação, ou seja, um aumento da mistura na massa líquida.

A técnica de classificação mais utilizada baseia-se no *diagrama de Hansen e Rattray* (1966), que relaciona os seguintes dois parâmetros:

- Parâmetro de estratificação ($\Delta S/S_0$): dado pelo quociente entre a diferença da salinidade no fundo e à superfície, e a salinidade média na secção transversal. O crescimento deste parâmetro traduz um incremento da estratificação vertical;
- Parâmetro de circulação (U_s/U_f): dado pelo quociente entre a velocidade superficial (descontando o efeito da maré) e a velocidade média da água doce na secção transversal (a qual pode ser obtida pela razão entre o caudal fluvial e a área dessa secção transversal numa maré média). O crescimento deste parâmetro traduz um aumento da circulação longitudinal.

Este diagrama (Figura 2) distingue os seguintes tipos de estuários:

- Tipo 1: *estuários bem misturados*, em que o escoamento resultante processa-se para jusante, a qualquer profundidade; a dispersão controla a intrusão salina;
- Tipo 2: *estuários parcialmente misturados*, em que o escoamento resultante se processa para montante nas camadas mais profundas; a intrusão salina é determinada pela dispersão e advecção;
- Tipo 3: *estuários parcialmente estratificados*, em que o escoamento resultante se processa para montante nas camadas mais profundas; a advecção é o factor determinante da intrusão salina, incrementando a circulação vertical;
- Tipo 4: *estuários fortemente estratificados*, em que é possível delimitar o escoamento (fluvial), para jusante, das camadas superficiais e o avanço da cunha salina, para montante, nas camadas mais profundas. Nestas situações verifica-se uma acentuada circulação vertical resultante do gradiente de densidades entre as duas correntes de sentidos opostos.

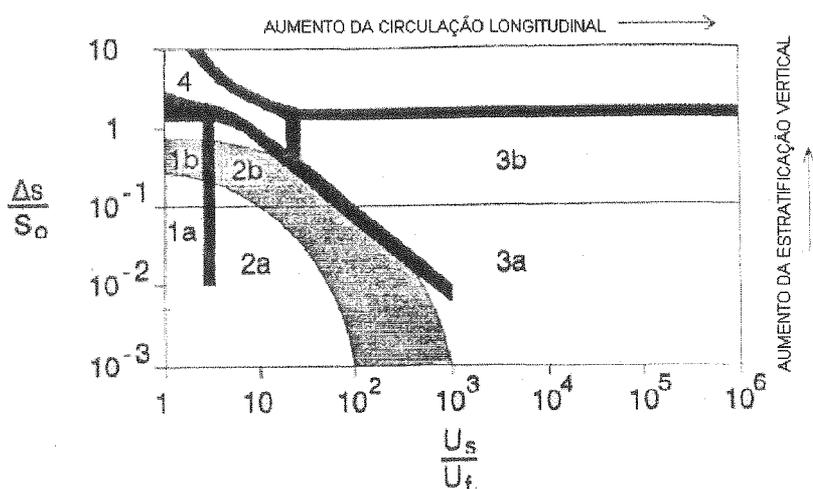


Figura 2 - Diagrama de Hansen e Rattray.

A importância biológica das zonas estuarinas, face à sua já referida alta reactividade biogeoquímica, tornou pertinente a classificação destes sistemas em função de zonas salinas específicas, indispensável à caracterização ecológica de qualquer estuário. Surgiu então a denominada “classificação Veneza”, que veio definir, de forma bastante complexa, várias sub-regiões estuarinas posteriormente simplificadas por Wolf (1973) de modo a ajustá-las às necessidades inerentes à implementação de campanhas de amostragem. (Quadro 2)

Quadro 2 - Sub-regiões afectas à caracterização ecológica dos estuários

ZONA DE SALINIDADE	VALOR DA SALINIDADE (‰)
Euloalina	> 30 ‰
Polialina,	18 ‰ – 30 ‰
Mesoalina	5 ‰ – 8 ‰
Oligoalina,	0,5 ‰ – 5 ‰
Fluvial	< 0,5 ‰

4. - EFEITOS MAIS RELEVANTES NOS ESTUÁRIOS

A hidrodinâmica e a qualidade da água dos sistemas estuarinos são influenciadas pela ocorrência de múltiplos fenômenos, sendo de destacar, pela sua preponderância, os seguintes:

4.1 - Escoamento Fluvial

A acção fluvial é um factor determinante da qualidade das águas estuarinas ao induzir efeitos como:

- a adveccção – o escoamento resultante, considerando a acção da maré, é capaz de introduzir nos estuários poluentes (transportados pelos cursos de água) e partículas em suspensão, que constituem o manancial mais importante do sedimento estuarino;
- a estratificação vertical das águas estuarinas – a menor densidade da água doce determina o seu escoamento sobre a cunha salina, inibindo a sua mistura com a água salgada. Esta estratificação favorece a inversão do sentido de escoamento das camadas de água inferiores, que transportam sal e poluentes para montante;
- a existência de gradientes horizontais de salinidade – a batimetria e o efeito de Coriolis contribuem para a heterogeneidade dos valores da salinidade, a uma dada profundidade, facto que induz uma circulação gravitacional com características rotacionais, favorecendo a difusão turbulenta.

4.2 - Maré

As marés são movimentos oscilatórios das águas marinhas, relativamente ao referencial da altitude, determinados por forças induzidas pela variação das posições relativas da Lua e do Sol com a Terra.

Quanto ao período das oscilações, existem marés semidiurnas (sendo, na clássica, de 12.42 h), diurnas (cerca de 24 h) e de período longo (cerca de 14 dias). Porém, resultando a acção da maré das características das ondas incidentes provenientes do oceano, em estados de agitação geradores de diferentes alturas de onda em marés consecutivas, dever-se-á considerar uma sobreposição de ondas incidentes, desde que a relação entre a amplitude da onda e a profundidade não seja suficientemente grande para introduzir efeitos não lineares.

Sendo a maré um movimento oscilatório de elevado período das massas hídricas existentes à superfície da Terra, o estudo dos efeitos hidrodinâmicos resultantes da onda de maré num estuário podem ser representados recorrendo a teorias de ondas longas. A formulação de Saint-Venant baseia-se nas hipóteses de um escoamento rectilíneo com uma distribuição hidrostática de pressões, da incompressibilidade do fluido e de um perfil vertical uniforme das velocidades horizontais. As condições de validade desta teoria verificam-se no caso da propagação da onda de maré num estuário de batimetria irregular e com secções transversais eventualmente variáveis no tempo, pelo facto de serem desprezáveis os efeitos não lineares devidos quer às grandes amplitudes da velocidade, quer às acelerações verticais associadas ao processo de geração dessa onda.

A propagação da maré define-se como a distância que uma partícula fluida percorre ao longo do eixo principal do estuário, no intervalo de tempo entre a preia-mar e a baixa-mar (ou vice-versa). Essa distância pode ser estimada pela expressão:

$$x = \frac{2}{\pi} \cdot \bar{U}_{\max} \cdot \left(\frac{T}{2} \right) \quad (4.1)$$

pelo que, se considerarmos a maré padrão $M2$ (semidiurna lunar, em que $T=12.42$ h e $U_{\max} \approx 0.914$ m.s⁻¹), teremos uma propagação média dessa onda de maré de cerca de 13 km.

Durante a sua progressão no estuário, a amplitude da onda incidente é influenciada pela geometria do mesmo, de tal modo que essa amplitude tenderá a :

- aumentar, quando o estuário é convergente;
- diminuir, quando a extensão do estuário é inferior à do comprimento da onda da maré, face à reflexão contínua das ondas nas margens;
- diminuir, em águas pouco profundas, face à dissipação de energia, por atrito, na fronteira sólida.

Em estuários de pequena inclinação, extensos e sem estruturas de retenção, a amplitude da maré pode mesmo anular-se, face à predominância dos dois últimos efeitos acima referidos. Nestes estuários a propagação da maré é caracterizada por uma onda única. O tempo de percurso da crista da onda (t) pode ser obtido, desprezando os efeitos de atrito, através da seguinte expressão:

$$t = \int \frac{dx}{c(x)} = \int \frac{dx}{\sqrt{gh(x)}} \quad (4.2)$$

em que,

$c(x)$ = celeridade da onda numa secção recta à distância x da embocadura;

$h(x)$ = profundidade média dessa secção.

No caso de existirem estruturas de retenção (açudes, barragens, etc.), ocorrerá uma reflexão da onda para jusante, condicionada pela largura e rugosidade do estuário, originando uma maré co-oscilante resultante da interacção das ondas incidente e reflectida.

A acção da maré pode ser decomposta em dois efeitos distintos:

- o prisma de maré – traduzido pela capacidade da massa de água salgada, que penetra ciclicamente no estuário, em transportar sal, poluentes e partículas em suspensão;
- a oscilação das correntes de maré – responsável por dois fenómenos distintos:
 - ♦ dispersão da salinidade e de poluentes, devida aos gradientes de velocidade nas secções transversais, à difusão turbulenta e ao amortecimento da maré nas zonas ramificadas;
 - ♦ mistura vertical, pois o avanço e rumo da cunha salina fornece a energia cinética necessária à quebra do interface água doce/água salgada, permitindo a mistura turbulenta dessas camadas, o que tende a reduzir ou a eliminar a estratificação.

4.3 - Vento

A acção do vento traduz-se na energia que transmite à superfície da água e exprime-se através duma tensão calculada em função da massa específica do ar, da

velocidade do vento 10 m acima da superfície da água e do coeficiente de arrastamento (que inclui a variabilidade induzida por outros factores).

O efeito do vento em estuários largos e pouco profundos pode originar correntes de intensidade apreciável, condicionada por factores como: a força do vento; a variação da velocidade do vento; a estabilidade da camada atmosférica adjacente à fronteira líquida; a extensão do “fetch”; o grau de desenvolvimento da ondulação; e o valor da energia dissipada na fronteira (margens) do meio aquático;

Quando o vento exerce uma tensão quase uniforme na superfície duma massa água, a linha de acção da força resultante não conterà o seu centro de gravidade (no caso de um estuário bem misturado e com diferentes profundidades), produzindo-se um binário responsável pela circulação (horizontal) dessa massa de água.

4.4 - Efeito de Coriollis

O efeito de Coriollis é responsável pela deflexão das linhas de corrente dos escoamentos, provocando um efeito global de circulação em sentido directo, no hemisfério norte. Assim, na vazante as correntes aproximam-se da margem direita e na enchente da margem esquerda. A importância deste efeito na circulação estuarina pode ser avaliada através dum parâmetro adimensional, designado por *número de Kelvin* (K), definido por:

$$K = \frac{B}{R_0} \quad \text{com,} \quad R_0 = \frac{C_0}{f} \approx (gH)^{1/2} \quad (4.3)$$

em que,

B = largura característica do estuário;

R_0 = raio externo de Rossby;

f = parâmetro de Coriollis;

C_0 = celeridade da onda gravítica superficial;

H = profundidade média do estuário;

g = aceleração da gravidade no local;

Quando o número de Kelvin é superior à unidade as forças de Coriollis são determinantes da circulação no estuário. Para valores inferiores a uma centésima, o efeito dessas forças é desprezável face às restantes (Wang *et al.*, 1990).

4.5 - Sedimentação

O fluxo de partículas ao longo dos estuários está condicionado por processos que influenciam directamente os mecanismos de distribuição de partículas e de contaminantes, tais como:

- a precipitação: produzindo a erosão, arrastamento e posterior deposição de matéria particulada no leito do estuário;
- a lateralização: responsável pela formação de sapais e áreas sujeitas à oscilação da maré (favorecendo a contaminação das zonas envolventes);
- a exportação: provocando um assoreamento da zona costeira e uma disseminação de poluentes ao longo do sistema fluvial;
- a importação: transporte de partículas para montante por acção da maré;
- a dragagem: acção mecânica exterior que pode determinar a ressuspensão de partículas sedimentadas.

Geralmente, a distribuição de sedimentos num estuário mostra o predomínio de:

- areia – nos canais em contacto directo com o mar;
- lodo (argila) – junto a depressões topográficas, encostas íngremes, vales glaciares, descargas de efluentes e em zonas de máxima turvação;
- silte/argila – junto a áreas urbanizadas e em águas pouco profundas (baixios);

Existe ainda uma relação directa entre a dimensão dos sedimentos e as respectivas concentrações de matéria orgânica, nutrientes e metais pesados. Em determinadas áreas os sedimentos são ricos em constituintes orgânicos, sendo as argilas os que apresentam maiores teores de nutrientes. O consumo de oxigénio e o baixo valor do “*pH*” nas camadas bênticas podem, por sua vez, conduzir à libertação de fósforo, agudizando eventuais estados eutróficos das zonas estuarinas.

4.6 - Batimetria e Rugosidade do Estuário

A irregularidade da batimetria dum estuário afecta o escoamento da maré e contribui para a circulação residual – campo de velocidades resultante da consideração de valores médios da velocidade, em cada ponto, ao longo dum ciclo de maré. Por sua vez, a oscilação da cunha salina junto ao leito do estuário origina forças de atrito que favorecem a mistura turbulenta e a ressuspensão dos sedimentos, facto que pode ter graves implicações na qualidade da água do estuário.

5 - MISTURA EM ESTUÁRIOS

O processo de mistura consiste no espalhamento das partículas duma substância no meio hídrico resultante dum processo de difusão e/ou de dispersão, entendida como uma distribuição das partículas resultante da combinação dos efeitos da advecção e da difusão transversal. O mecanismo resultante deste efeito conjunto é normalmente designado por *difusão advectiva*. (Fisher, 1981)

5.1 - Causas da Mistura

O processo de mistura em estuários resulta fundamentalmente da combinação de dois efeitos: variação no tempo e no espaço do campo de velocidades médias advectivas (linhas de corrente animadas de diferentes velocidades); e difusão turbulenta (que promove a transferência de massa entre linhas de corrente).

O transporte de massa por advecção resulta do movimento associado a variações de velocidade, decomponíveis em diferentes períodos, associadas a factores como: a acção da maré (deslizamento, bombagem e retenção de maré); os caudais fluviais afluentes ao estuário; a acção do vento; a rotação da terra; e as variações meteorológicas e geofísicas. O transporte por difusão resulta das oscilações de pequeno período do campo de velocidades.

A análise dos mecanismos de mistura em estuários pode efectuar-se de forma integrada através da decomposição dos perfis de velocidade e de salinidade, ou incidir, individualmente, sobre cada um dos factores mais influentes, acima enunciados. Porém, certos eventos sazonais ou acidentais podem alterar completamente as condições de mistura num estuário, pelo que estas devem ser consideradas apenas num dado local e para o

conjunto de situações que as determinaram.

5.2 - Mistura em Estuários Estratificados

Em estuários estratificados a mistura interfacial deve-se essencialmente à combinação de forças tangenciais (de atrito), que se desenvolvem quer nas fronteiras sólida (leito e margens) e gasosa (atmosfera), quer na própria fronteira líquida (entre camadas densimetricamente distintas). Considerando parâmetros de maré médios e a acção do vento desprezável a circulação bidimensional em estuários estratificados é caracterizada pela interacção de duas camadas: uma superior, dirigida para jusante, dotada de uma velocidade horizontal resultante da inclinação longitudinal de superfície livre; e outra inferior, dirigida para montante, em que a velocidade tem uma componente horizontal e outra vertical, resultante do gradiente longitudinal de salinidade.

Numa análise bidimensional interessa quantificar a mistura que ocorre entre estratos adjacentes quando a respectiva velocidade relativa média excede um determinado valor crítico, quebrando, desse modo, o equilíbrio pré-existente. Forma-se, então, uma camada intermédia em que as oscilações da densidade e da velocidade tendem a inibir a própria mistura interfacial. Se desprezamos o efeito da viscosidade da água, podemos considerar que ocorre mistura interfacial quando, na camada intermédia, o número de Froude for superior à unidade, ou o número de Richardson for inferior à unidade. Considerando a viscosidade do fluido, as condições de estabilidade podem ser traduzidas através dum parâmetro adimensional (θ), definido pela expressão:

$$\theta = \frac{(v_2 \times g')^{1/3}}{U} \quad \text{com:} \quad g' = g(1-\varepsilon) \quad (5.1)$$

em que:

v_2 = viscosidade cinemática da camada inferior;

U = velocidade relativa média;

g' = flutuação;

ε = quociente entre as densidades (d_1/d_2).

O parâmetro de estabilidade pode ser expresso em função da viscosidade dinâmica (μ) das camadas líquidas, através da seguinte equação:

$$\theta_c = \left(\frac{K}{1 + \frac{\mu_1}{\mu_2}} \right)^{1/3} \quad (5.2)$$

em que:

K = coeficiente experimental, tal que, para $K = 0,010$, virá $\theta_c = \theta$.

Grubert (1990) descreve a ocorrência de instabilidade interfacial através de duas formulações distintas:

- estabelecendo equações empíricas para o cálculo de θ_c , em função dos resultados experimentais obtidos para as diferentes condições críticas que podem ocorrer em escoamentos estratificados;
- estabelecendo novas equações teóricas por aplicação das equações tipo da distribuição de velocidades à camada de transição entre os estratos.

A consonância destas duas formulações é particularmente conseguida nos

escoamento em regime turbulento, isto é, para números de Reynolds elevados. Nesta sua abordagem *Grubert* estabelece dois tipos diferentes de mistura:

- por difusão turbulenta: quando a superfície entre camadas está em estado crítico ou supercrítico. Isto é, quando as ondas interfaciais interferem umas com as outras, originando movimentos rotacionais intensos que geram transferências de iguais quantidades de fluido entre as duas camadas;
- por arrastamento: quando a superfície interfacial está em estado subcrítico, ou seja, quando as ondas interfaciais crescem e rebentam, projectando fragmentos líquidos sobre as camadas adjacentes.

Cada um destes tipos de mistura é caracterizado por um determinado intervalo de valores do *número de Richardson*, que, no referido estado crítico, toma o valor de 3,5. A quantificação do coeficiente de mistura interfacial, dado pelo quociente entre a velocidade de mistura (q) e a velocidade relativa entre camadas (V), necessita da determinação do coeficiente de atrito médio (\bar{f}), resultante da ponderação dos respectivos valores na fronteira sólida (f_b) e na superfície de separação das camadas líquidas (f_i). Estes valores podem ser obtidos através das curvas propostas por *Dermissis e Partheniades* (1984).

Estimado o coeficiente de atrito médio e calculando o número de Richardson (Ri) para a camada mais turbulenta, com base na velocidade relativa média, o coeficiente de mistura interfacial pode ser obtido através das seguintes equações propostas por *Grubert*:

- Mistura por difusão turbulenta ($1 < Ri \leq 3,5$):

$$\frac{q}{V} = \frac{\bar{f}}{16} \cdot Ri^{-2,0} \quad (5.3)$$

em que:

q = velocidade de mistura entre camadas;

- Mistura por arrastamento, dirigida no sentido da camada menos para a mais turbulenta. ($3,5 < Ri < 20$):

$$\frac{u_c}{V} = 2,4 \times \left(\frac{\bar{f}}{8} \right)^{1,5} \times Ri^{-1,0} \quad (5.4)$$

em que:

u_c = velocidade de mistura por arrastamento;

Se $Ri > 20$, a energia turbulenta resulta fundamentalmente do atrito entre as camadas líquidas ($f_i \gg f_b$), aplicando-se a expressão proposta por *Buch* (1981):

$$\frac{u_c}{V} = 5,2 \times 10^{-4} \times Ri^{-1,0} \quad (5.5)$$

5.3 - Dispersão Longitudinal

Os estuários são um meio complexo, quer na caracterização dos escoamentos turbulentos, quer na determinação dos tensores de viscosidade e difusividade, devido à existência de acelerações, à distribuição complexa de sedimentos e respectivos coeficientes de atrito, às irregularidades geométricas do canal e aos gradientes de densidade.

Na análise de escoamentos em meios estuarinos, *Orlob* (1976) introduz o conceito de “difusão efectiva” para descrever todos os processos de mistura. O vector “difusividade efectiva” resulta, então, de adicionar à difusão molecular e turbulenta uma terceira parcela representativa de todos os outros processos de mistura, tais como: a dispersão advectiva; a

acção do vento; a oscilação da maré; a presença de corpos imersos; a convecção (designando o transporte vertical de substâncias induzido por instabilidades hidrostáticas, tais como as resultantes da justaposição de camadas de líquido com diferentes densidades e/ou temperaturas).

Na modelação da qualidade da água o transporte de massa, em termos tridimensionais, tem sido equacionado introduzindo variáveis médias temporais, permitindo que a sua integração no espaço as torne aplicáveis na forma unidimensional. Esta “suavização” das variações características dum escoamento turbulento, através da consideração de valores médios temporais e espaciais, induziu o conceito de *dispersão longitudinal*, que inclui as componentes advectiva e difusiva do transporte de massa, tornando-a única para cada regime de escoamento.

A dispersão longitudinal resulta, fundamentalmente, da variação da velocidade das partículas ao longo duma secção transversal (Figura3) e da resistência dos líquidos à deformação, responsáveis pelo efeito de cisalhamento entre as partículas, correspondente às respectivas tensões tangenciais. É frequente, em análises simplificadas, atribuir este mecanismo de transporte à variação longitudinal da velocidade em conjunto com o efeito de mistura nas secções transversais.

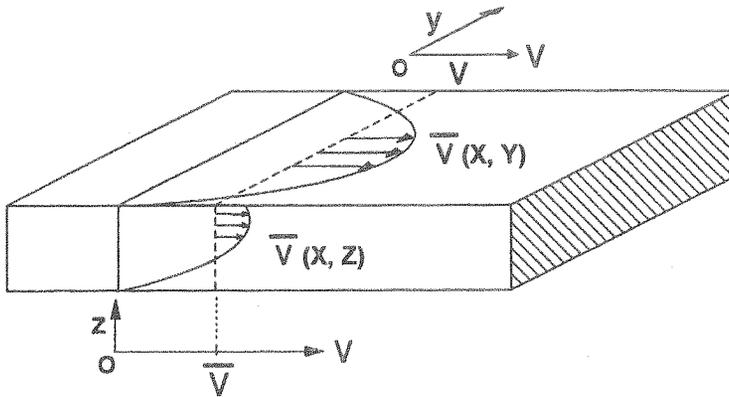


Figura 3 - Gradiente de velocidades numa secção transversal.

As equações usualmente aplicadas na determinação dos coeficientes de dispersão, estabelecidas por Taylor, Elder e Fischer, pressupõem a ocorrência de escoamentos permanentes e homogêneos e processos de difusão unidimensionais, em que tenha já decorrido o período inicial de mistura, designado por *período de Taylor*. Todavia, as incertezas referentes às variações espaciais e temporais das difusividades e densidades, bem como a existência de fortes irregularidades, podem impedir a ocorrência daquele período transitório, reforçando a necessidade de outras metodologias de análise do processo de mistura em estuários.

Guymet e West (1992) utilizaram dados de campo relativos à velocidade e salinidade num dado estuário, visando determinar a variação espacial e temporal do respectivo coeficiente de dispersão longitudinal. Os valores destes coeficientes foram obtidos através das respectivas componentes vertical e transversal, calculados pelas expressões:

$$E_v = -u_d \cdot \left(\frac{1}{d} \cdot \int_{z=0}^d u_d' c_d' dz \right) \cdot \left(\frac{\partial c_d}{\partial t} \right)^{-1} \quad (5.9)$$

$$E_t = -u_A \cdot \left(\frac{1}{A} \cdot \int_{y=0}^b u_{db}' c_{db}' dy \right) \cdot \left(\frac{\partial c_A}{\partial t} \right)^{-1} \quad (5.10)$$

A presença de margens escarpadas aumenta significativamente a importância da dispersão vertical no processo de mistura, em detrimento da transversal. (*West e al.*, 1990).

A acção do vento é um factor importante na mistura vertical turbulenta em massas de água estratificadas com superfícies extensas (oceanos, mares, lagos). Trabalhos experimentais tem confirmado as conclusões qualitativas de Kent e Pritchard, que referiam o vento como acção incrementadora do coeficiente de mistura vertical e a estratificação como factor reductor dos valores desse parâmetro.

A determinação do coeficiente de dispersão (E) em estuários pode ser abordada de diferentes formas, realçando-se as seguintes:

- adopção de expressões empíricas;
- utilização da salinidade estuarina como traçador, na análise do efeito de mistura induzido pela maré;
- utilização dum corante como traçador em zonas do estuário sem variações sensíveis de salinidade;
- utilização dos princípios da hidrodinâmica, considerando os mecanismos da difusão de sal e o efeito de corte devido ao escoamento. Trata-se de um procedimento que assenta quer na aplicação da equação de transporte de massa num fluido, quer na decomposição dos perfis de salinidade e de velocidade associadas a esse fenómeno. Apesar dos modelos desenvolvidos por *Lung e O'Connor* (1984) e por *Park e James* (1984), a comparação dos valores observados do coeficiente de dispersão longitudinal com os obtidos através desses modelos evidenciou a necessidade dum melhor conhecimento das variações espaciais e temporais dos coeficientes de dispersão vertical e transversal.

A difusão turbulenta, como processo essencialmente aleatório e um dos fundamentais para o controlo da poluição ambiental, foi objecto de inúmeros estudos tendentes à sua modelação.

Taylor e Fisher efectuaram um tratamento matemático deste processo de transporte, tendo as respectivas equações servido de base ao denominado “Modelo de Difusão Advectiva” (ADM), no qual ainda hoje se baseiam muitos dos modelos comercialmente disponíveis para a modelação do fenómeno da dispersão em rios e estuários. Trata-se de um modelo contínuo, em que o efeito da turbulência é introduzido pelos coeficientes de dispersão. Apesar do sucesso em algumas aplicações, este modelo não consegue explicar muitos dos dados laboratoriais e de campo obtidos, devido ao facto de as condições reais não se ajustarem às restrições efectuadas na dedução das respectivas equações.

Beer e Young (1983) apresentaram um modelo alternativo para o mecanismo da dispersão – denominado por “Zonas Estagnantes Agregadas” (ADZ) – que enfatiza os efeitos de massas hídras estagnadas na dispersão longitudinal, baseado na magnitude efectiva das zonas de acumulação de substâncias transportadas (zonas estagnantes) e no consequente atraso induzido no seu escoamento. Trata-se de um modelo discreto, em que a turbulência é traduzida na variável tempo, por constantes relativas aos tempos de residência e de atraso, apresentando duas vantagens relativamente ao anterior: melhor ajuste aos dados observados; e maior simplicidade dos algoritmos de cálculo. No entanto, apresenta um

menor significado físico, pois há aspectos que não são ainda completamente interpretáveis pela hidráulica convencional.

Na sua forma mais simples, este modelo descreve o atraso, na vertical, verificado no trajecto duma substância, ao longo dum dado trecho, através da seguinte equação diferencial de primeira ordem:

$$\frac{d y(t)}{dt} = \frac{y(t)}{T} + \frac{u(t - \tau)}{T} \quad (5.6)$$

em que,

$y(t)$ = concentração da substância na secção de jusante;

$u(t-\tau)$ = concentração da substância na secção da montante do trecho;

T = tempo de residência da substância no trecho;

τ = tempo de atraso;

Num dado trecho, este mecanismo de dispersão é caracterizado por dois parâmetros: o tempo de residência, que traduz as suas características dispersivas; e o tempo de atraso, que representa as suas características adjetivas. Adicionando estes dois parâmetros obtém-se um *tempo de percurso* (t_p), equivalente ao comprimento do trecho dividido pela velocidade média do escoamento, que corresponde ao tempo que o centro de massa da “mancha” transportada demora a percorrer esse trecho. Designa-se por *fracção dispersiva* o quociente entre o tempo de residência e o tempo de percurso e representa a percentagem efectiva do volume do trecho responsável pelo espalhamento da substância durante o seu percurso nesse trecho.

Os dois modelos referidos (ADM e ADZ) efectuam balanços de massa numa perspectiva euleriana. Outra abordagem consiste em utilizar um modelo baseado no acompanhamento da trajectória das partículas para verificar a forma como as substâncias se dispersam (visão lagrangeana). Neste tipo de modelos os poluentes são representados por um elevado número de partículas transportadas por acção dum determinado campo de velocidades, que inclui as componentes média e turbulenta relativas às sucessivas posições de cada uma das partículas. Qualquer mecanismo de mistura na secção transversal pode ser incorporado nestes modelos, embora a maioria deles assumam a predominância da difusão turbulenta. A dificuldade continua a residir na necessidade de descrever com suficiente rigor e detalhe o transporte turbulento que se verifica em canais naturais complexos.

Um desenvolvimento muito recente na conceptualização dos modelos foi a aplicação da programação orientada por objectivos na implementação de relações (principalmente as não lineares) entre variáveis de estado, que são definidas como objectos.

O sistema físico é representado como um conjunto de objectos que agem entre si, sendo capazes de alterar o seu estado ou comportamento em função das interacções com os elementos vizinhos ou como resposta a estímulos exteriores ao sistema. Para isso, cada objecto contém: propriedades, que podem ser herdadas pelos seus “descendentes”; e métodos, que permitem ao objecto actuar sobre as suas propriedades e as dos objectos vizinhos.

Heslop e Davis (1996) iniciaram o estudo das ligações entre modelos baseados na trajectória das partículas e modelos orientados por objectivos (aplicados à mecânica de fluidos), visando a modelação da dispersão de poluentes. Efectuaram modificações em modelos de movimento aleatório existentes, convertendo-os, através da programação orientada por objectivos, em modelos lagrangeanos capazes de traduzir quer a dinâmica de alteração das fronteiras e das áreas das partículas fluidas, quer a produção de interacções

entre partículas vizinhas. Assim, para cada intervalo de tempo, as células autoatualizam-se, em função do seu estado inicial e do das células vizinhas.

REFERÊNCIAS

- Buch, E. (1981) - "On entrainment and vertical in stably stratified fjords"; "Estuarine Coastal and Shelf Science", **12**- nº 4, pág. 461-469.
- Beer, T.; Young, P.C. (1983) - "Longitudinal dispersion in material stream"; J. Environmental Engineering (ASCE), vol. 109, pág. 1049-1067.
- Day, J.H. (1980) - "What is an estuary?"; South Africa Journal of Science, vol. 76, pág. 198.
- Dermissis, V.; Partheniades, E. (1984) - "Interfacial resistance in stratified flows"; J. Waterways, Ports, Coastal and Ocean Engineering (ASCE), **110**- nº 2, pág. 231-250.
- Duarte, A.A.L.S. (1997) - "Modelos de Qualidade da Água em Estuários", Trabalho de Síntese submetido à Universidade do Minho no âmbito de PAPCC, Guimarães, 1997.
- Fairbridge, R.W. (1980) - "The estuary: its definition and geo-dynamic cycle; em "Chemistry and biochemistry of estuaries", E. Olausson & I. Cato, ed. Wiley, Chichester, pág. 1-37.
- Fisher, H. B. (1981) - "Mixing in inland and coastal waters"; ed. Academic Press, New York, pág 4-7.
- Grubert, J.P. (1990) - "Interfacial mixing in estuaries and fjords"; J. Hydraulic Engineering (ASCE), **116**- nº 2, pág. 176-195.
- Guymer, I; West, J.R. (1992) - "Longitudinal dispersion coeficients in estuary"; J. Hydraulic Engineering, **118** - nº5, pág. 718-734.
- Hansen, D.V.; Rattray, M. (1966) - "New dimensions in estuary classification"; Limnology and Oceanography, **11**, pág. 319-325.
- Heslop, S.E.; Davis, J.P. (1996) - "Lagrangian modelling and interacting objects"; Hydroinformatics'96- ed. A. Müller, A.A. Balkema Publishers, Roterdão, pág. 195-200.
- Lung, A.M.W.; O'Connor, D.J. (1984) - "Two-dimensional mass transport in estuaries"; J. Hydraulic Engineering, **110** - nº10, pág. 1340-1357.
- Orlob, G.T. (1976) - "Estuarial models" em "Systems approach to water management"; ed. A. Bisnas, McGraw-Hill, New York, pág. 253-293.
- Park, J.K.; James, A. (1984) - "Tidal variation of salt flux and dispersion in a polluted estuary"; Water Science and Technology (IAWPRC), **17**, pág. 1001-1015.
- Pritchard, D.W.; Carter, H.H. (1971) - "Estuarine circulation patterns"; J.R. Shubel; ed. AGI, Sec. V, pág. 1-14.
- Wang, J.D.; Blumberg, A.F.; Butler, H.L.; Hamilton, P. (1990) - "Transport prediction in partially stratified tidal water"; J. Hydraul. Engineering (ASCE), **116**- nº3, pág. 380-395.
- West, J.R.; Uncles, R.J.; Stephens, J.A.; Shiono, K. (1990) - "Longitudinal dispersion processes in the upper Tamar estuary"; Estuaries, **13**, pág. 118-124.