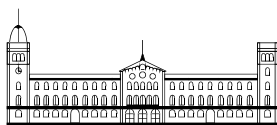




2007

**"SITUACIONS D'ANÒXIA EN ZONES ESTUÀRIQUES
SENSE FORÇAMENT MAREAL:
una aproximació als balanços producció/consum d'oxigen"**

Tesi doctoral
Xavier de Pedro Puente



TESI DOCTORAL

DEPARTAMENT D'ECOLOGIA –FACULTAT DE BIOLOGIA
UNIVERSITAT DE BARCELONA

Programa de Doctorat: Ecologia. Bienni: 1996-1998.

"SITUACIONS D'ANÒXIA EN ZONES ESTUÀRIQUES SENSE
FORÇAMENT MAREAL: una aproximació als balanços
producció/consum d'oxigen"

Memòria presentada per Xavier de Pedro Puente per optar al títol de doctor per la Universitat de Barcelona, sota la direcció del Dr. Javier Romero Martinengo i del Dr. Jordi Camp Sancho.

Dr. Javier Romero Martinengo
Departament d'Ecologia
Facultat de Biologia
Universitat de Barcelona

Dr. Jordi Camp Sancho
Institut de Ciències del Mar.
Centre Mediterrani d'Investigacions Marines i
Ambientals, CMIMA-CSIC.
Barcelona

Xavier de Pedro Puente
Barcelona, 25 de setembre de 2007



Capítol 3. Descripció d'un període d'hipòxia

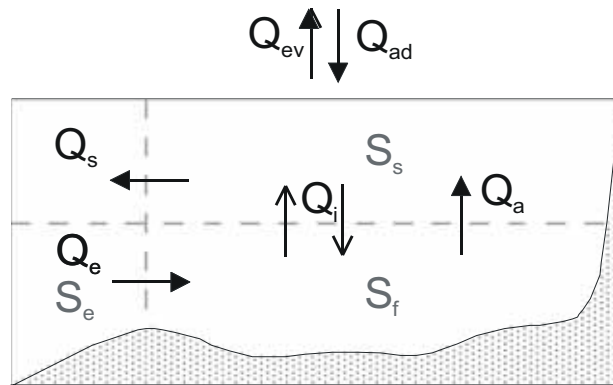
Capítol 3 . Descripció d'un període d'hipòxia

Introducció

Per què es produeixi una davallada d'oxigen prou important, és condició necessària que la demanda (essencialment biològica) d'oxigen sigui superior a la suma de producció i transport net. En molts casos a les capes fondes dels estuaris, el consum biològic supera clarament a la producció, i l'oxigenació es produeix per processos físics. (Officer *et al.* 1984). Els processos de transport són, doncs, mecanismes clau en els balanços d'oxigen, i en poden portar tant a través d'intrusions d'aigua salada de l'exterior, o bé per aportos de la capa superficial, generalment modulats per l'acció del vent (Diaz i Rosenberg 1995, Jørgensen i Richardson 1996). Aquest transport d'oxigen es pot dividir en "fluxos advectionals" (amb transport net de massa d'aigua), i fluxos no advectionals (sense transport net de massa d'aigua), altrament dits, "fluxos d'intercanvi" (Officer 1980).

El transport advectional s'ha mostrat essencial per a la dinàmica d'oxigen a badies estuarianes (p.e., Fujiwara *et al.* 2002), i molt especialment als fiords (Saalen 1967, Stigebrandt 2001, Figura 1.1), en els quals s'han descrit molts episodis d'esgotament d'oxigen dissolt (nombroses cites a Richards 1965, Saalen 1967, Gade i Edwards 1980, Rosenberg 1985, Gray *et al.* 1988), relacionats amb poc transport advectional en la capa de fons.

El flux no advectional també pot ser una font important d'oxigen per les capes fondes. En aquest sentit, cal notar que si bé les reduccions d'aports d'aigua dolça a una badia fan reduir el flux advectional, per altra banda també permeten un increment del flux no advectional, en haver una menor diferència de densitat entre la capa superficial i la fonda, que fa més fàcil la barreja vertical. Això es pot observar a les equacions senzilles d'estat estacionari per a un model d'estuari de només dues caixes, connectat amb mar obert (Figura 3.1). Si disminueix l'entrada d'aigua dolça pels canals (Q_{ad}), llavors disminuirà el cabal de sortida (Q_s), que a la vegada farà disminuir el cabal d'entrada (Q_e , a causa de la reducció de circulació estuariana positiva, veure Capítol 1 per a més detalls), i disminuirà la salinitat superficial (S_s). El flux no advectional (en aquest cas, representat pel flux d'intercanvi, Q_i) depèn, a més de Q_e , inversament de la diferència ($S_f - S_s$), pel que tot i que disminueixi el flux advectional (Q_e), el flux d'intercanvi tendirà a mantenir-se per la disminució de S_s que afecta al denominador de l'expressió que serveix per avaluar Q_i . D'aquí que l'efecte dels aportos d'aigua dolça sobre la renovació de la capa fonda sigui doble: potencien el flux advectional però fan disminuir el flux no advectional. I el contrari si augmenten els aportos d'aigua dolça, com s'ha descrit amb les crescudes primaverals dels rius tant en alguns estuaris mediterranis (Hearn i Robson 2001) com a d'altres estuaris (Officer *et al.* 1984, Seliger i Boggs 1988, Kemp *et al.* 1992). També s'ha trobat una certa relació entre les pluges estiuenques a la zona mediterrània i la posterior aparició d'hipòxies en sistemes estuaris costaners (Harzallah i Chapelle 2002), malgrat que, en aquest cas, l'efecte d'incrementar l'estratificació coincideix amb un aport important de nutrients, també mediat per les pluges.



$$\begin{aligned}
 Q_s &= Q_a + (Q_{ad} - Q_{ev}) \\
 Q_a &= Q_e \\
 Q_e S_e &= Q_a S_f + Q_i S_f - Q_i S_s
 \end{aligned}
 \left. \vphantom{\begin{aligned} Q_s \\ Q_a \\ Q_e S_e \end{aligned}} \right\} Q_i = Q_e \frac{S_e - S_f}{S_f - S_s}$$

Figura 3.1 Esquema de l'estructura simplificada d'un estuari amb dues capes (caixes negres), que es mantenen en estat estacionari, rebent aportos d'aigua dolça de l'exterior i aigua salada de mar obert (veure text per més detalls). Notació: Q_e =Cabal d'aigua d'entrada, Q_a =Cabal ascendent, Q_i =Cabal d'intercanvi, Q_{ad} =Cabal d'aigua dolça, Q_{ev} =Cabal evaporat, S_e =Salinitat d'entrada, S_f =Salinitat del fons, S_s =Salinitat superficial.

Sovint però, es dona una reducció en part dels fluxos advectionals i no advectionals verticals (a través de la picnoclina), i es descriu generalment l'estratificació vertical de la columna d'aigua com a condició necessària per a la hipòxia (Swanson i Sindermann 1979, Officer *et al.* 1984, Stanley i Nixon 1992, Turner *et al.* 1987, Weigelt 1990, Borum 1996, Munekage *et al.* 1991, Munekage 1992, Hearn i Robson 2001, Buzzelli *et al.* 2002)

A demés dels fluxos d'aigua, existeixen altres condicions de contorn que influencien sobre els balanços d'oxigen i que per tant poden ser rellevants per regular les hipòxies. Entre elles es troba la radiació, la temperatura, la pressió atmosfèrica, i per descomptat, la velocitat del vent. Cal fixar-se en el conjunt de factors que hi intervenen sobre la dinàmica d'oxigen, atès que la coexistència de petits canvis d'alguns d'ells pot ser determinant per generar, mantenir o finalitzar les deficiències d'oxigen dissolt a la capa de fons de la columna d'aigua.

Per això, una aproximació potencialment útil per comprendre millor els factors determinants d'un fenomen hipòxic és la descripció acurada i a una escala de temps prou fina d'un d'aquests fenòmens. Aquesta aproximació no és gaire freqüent a la literatura, atesa la dificultat de captar adequadament la complexitat d'aquests processos amb mostres allunyats en el temps o esporàdics (Taylor i Howes 1994). A la badia dels Alfacs, els casos previs de les hipòxies millor documentades corresponen als anys 1990 i 1991, però en cap dels dos casos hi han dades de prou resolució que incloguin l'oxigen dissolt al llarg de diversos dies del fenomen. Presentem, doncs, en aquest capítol els resultats

obtinguts sobre diverses variables durant el fenomen hipòxic, amb l'objectiu de documentar detalladament les condicions en que es produeixen aquestes davallades d'oxigen.

Metodologia

Es va dissenyar una estratègia d'obtenció de dades que incloïa:

- un mostreig discret en l'espai i el temps
- un mostreig continu en el temps
- un mostreig puntual en el temps i extensiu en l'espai

Per últim es va fer servir dades d'altres anys per comparació.

Mostreig discret en l'espai i el temps

El mostreig es va dur a terme durant un període hipòxic que va tenir lloc a finals d'estiu de 1997, concretament entre el 17 de setembre i el 9 d'octubre, amb un últim mostreig el 22 d'octubre. Durant aquest període, es van mesurar perfils en fondària de salinitat, temperatura i oxigen dissolt amb freqüència setmanal a les estacions de mostreig *Exterior*, *Boca*, *Mig* i *Cua* (Figura 3.2). El salinòmetre emprat va ser un WTW LF196, i l'oxímetre polarogràfic de membrana, un WTW oxi196, amb el que es va enregistrar també la temperatura.

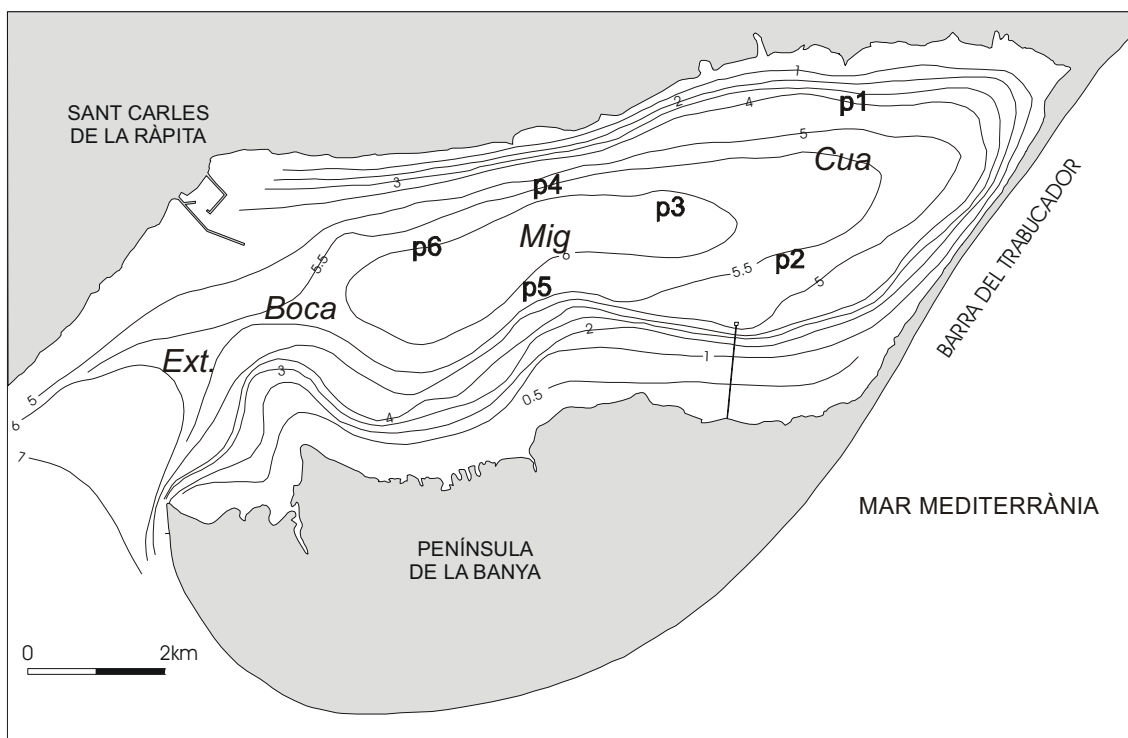


Figura 3.2 Punts de mostreig del mapa d'oxigen de la badia dels Alfacs (25/09/97), representats pels símbols p1 a p6, més els de les estacions *Exterior* (*Ext.*), *Boca*, *Mig* i *Cua*.

Mostreig continu en el temps

Al fons de l'estació *Mig* es va mesurar la salinitat, temperatura, oxigen dissolt i pressió hidrostàtica, amb freqüència d'una mesura cada 10 minuts, entre el 16 i el 21 de setembre. Això es va fer amb una sonda multiparamètrica que incloïa un sensor d'oxigen de micropolsos, Ysi 6000. Aquest model de

sonda ha estat provat en diverses condicions experimentals, i la resposta del seu sensor de micropolsos d'oxigen ja ha estat analitzada per altres investigadors donant resultats satisfactoris (Kester i Magnuson 1994, Kester *et al.* 1996). En el nostre cas, la sonda va ser col·locada lligada a un pes mort del fons de tal manera que els sensors de la sonda quedaven a 40 cm per sobre de la superfície del sediment. Per problemes tècnics, la sonda només va enregistrar dades de 4 dies de mostreig. Finalment, es van recopilar les dades meteorològiques horàries (per les mateixes dates del registre de la sonda) de l'estació meteorològica d'Amposta-DARP, excepte les de pressió atmosfèrica que procedeixen d'Amposta-DMA (veure Capítol 1, plana 30 per a més detalls sobre aquestes estacions meteorològiques). Les hores del dia s'han expressat en hores solars.

La pressió hidrostàtica de la sonda s'ha assimilat a l'alçada de la columna d'aigua, un cop corregida per la pressió atmosfèrica (veure Capítol 1, plana 31, per més detalls). Com el registre de pressió atmosfèrica té dades horàries i el de la sonda dades cada 10 minuts, la variable "alçada de la columna d'aigua" no mostra tota el conjunt de la sèrie. Per aquesta raó s'ha representat la pressió hidrostàtica sense corregir (amb dades cada 10 minuts) amb el conjunt de variables enregistrades per la sonda, i en un gràfic a part, la sèrie promitjada en intervals de 60 minuts i transformada en l'alçada de la columna d'aigua.

S'ha calculat la sigma-t (σ_T) de cada mesura restant 1000 del valor de densitat, calculada a partir de l'equació d'estat de l'aigua de mar, segons procediments estàndard (UNESCO 1981)

Per altra banda s'han fet servir aquí dades de resultats ja mostrats en capítols precedents, corresponents a valors setmanals o diaris al llarg de l'any, de velocitat del vent, salinitat, temperatura i concentració d'oxigen dissolt de la capa de fons (Capítol 1, Metodologia), així com diferència de sigma $_T$, a partir de les dades anteriors. De forma similar s'han fet servir les mesures en continu cada 10 minuts del correntímetre situat a l'entrada de la badia entre el 12 de setembre de 1997 i el 12 de novembre de 1997, per tal de calcular el flux net residual diari (expressat en milions de metres cúbics per dia, amb valors positius d'entrada a la badia i negatius de sortida; per més detalls sobre les dades d'aquest aparell, veure Metodologia del Capítol 1, plana 29).

Mostreig puntual en el temps i extensiu en l'espai

Per tal de conèixer la superfície de la badia afectada per la hipòxia es van realitzar deu perfils en fondària mesurats a 0.1 m, 1 m, 2 m, 3 m, 4 m, 5 m i fons, entre el dia 25 i el 30 de setembre, distribuïts per la badia, per abastar el màxim de superfície possible (p1 a p6 més les 4 estacions de mostreig habituals, Figura 3.2).

Per la representació gràfica dels transectes de perfils en fondària, s'han realitzat interpolacions pels mètodes de Kriging i triangulació.

Altres dades

Els gràfics fets servir a la discussió de les hipòxies corresponent als anys 1990 i 1991 procedeixen de Camp 1994), i els de l'evolució setmanal de la salinitat, temperatura i oxigen dissolt al punt central el 1991 són d'elaboració pròpia a partir de dades del mostreig setmanal realitzat de forma rutinària per tècnics del Centre Nacional d'Aqüicultura, IRTA, localitzat al municipi de Sant Carles de la Ràpita.

Resultats

Evolució temporal de l'oxigen dissolt i de l'estructura hidrogràfica

En iniciar el mostreig el dia 17 de setembre de 1997, l'aigua del fons es trobava al voltant de 50 % de saturació d'oxigen, però la setmana següent ja es va mesurar el valor més baix del període (14 %, 0,9 mg O₂ l⁻¹), tot i que en setmanes posteriors la concentració d'oxigen es va recuperar (Figura 3.3a - e).

Pel que fa a l'estructura hidrogràfica de la badia, val a dir que la primera setmana es va trobar a l'últim metre per sobre del fons una capa d'aigua més salada que la resta (amb més de 37 psu front les 35 psu superficials i les 36 psu de l'exterior, Figura 3.4a), amb un 60% aproximat de saturació d'O₂ (Figura 3.3a). Una setmana més tard, la salinitat del fons de la badia va disminuir a 36.5 psu mentre que la de l'exterior era de 37.1 psu (Figura 3.4b). L'oxigen es va trobar en aquells moments en els valors més baixos, arribant a 14% de saturació al fons de l'estació *Cua* (Figura 3.3b). La setmana posterior va aparèixer per primera vegada una certa continuïtat entre l'aigua més fonda de l'interior de la badia i la de l'exterior, amb salinitats similars (que a la vegada eren totes elles superiors a 36.5 psu durant els primers 7 quilòmetres de recorregut d'oest a est; Figura 3.4c). La concentració d'oxigen encara va manifestar, però, un gradient vertical important, si bé els valors mínims no van baixar del 40% (1 d'octubre, Figura 3.3c). Per últim, cal fixar-se que el 9 d'octubre es va tornar a observar una massa d'aigua exterior de salinitat prou superior a la de la capa fonda de la badia, indicant de nou una certa discontinuïtat entre ambdues masses d'aigua, però en canvi, l'estratificació de la columna d'aigua va ser molt minsa llavors, a diferència de les setmanes anteriors (Figura 3.6d). L'oxigen va recuperar valors de saturació propers al 90% ja en tota la capa inferior, pel que es va donar per finalitzat l'episodi hipòxic (Figura 3.3d). Dues setmanes més tard, l'oxigen del fons es trobava entre el 90 i el 70 %, observant-se de nou una massa d'aigua de més de 37 psu a la part inferior de l'estació *Boca*. Malgrat això representava incrementar de nou la densitat de l'aigua fonda (més de 26 de σ_T), i per tant, disminuir potencialment la seva renovació (com més gradient de densitat en fondària, més difícil que es produeixi barreja vertical), aquesta situació no va durar gaire i la concentració d'oxigen al fons va anar augmentant progressivament en setmanes posteriors (Figura 2.12c, plana 85).

Cal recordar que la distribució de salinitats (Figura 3.4a-e) és més important que no pas la de temperatures (Figura 3.5a-e) com a determinant de l'estructura de densitats (Figura 3.6a-e).

Registres en continu

La salinitat de la massa d'aigua just en contacte amb el fons al punt central va ser de 38 psu el 16 de setembre de 1997 (Figura 3.7a), prop de 2 psu superior a la pròpia de mar obert en aquestes mateixes dates (Figura 3.3a). La salinitat del fons va disminuir progressivament 0.1 psu d⁻¹ fins la matinada del 19 de setembre en que va manifestar oscil·lacions sobtades notables de 0.1 psu d'amplitud i de prop de 3h de període. A partir del migdia van desaparèixer les oscil·lacions i la

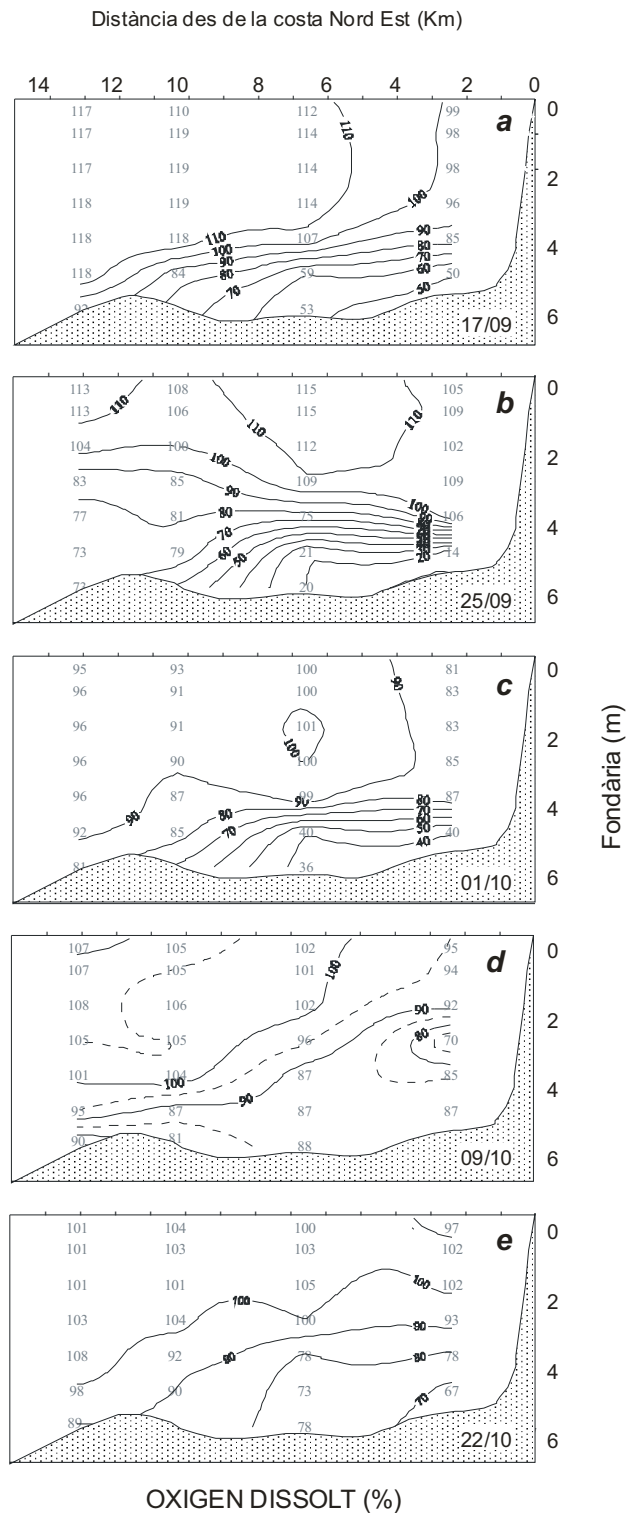


Figura 3.3 Evolució dels perfils d'oxigen dissolt (O_2 , en %) a la badia dels Alfacs durant el període d'hipòxia de 1997. S'ha assignat lletres correlatives (a - e) a les diferents setmanes de mostreig per ordre cronològic (17/09/97, 25/09/97, 01/10/97, 09/10/97, 22/10/97).

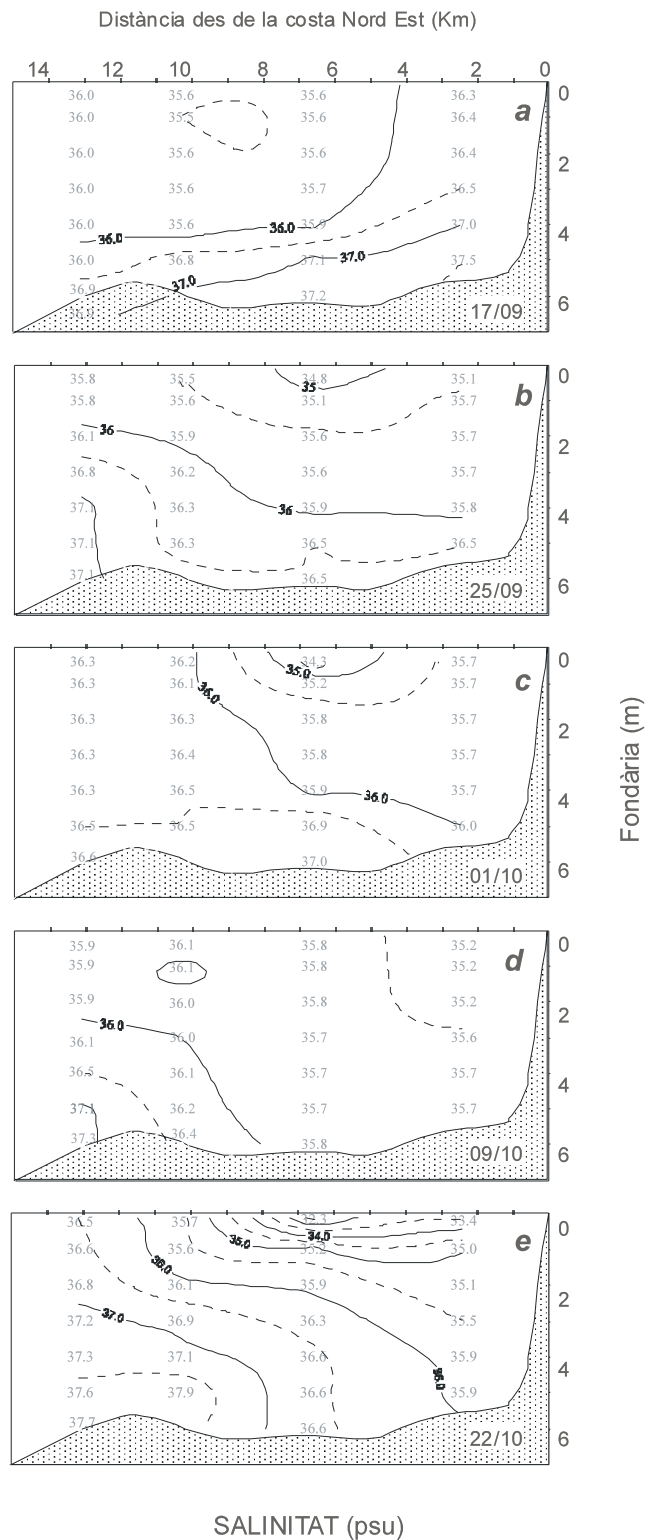


Figura 3.4 Evolució dels perfils de Salinitat (S) a la badia dels Alfacs durant el període d'hipòxia de 1997. S'ha assignat lletres correlatives (a - e) a les diferents setmanes de mostreig per ordre cronològic (17/09/97, 25/09/97, 01/10/97, 09/10/97, 22/19/97).

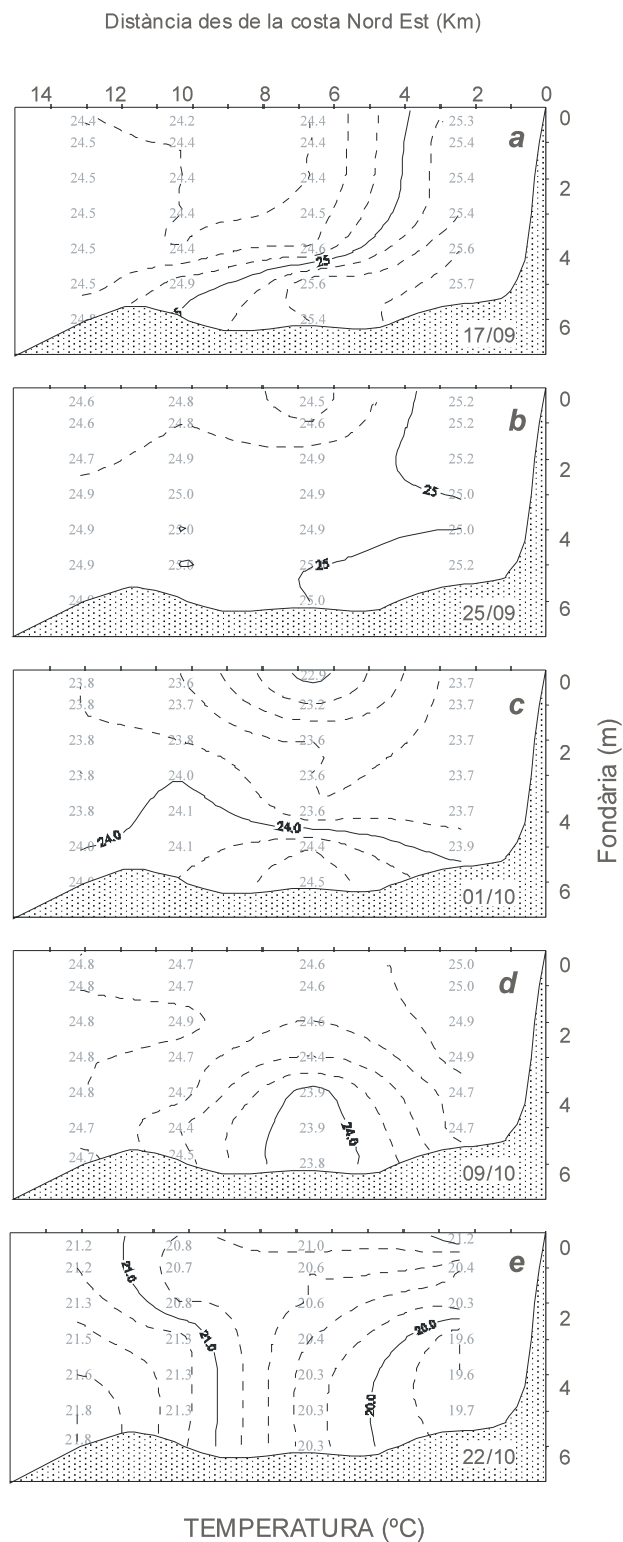


Figura 3.5 Evolució dels perfils de Temperatura (T, en °C) a la badia dels Alfacs durant el període d'hipòxia de 1997. S'ha assignat lletres correlatives (a - e) a les diferents setmanes de mostreig per ordre cronològic (17/09/97, 25/09/97, 01/10/97, 09/10/97, 22/10/97).

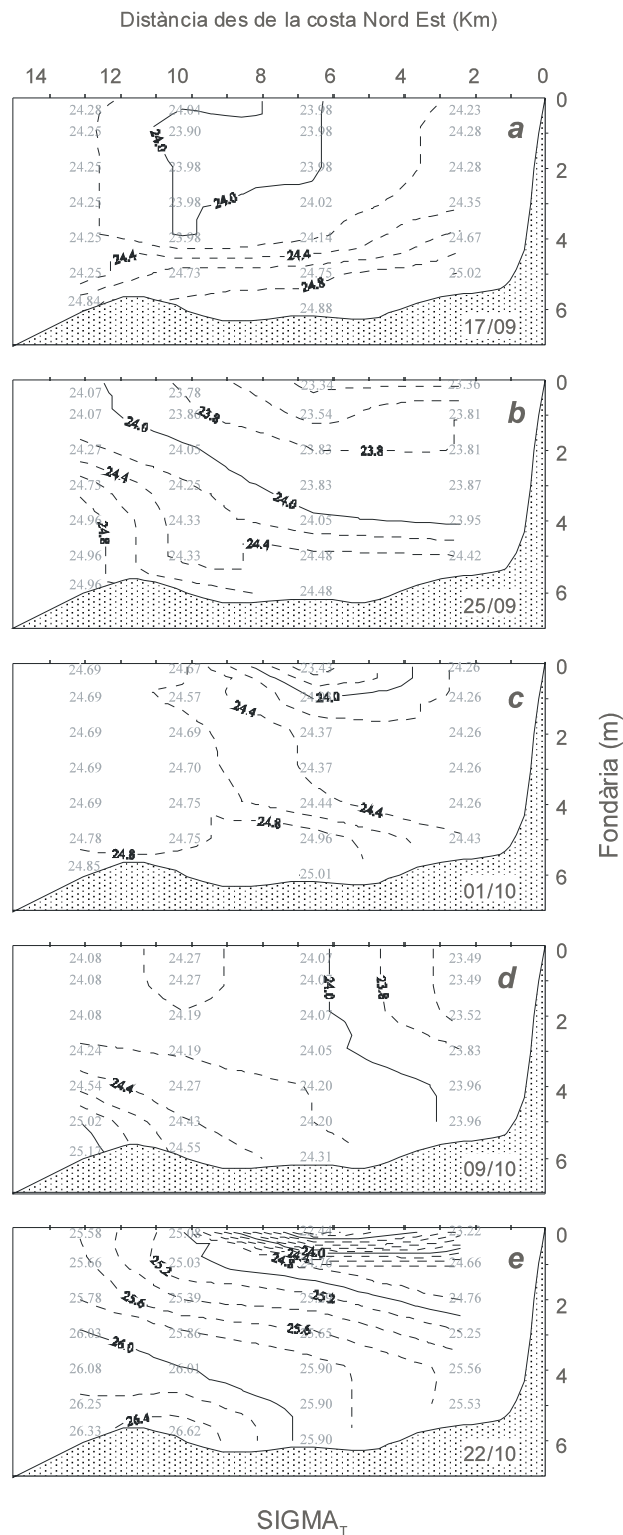


Figura 3.6 Evolució dels perfils de sigma_T a la badia dels Alfacs durant el període d'hipòxia de 1997. S'ha assignat lletres correlatives (a - e) a les diferents setmanes de mostreig per ordre cronològic (17/09/97, 25/09/97, 01/10/97, 09/10/97, 22/19/97).

salinitat va continuar descendant progressivament però més de pressa, fins que passada la mitjanit entre el 19 i 20 de setembre la salinitat va tornar a oscil·lar prop de 0.1 unitats d'amplitud al voltant dels 37.4 psu. La temperatura va seguir una evolució similar a la salinitat (Figura 3.7b), mentre que l'oxigen dissolt (Figura 3.7c) va mostrar un cicle diari a causa de l'alternança producció/respiració. El balanç diari va ser negatiu, amb una disminució diària de $0.4 \text{ mg O}_2 \text{ l}^{-1}$. El 20 de setembre no va mostrar la davallada característica de les primeres 12 hores dels altres dies de mostreig sinó que va mantenir els seus valors amb oscil·lacions de menys de 0.3 mg l^{-1} . Cal notar que mentre van existir unes 6 h de decalatge entre el màxim d'oxigen dissolt i el moment de major elevació del sol, al migdia solar, la seva velocitat de canvi horària va mostrar els màxims molt propers al migdia solar (Figura 3.7d). L'alçada de la columna d'aigua va oscil·lar entre 5.9 i 6.2 m, aproximadament (Figura 3.7e), mostrant la influència de la marea i de la ona estacionària de prop de 3h de període descrita a la badia (Camp 1994).

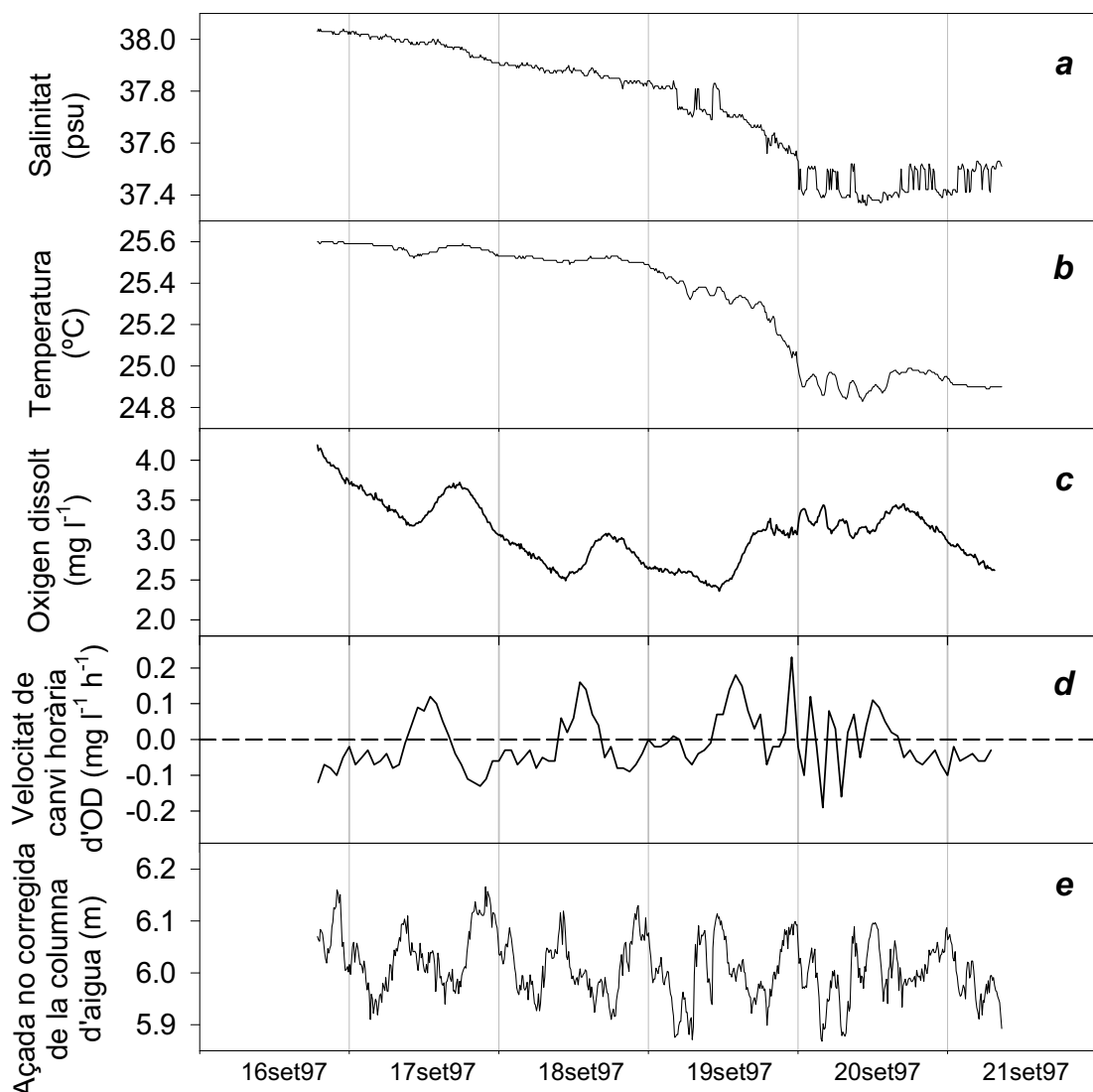


Figura 3.7 Evolució horària, en el punt central de la badia, de: (a) salinitat, (b) temperatura, (c) oxigen dissolt, (d) velocitat de canvi d' O_2 , i (e) alçada no corregida de la columna d'aigua (a partir de registre de pressió hidrostàtica, sense corregir per la pressió atmosfèrica; veure Figura 3.9 per a la sèrie corregida).

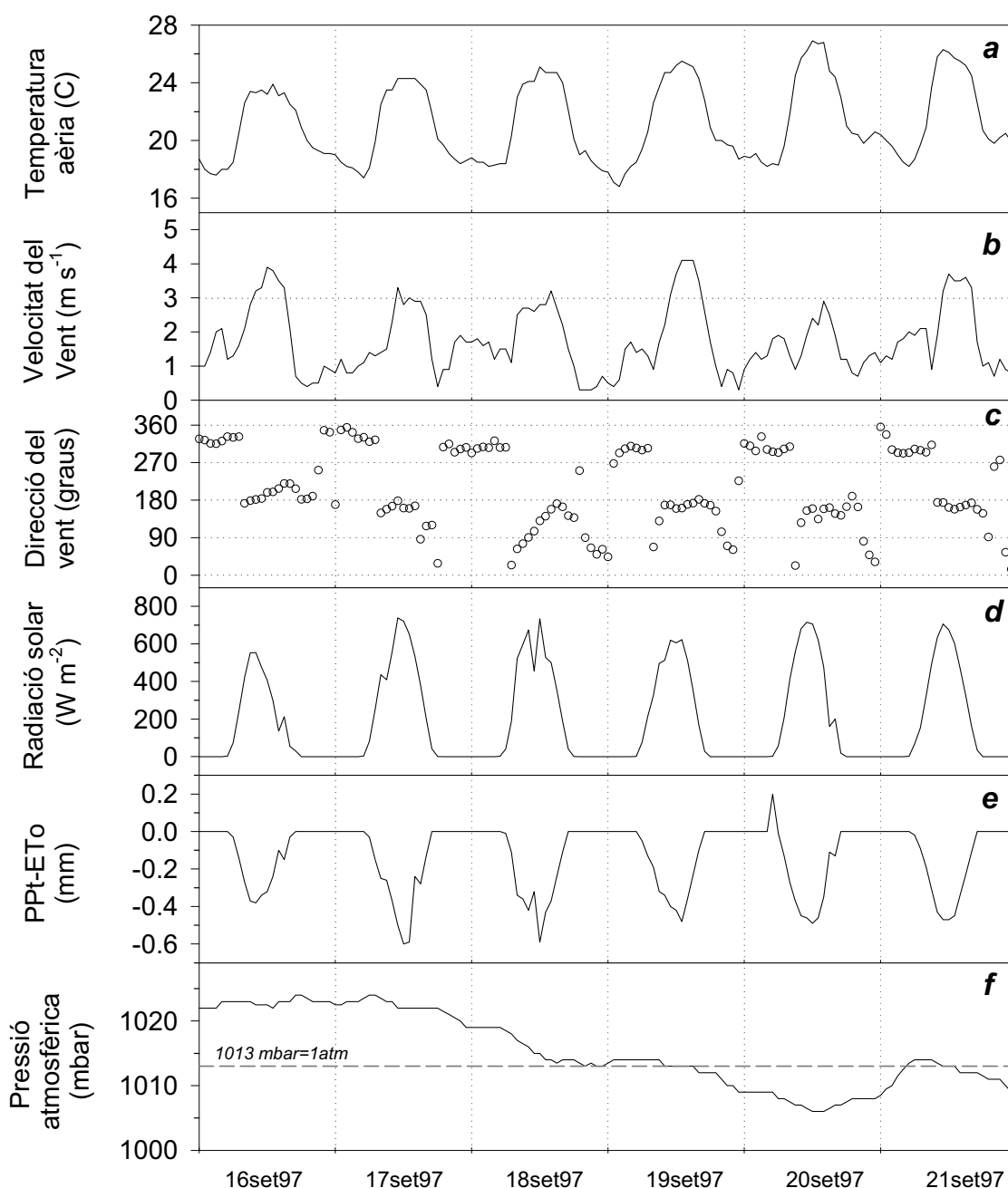


Figura 3.8 Evolució horària de les variables meteorològiques entre el 16 i el 21 de setembre de 1997: (a) Temperatura aèria ($^{\circ}\text{C}$), (b) Velocitat del vent (m s^{-1}), (c) Direcció de procedència del vent (graus de desviació en sentit horari respecte el Nord), (e) Radiació Solar (W m^{-2}), Balanç hídric per via atmosfèrica, PPT-ETo (mm), Pressió atmosfèrica (mbar). Totes les dades procedeixen de registres horaris de l'estació meteorològica Amposta-DARP, excepte les de Pressió Atmosfèrica, que són cada 30' de l'estació Amposta-DMA.

La temperatura aèria va mostrar una lleugera pujada en els seus valors màxims diaris al llarg dels 6 dies, i en general es va moure entre 17 i 27 $^{\circ}\text{C}$ (Figura 3.8a). Els vent va bufar de Terrals (Nord-Oest, direcció propera als 330°) durant la nit amb velocitats entre els 0.5 i 2 m s^{-1} ; i de dia va procedir de Garbí o Migjorn (component sud, direcció propera als 180°), abastant valors màxims entre 3 i 4 m s^{-1} (Figura 3.8b i c). El dia 20 de setembre va presentar unes velocitats màximes inferiors als 2 m s^{-1} . La radiació solar va arribar a prop dels 800 W m^{-2} al migdia (Figura 3.8d) mentre que el balanç hídric per

via atmosfèrica va ser de prop de -0.5 a -0.6 mm h^{-1} d'aigua durant el dia, i tan sols va rebre la influència d'un xàfec la matinada del dia 20, amb prop de 0.2 mm h^{-1} (Figura 3.8e). La pressió atmosfèrica va ser alta els primers dies del registre (ca. 1024 mbar), i va canviar cap a baixes pressions a partir del migdia del 19 de setembre, mostrant les mínimes absolutes del registre el dia 20 que van durar aquell sol dia (Figura 3.8f).

Un cop corregit el registre de fondària de la sonda per la pressió atmosfèrica, s'observa com al llarg dels quatre dies el nivell de la columna d'aigua va disminuir per causes alienes a la pressió atmosfèrica ("sèrie corregida", Figura 3.9), però l'alçada de la columna d'aigua deduïda del sensor de pressió sense corregir no ho manifesta així ("sèrie no corregida", Figura 3.9), per veure's emmascarada per la disminució de la pressió atmosfèrica al llarg dels 4 dies (Figura 3.8f). L'alta pressió dels primers dies mantenia la columna d'aigua més baixa, mentre que la menor pressió atmosfèrica dels darrers dies produïa l'efecte contrari.

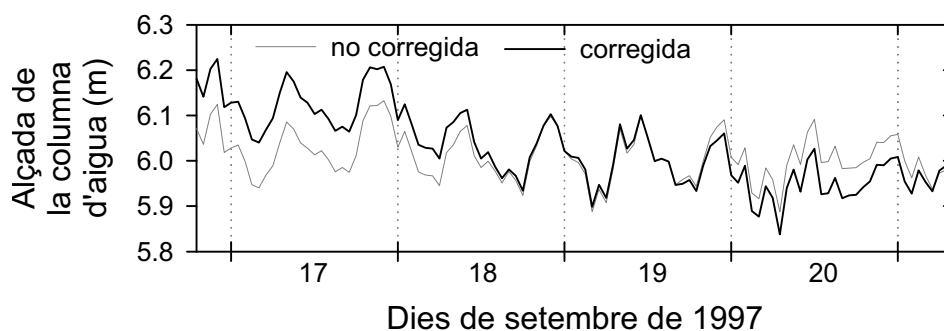


Figura 3.9 Correcció de l'alçada de la columna d'aigua del registre baromètric de la sonda multiparamètrica submergida a partir del registre de Pressió atmosfèrica de l'estació meteorològica Amposta-DMA. S'ha assumit la relació de canvi de $+1\text{mbar} = -1$ cm. (veure text per a més detalls). S'ha d'entendre l'alçada corregida de la columna d'aigua com l'alçada que s'hauria observat si no s'hi haguessin donat canvis de pressió atmosfèrica.

Extensió espacial de la hipòxia

A finals de setembre de 1997, l'aigua es va trobar lleugerament per sobre de saturació en superfície, mantenint-se aquesta fins els 2 m de fondària a tota la badia (Figura 3.10a). En arribar als 4 m de fondària, la concentració d'oxigen era del 40% de saturació en la meitat oest de la badia, mentre que la meitat oriental es trobava per sobre del 100% de saturació a la mateixa fondària (Figura 3.10b). Als 5 m, la capa sobresaturada ja havia desaparegut i els valors de la badia es trobaven en general entre el 80 i el 25 % de saturació d' O_2 (Figura 3.10c), trobant mínims del 20 % al centre de la badia, en la secció de fondària superior als 6 m (Figura 3.10d).

Els valors de concentració d'oxigen immediatament per sobre del fons (a la fondària que correspongui en cada lloc) van mostrar mínims de 14 i 20% en termes de saturació (Figura 3.11), ó 0.9 i 1.3 mg l^{-1} , respectivament, en termes de concentració absoluta.

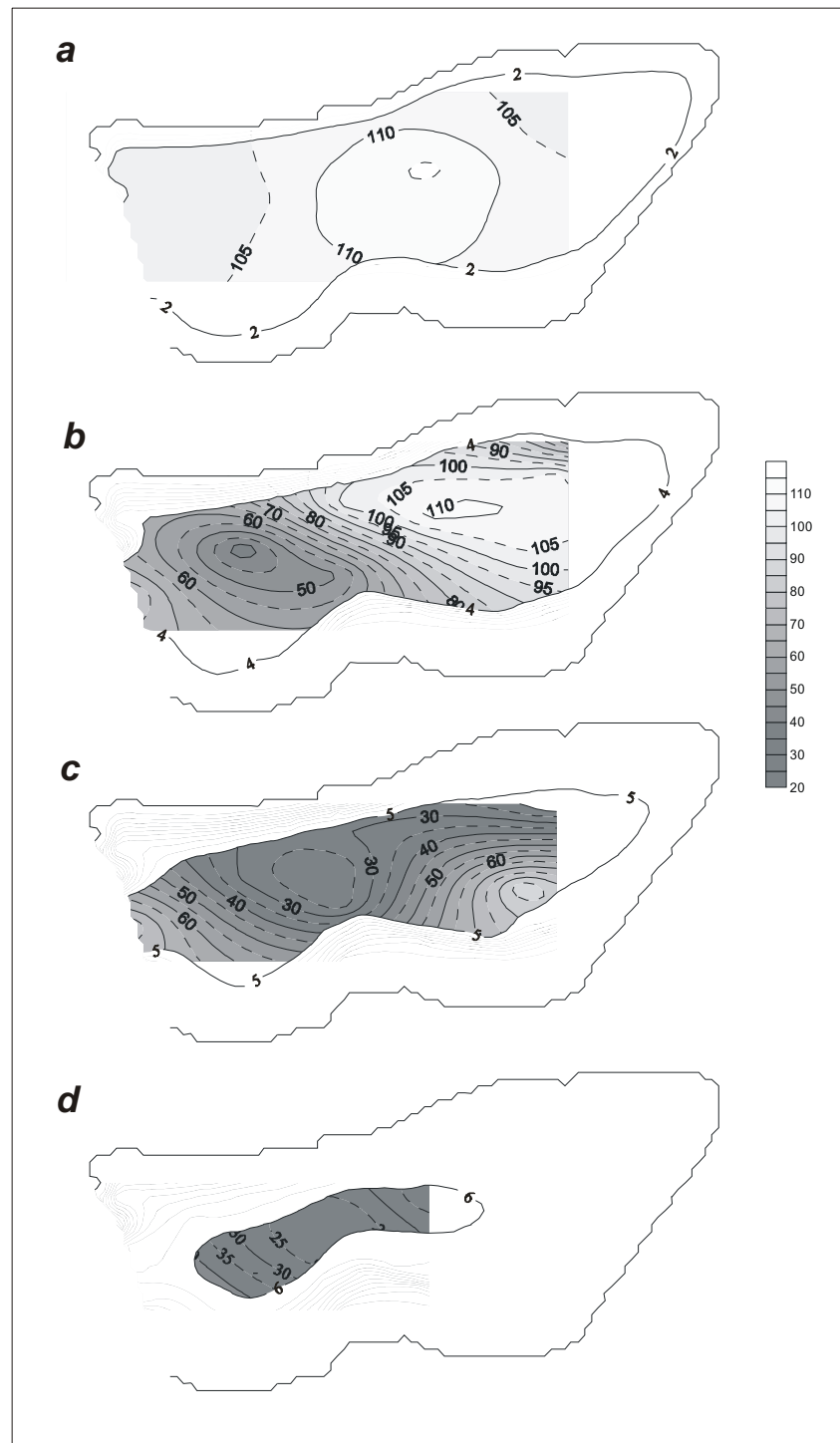


Figura 3.10 Seccions en fondària de la massa d'aigua pobre en oxigen el 25 de setembre de 1997: (a) a 2 m de fondària, (b) 4 m, (c) 5 m, (d) 6m.

Es van observar poques diferències de concentració d'oxigen en l'eix transversal de la badia (Figura 3.10), excepte sobre el fons prop de l'estació Cua (Figura 3.11), amb valors una mica més alts cap a la vora nord.

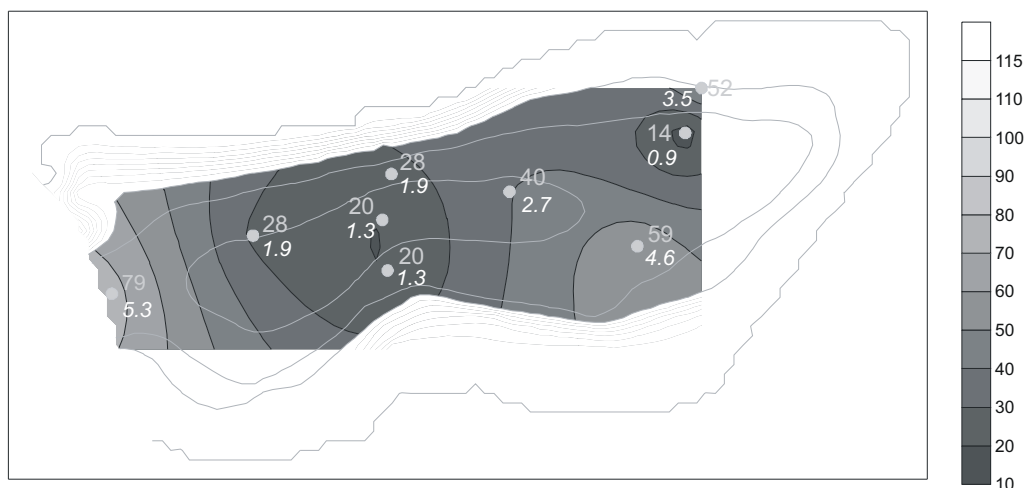


Figura 3.11 Mapa d'oxigen dissolt al fons de la badia dels Alfacs el 25 de setembre de 1997. Els valors en gris clar són expressats en % de saturació, i els valors en blanc i cursiva són concentracions expressades en mg l^{-1} .

Diferències entre anys

Les condicions generals de la badia al 1997 eren, durant la primera meitat de l'any, força similars a les del 1996. L'oxigen de l'aigua de fons va arribar a sobrepassar el 130 % a finals de juny de 1996 (Figura 3.12a; o en isolínies, Figura 2.12c, plana 85), però mentre les setmanes posteriors a aquestes dates no van mostrar davallades sobtades de saturació d'oxigen, el 1997 van aparèixer uns mínims per sota de 70%.

La variables amb diferències més notables entre ambdós anys aporten dades per explicar aquest comportament diferent de l'oxigen dissolt, i són el vent, la salinitat i la temperatura de l'aigua de la capa de fons.

El 1996 van existir dos episodis de vent de Mestral de més de 5 m s^{-1} de mitjana diària entre juny i juliol (Figura 3.12b, Figura 2.11c, d), a més de dos episodis de renovació d'aigua marina pel fons per intrusió d'aigua de més de 37 psu (Figura 2.12a). Ni aquests vents van bufar ni es van donar aquesta magnitud de renovació d'aigua del fons per intrusió salada el 1997, any en què l'oxigen va davallar fins a menys de 4 mg l^{-1} en els darrers dos metres de la columna d'aigua a principis de juliol. Aquestes davallades no es van observar el 1996 (Figura 3.12a).

Així, a tots dos anys es veu com es produeix un descens en l'oxigen dissolt, que sembla estar relacionat amb la salinitat del fons de la columna d'aigua. La davallada d'oxigen per sota de 70% de finals d'agost no va durar més d'una setmana el 1996 (coincidint amb la "desaparició" de l'aigua de salinitat superior als 36 psu, Figura 3.12c), mentre que el 1997 els valors de saturació d'oxigen per sota de 70% i les salinitats per sobre de 36 psu, o bé es van mantenir, o bé van tornar a aparèixer

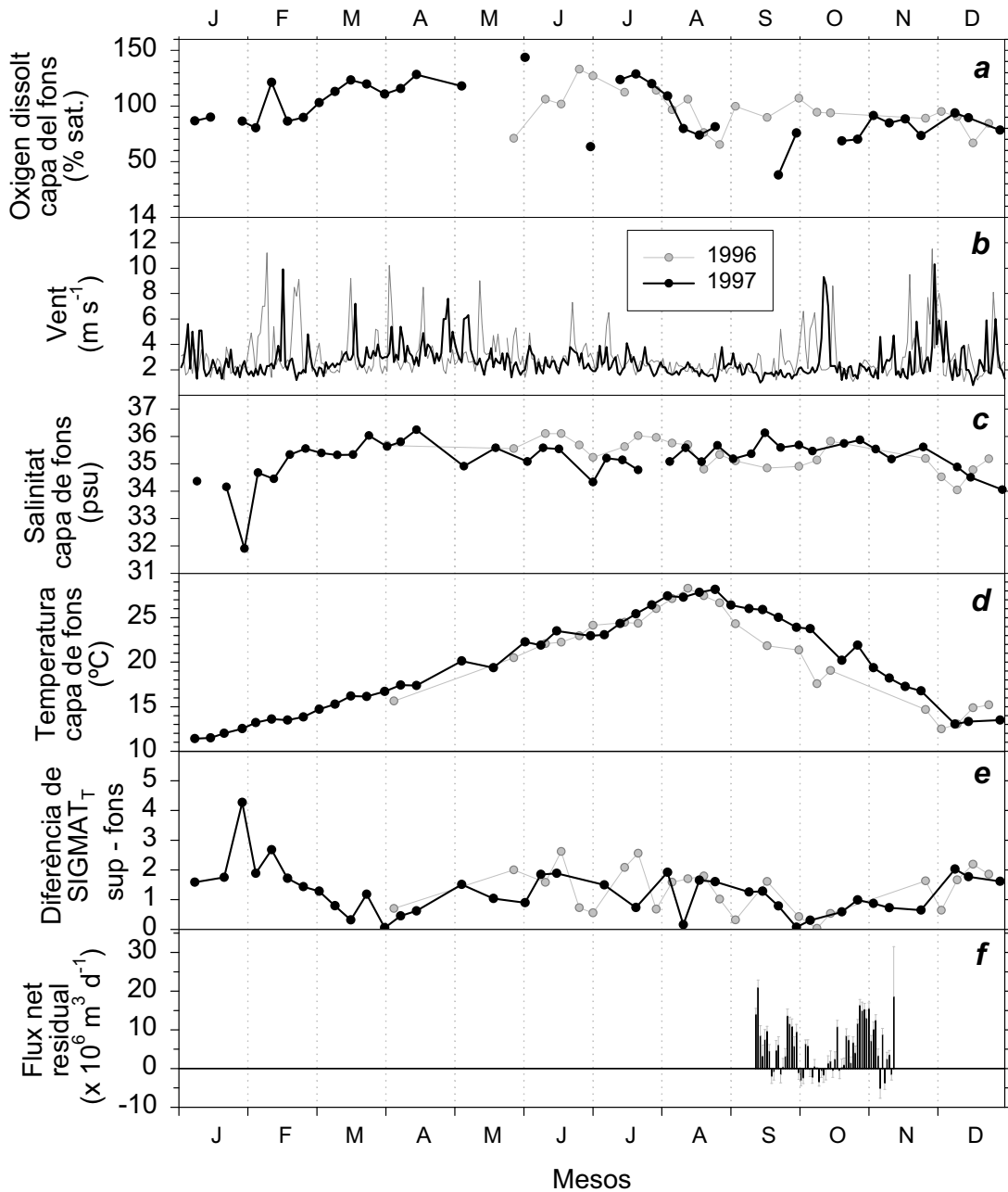


Figura 3.12 Evolució temporal de: (a) oxigen dissolt (% saturació), (b) velocitat del vent ($m s^{-1}$), (c) salinitat (psu), (d) temperatura ($^{\circ}C$), (e) diferència de $SIGMA_T$ entre les capes de fons i superfície, i (f) flux net residual ($\times 10^6 m^3 d^{-1}$). Els valors d'oxigen, salinitat, i temperatura són valors setmanals, mitjans per tota la capa de fons (els tres darrers metres de la columna d'aigua) al punt central de la badia; els de vent són valors mitjans diaris de l'estació Amposta-DARP; els de flux net residual positius són d'entrada d'aigua a la badia. Es mostren les sèries de dades de 1996 (gris) i 1997 (negre).

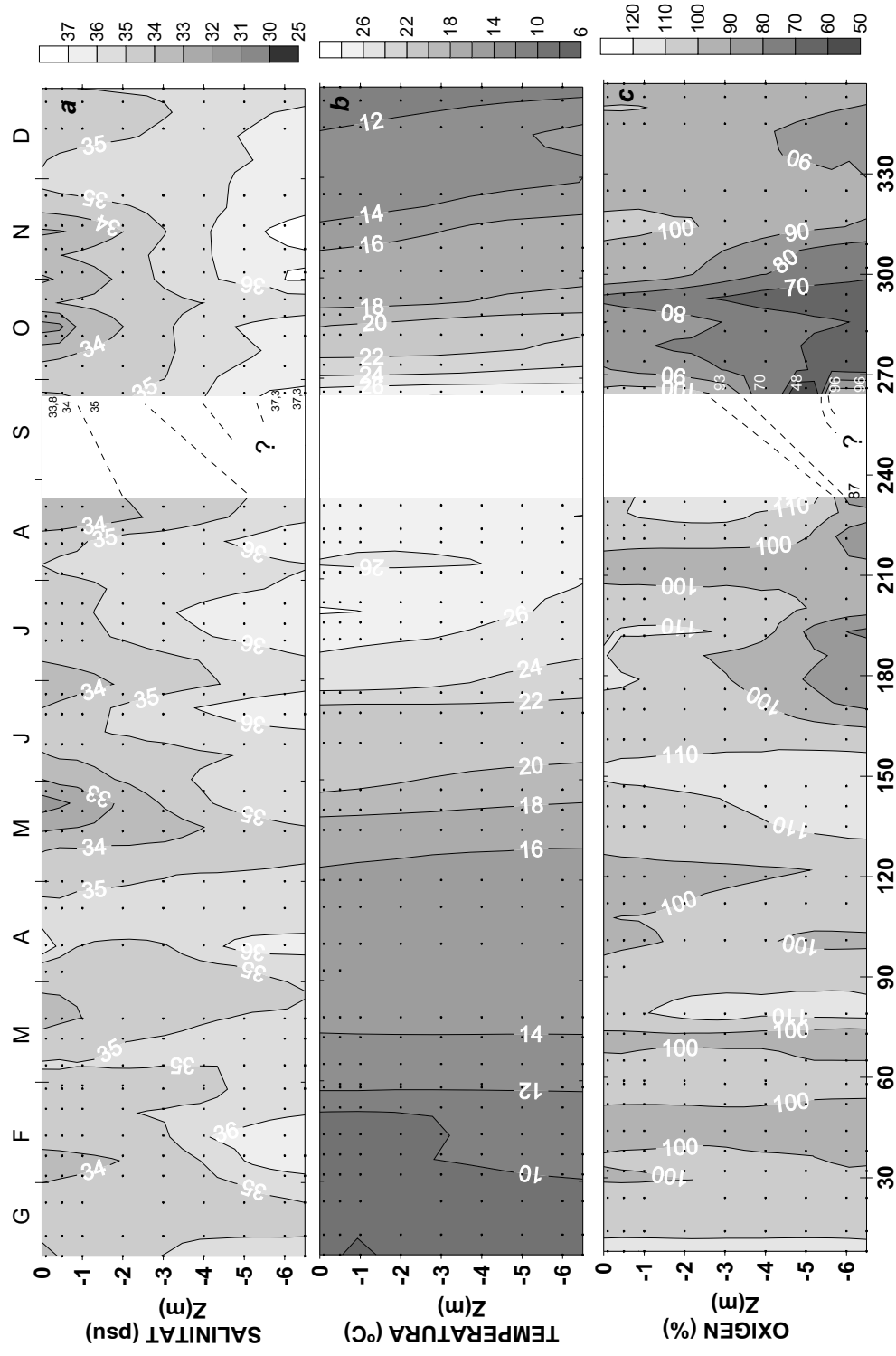


Figura 3.13 Evolució de (a) salinitat, (b) temperatura i (c) oxigen dissolt del punt mig de la badia dels Alfacs (1991). L'eix de les ordenades inferior està en dies julians a partir de 01/01/1991, i el superior en els mesos de l'any. L'origen d'aquestes dades és diferent que el de la seqüència de transectes de setembre de la Figura 3.18, i es troben mancades del registre de les tres variables entre el 20/08 i el 23/09. S'han sobreimprès alguns valors discrets prop del dia 270 per facilitar la lectura dels perfils verticals donats en aquesta data (veure explicació al text). Les línies discontinues s'han dibuixat de forma arbitrària.

(Figura 3.12a, c; en isolínies, Figura 2.12a, c), a l'igual que el 1991 (Figura 3.13a, c).

Per altra banda, van haver 5 °C de davallada sobtada de la temperatura de tota la columna d'aigua en 20 dies el 1996 (de 26.5 °C el 26/08, a 21.7 °C el 16/09), coincidint justament amb l'inici de la recuperació dels valors de saturació d'oxigen dissolt del fons (Figura 3.12d, a). El 1997 no va haver cap davallada tan sobtada de les temperatures de la columna d'aigua al setembre, de per si ja un parell de graus per sobre, i a mitjans de mes l'aigua es trobava encara a 25.5 °C (4 °C més calenta que l'any anterior).

La causa d'aquesta major temperatura de l'aigua de la badia el 1997 respecte el 1996 podria estar en què la radiació neta absorbida per la plana deltaica de l'Ebre va ser molt superior (Figura 3.14). Val a dir que els màxims de radiació neta van ser el 1992 i 1994, els anys de major dèficit d'oxigen dissolt enregistrat a la columna d'aigua (Figura 2.8c).

Finalment cal remarcar que a finals d'agost, les diferències de SIGMA_T entre superfície i fons eren molt més acusades el 1997 que no pas el 1996 (Figura 3.12e), moment crític a partir del qual es creu que va davallar l'oxigen dissolt (Figura 3.12a, entre finals d'agost i mitjans de setembre).

Per últim, tot i no disposar de més dades de flux net residual que les compreses entre el 12 de setembre al 12 de novembre de 1997, s'observa que en el mes de setembre de 1997 es van donar increments de salinitat (respecte setmanes anteriors, i respecte els valors de 1996 també, Figura 3.12c) que van coincidir amb increments del flux net residual diari (Figura 3.12f).

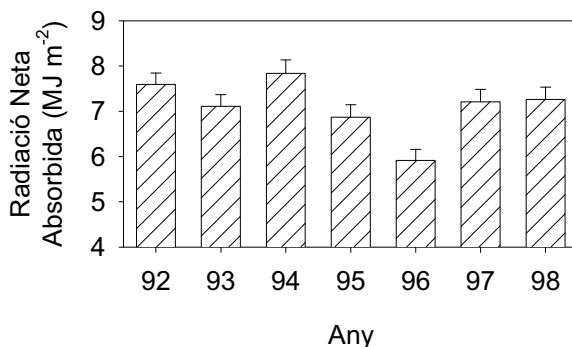


Figura 3.14 Evolució de la radiació neta mitjana anual (radiació global arribada menys radiació emesa) en MJ m⁻², rebuda per l'estació meteorològica d'Amposta-DARP (a partir de dades mostrades a la Figura 2.2d).

Discussió

Possible causa de l'origen de les hipòxies

La diferència més notable entre 1996 (sense hipòxia) i 1997 (amb hipòxia) va ser que en 1997, durant juny i juliol no es van donar els vents ni les intrusions d'aigua marina pel fons que van aparèixer en 1996, i durant setembre, la temperatura de l'aigua de la capa del fons va ser entre 2 i 4 °C més alta que en 1996, coincidint amb què la radiació neta absorbida per la plana deltaica de l'Ebre durant tot 1997 va ser molt superior a la de 1996.

Els factors de la temperatura i la renovació d'aigua de la capa de fons són citats per alguns autors com a factors clau per determinar l'aparició de les hipòxies. Borsuk *et al.* (2001) suggereixen que l'extensió espacial i la durada de la hipòxia de les aigües del fons de l'estuari Neuse (Carolina del Nord, EUA) són controlades pel balanç entre la velocitat neta d'esgotament d'oxigen (depenent de la temperatura) i la freqüència dels processos de barreja vertical, que explica el 79% de la variància de la concentració d'oxigen dissolt. Per exemple, segons el seu estudi, s'esperarien concentracions sota 4 mg O₂ l⁻¹ en períodes sense barreja vertical quan la temperatura del fons excedís els 15 °C, mentre que únicament s'esperarien concentracions per sota de 2 mg O₂ l⁻¹ quan la temperatura excedís els 20 °C. Buzzelli *et al.* (2002), en la mateixa línia, van trobar que l'estratificació salina i la temperatura de l'aigua explicaven respectivament el 30 i el 23% de la variància de les concentracions d'oxigen dissolt del fons en el mateix estuari. També van descriure que prop del 80% dels perfils hidrogràfics mostraven hipòxia en el fons quan la diferència de salinitat entre superfície i fons era de 5 psu i la temperatura excedia els 20 °C, disminuint la quantitat d'estratificació salina necessària per induir hipòxia en augmentar la temperatura. Hi ha altres casos descrits a la literatura que relacionen les hipòxies amb la pujada de les temperatures de l'aigua (Matthaeus *et al.* 2001, Harzallah i Chapelle 2002), però també existeixen estudis on no han trobat aquesta relació en increments de fins a 6 graus de l'aigua hipòxica, per que predominen altres processos físics que mantenen constant la davallada de la concentració d'oxigen dissolt independentment de la temperatura (Fujiwara *et al.* 2002). A la badia dels Alfacos va coincidir justament una forta estratificació i una alta temperatura (prenent com a referència els valors de 1996). Ara bé, els efectes concrets de l'estratificació i de la temperatura en el nostre cas no estan quantificats.

Intercanvi vertical i horitzontal durant la hipòxia

Durant el període hipòxic es va mantenir força disminuïda la renovació d'aigua de la capa fonda, com es pot deduir de les dades enregistrades de la setmana del 16 i el 21 de setembre de 1997 (Figura 3.7). Aquesta poca renovació de l'aigua fonda de la columna d'aigua només va ser interrompuda momentàniament per l'arribada d'episodis locals de vent de Mestral (perpendicular a l'eix principal de la badia) i de Migjorn (sentit oposat a la circulació estuariana positiva), que van produir prou flux advectiu i, sobre tot, no-advectiu, com per aturar temporalment la davallada diària de concentració d'oxigen dissolt dels dies previs (20 de setembre respecte dies previs, Figura 3.7c).

Així, es pot observar com el 16 de setembre la massa d'aigua fonda just en contacte amb el sediment va ser bastant salina, fet que només és possible si aquesta aigua s'hagués mantingut relativament aïllada (Figura 3.7a). Aquesta aigua de 38 psu pot procedir de mar obert (que no sol passar de 37.5 psu just al costat del ressalt de la badia, malgrat que just a prop del fons pot assolir valors de 38 psu), o d'aigua hipersalina formada, eventualment, en el marge somers de la badia, a causa de l'elevada evaporació estival sense precipitació. Val a dir que no es pot parlar d'hipersalinitat a la badia dels Alfacs, pròpiament, com es faria en altres badies estuàries mediterrànies (Largier *et al.* 1997), per que el conjunt de la capa fonda, en general, no té salinitat superior als valors mitjans de l'aigua del Mediterrani proper per sota de la seva picnoclina.

El registre corregit de fondària de la sonda mostra que la columna d'aigua va disminuir d'alçada, tot i les oscil·lacions, al llarg dels dies (Figura 3.9), en paral·lel a la disminució del flux net residual diari dels mateixos dies (Figura 1.13a). L'entrada mesurada d'aigua a la badia dels primers dies de la segona quinzena de setembre de 1997 va augmentar lleument la renovació de la capa fonda (Figura 3.7a, b), però encara no es va veure reflectida en gaire millora de la concentració d'oxigen dissolt, que continuava la seva tendència de disminució neta dia a dia (Figura 3.7c). A finals del 19 de setembre va ser quan l'oxigen dissolt ja no va disminuir, com va fer dies anteriors, sinó que va començar a manifestar una sèrie d'oscil·lacions que, en mitjana, van mantenir la concentració estable, a diferència del que havia passat dies previs a les mateixes hores del cicle diari. Aquest canvi en la seva dinàmica coincideix amb l'evolució oscil·lant en la sèrie de temperatura i salinitat descrita per al dia 20 de setembre (Figura 3.7a, b), i coincideix també amb què el flux net residual pel fons era pràcticament nul o fins i tot negatiu (de sortida de la badia; Figura 1.13a). Per tant, el flux d'entrada per sobre del ressalt dels primers dies no va contrarestar prou el dèficit local en el balanç d'oxigen. És a partir de l'arribada de vent de Mestral (Nord-Oest) que es va aturar la dinàmica prèvia (Figura 3.8b, c), i en virar cap a Migjorn (Sud), va augmentar suficientment la renovació de l'aigua de la capa fonda com per compensar el balanç negatiu d'oxigen. És a dir, la renovació efectiva de l'aigua fonda d'aquests dies de 1997 no va semblar donar-se per la circulació estuària bicapa, sinó més aviat per fenòmens puntuals com el vent creuat descrit en aquest cas (que va afavorir tant el flux advectioniu com el no advectioniu) per aportar oxigen a la capa fonda.

Flux no advectioniu i disminució o acabament del procés hipòxic

Val la pena incidir en que en el cas de la hipòxia de 1997, el flux advectioniu no va ser decisiu per disminuir o finalitzar la hipòxia, mentre que la presència d'estratificació per entrades d'aigua dolça per superfície (i per tant, la disminució del flux no advectioniu) va permetre que es donessin els valors més baixos d'oxigen dissolt enregistrats a la badia dels Alfacs entre 1996 i 1998, tal i com es pot deduir del conjunt de resultats setmana a setmana del mes de setembre (de la Figura 3.3 a la Figura 3.6, entre altres).

Els mínims enregistrats d'oxigen (29 % de saturació en el darrer metre de la columna d'aigua el 22 de setembre) coincideixen amb els mínims previsibles de renovació vertical de la capa fonda (flux no advectioniu), atesa l'aparició d'una massa d'aigua al fons de l'estació *Mig* amb salinitat superior a 37 psu

el 15 de setembre i l'estructura de salinitats de dies posteriors (Figura 3.4). No sembla que l'advecció horitzontal hagués servit per reduir de forma notable la hipòxia, per que si no, s'hauria d'haver observat una millora (que no es va observar) en el moment de l'entrada de la massa d'aigua de més de 37 psu pel fons (Figura 2.12a, c, dia julià 630); millora que en canvi s'ha observat en molts altres indrets (Munekage *et al.* 1991, Neumann *et al.* 1997), malgrat en algunes ocasions les intrusions marines han contribuït a que les condicions d'oxigen de la zona empitjorin encara més (Weigelt 1990).

Posteriorment als mínims absoluts d'oxigen enregistrats al punt central⁷ (plana 70), es va observar que el 23 de setembre va arribar un front meteorològic que va descarregar pluja provocant que la precipitació neta fos 15 l m⁻² el dia 24 de setembre (dia julià 632 en el gràfic) i 7.2 l m⁻² el 25 de setembre (Figura 2.11c). Això va coincidir, un dia més tard, amb l'estratificació vertical més forta (observar la baixada de la salinitat en superfície a l'estació *Mig*, Figura 3.4b, probablement a conseqüència de l'increment dels fluxos dels canals, en especial del de sortida de l'Encanyissada) i, a la vegada, amb la inhibició momentània del corrent net residual diari d'entrada d'aigua (Figura 1.13a, plana 41). Durant aquestes setmanes els vents no van passar dels 2 m s⁻¹ de velocitat mitjana diària (Figura 2.11c, plana 84) amb màximes diàries inferiors a 8 m s⁻¹. L'aigua salada de mar obert amb salinitats superiors a 37 psu es va apropar a la boca d'entrada a la badia pel fons (Figura 3.4b) i la circulació de l'aigua superficial cap a mar obert va tendir a generar un contraflux inferior d'aigua que entrés a la badia, tal i com va ocórrer de manera molt notable durant els cinc dies següents (Figura 1.13a, plana 41). Aquesta circulació potenciada pel gradient de densitat horitzontal existent va permetre que poc a poc disminuís la hipòxia del fons (passa del 14% al 40% al fons de l'estació *Cua* en una setmana, Figura 3.3b, c), sigui per que les masses d'aigua presentessin turbulència per fricció en les seves interfases respectives (flux no advection), sigui a causa del transport net de masses d'aigua (flux advection), o una barreja d'ambdós tipus de fluxos.

Ara bé, el fet diferencial que va acabar per complet amb el període hipòxic no va ser un augment de la circulació estuariana positiva, com s'havia citat en hipòxies prèvies, ja que en aquest cas es dona una disminució d'aquesta circulació. Es creu que el factor clau, més que la renovació per advecció horitzontal de l'aigua fonda, és l'augment de la renovació per turbulència i intercanvi d'aigua vertical (flux no advection). A partir del 30 de setembre es va iniciar un procés d'alentiment del corrent net residual de la massa d'aigua del fons (és a dir, de la circulació bicapa), que tret de les entrades puntuals d'aigua de mar obert del 4 i 5 d'octubre, va arribar molts dies fins tot a revertir el sentit de la circulació estuariana (Figura 1.13a, b). Aquesta circulació mínima o fins i tot inversa va anar acompanyada de la recuperació més important de les concentracions d'oxigen de la capa de fons, arribant ja a més del 80% en fondària (Figura 3.3d).

⁷ Cal recordar que els valors del punt central no són els més baixos de la badia, sinó que ho solen ser els de l'extrem més oriental del transecte oest-est, al fons de l'estació *Cua* (Camp 1994 i Figura 3.3), amb prop d'un 10% menys.

Aquesta turbulència vertical de la setmana en que s'acaba la hipòxia (entre l'1 i el 9 d'octubre) és provocada per vents de Garbí de prop de 2 m s^{-1} de velocitat mitjana diària durant 8 dies seguits (dades no mostrades). Un Garbí amb la mateixa velocitat també va bufar entre el 3 i el 16 de setembre durant tots els dies quasi ininterrompudament, però l'elevada estratificació existent (Figura 2.17a, Figura 3.12e), van impedir que vents d'aquesta poca intensitat poguessin afectar gaire a l'oxigen dissolt de l'aigua del fons (Figura 3.3a).

El dia 10 d'octubre de 1997 va començar a bufar vent fort de Mestral amb una mitjana diària de velocitat de 9.3 m s^{-1} (33 km h^{-1}) dos dies més tard, amb màximes diàries superiors a 21 m s^{-1} durant tres dies seguits i ràfegues instantànies de fins a 26.5 m s^{-1} (95 km h^{-1}). El vent va acabar de barrejar totalment la badia (Figura 2.12a), malgrat aquesta ja s'havia recuperat del període hipòxic amb anterioritat. A partir del pas del front, la badia va anar recuperant el seu funcionament de rebre aportos d'aigua dolça per superfície i d'aigua salada pel fons, i en dues setmanes més ja s'havia produït l'estratificació de nou, amb diferències de 3 psu de salinitat entre els dos extrems de la columna d'aigua (les màximes diferències de salinitat registrades en les últimes sis setmanes, Figura 3.4e), i ja es recuperaven finalment les entrades d'aigua de mar obert (Figura 1.13b, plana 41). Aquesta nova reducció de l'intercanvi entre la capa inferior i superior de la columna d'aigua va permetre que el balanç d'oxigen dels processos biològics, encara negatiu presumiblement, tornés a fer baixar la concentració d'oxigen de la capa de fons i la mantingués al voltant del 70% de saturació, respecte el 100% superficial (Figura 3.3e). Aquesta situació va durar algunes setmanes més encara fins principis de novembre, a pesar de l'entrada neta d'aigua de mar obert de fins $15 * 10^6 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$ durant uns quants dies (Figura 1.13b). L'oxigen dissolt no es va acabar de recuperar totalment fins passat el 3 de novembre (Figura 2.12c, plana 85; i Figura 3.12a), i la temperatura ja era llavors de prop de $18 \text{ }^\circ\text{C}$, 10° menys que la màxima estival mesurada (Figura 2.12b; i Figura 3.12d), amb la conseqüent previsible disminució dels processos respiratoris respecte mesos anteriors. Ja no va tornar a aparèixer cap dèficit notori d'oxigen en dies posteriors (malgrat l'estratificació vertical existent de nou).

Val a dir, com a apunt final sobre el flux no advectioniu, que en tot aquest procés l'existència d'ones internes que viatgin per la pycnoclina, i les seques superficials, que eventualment s'han descrit a la badia (veure Camp 1994 i Capítol 1) de forma similar al que passa en altres indrets (Munekage *et al.* 1982, Munekage i Kimura 1983), actuarien en la línia de potenciar també la barreja vertical de la massa d'aigua del fons amb la superficial (Munekage *et al.* 1986). I també afavoriria la barreja de l'aigua de la cubeta més fonda de la badia (Figura 1.2, Figura 1.3) amb la de les plataformes someres (flux no advectioniu), habitualment molt sobresaturada d'oxigen a l'estiu (no són estranyes les concentracions superiors fins i tot a 200% quan l'aigua és calmada en zones de menys de 2 m d'aigua durant el migdia). D'aquesta forma, aquests dos fluxos no advectionius erosionarien l'estratificació i generarien turbulència entre les dues masses d'aigua, arribant a barrejar-les totalment en les zones de les badies on augmenta el pendent de relleu del fons (Figura 3.15c, d).

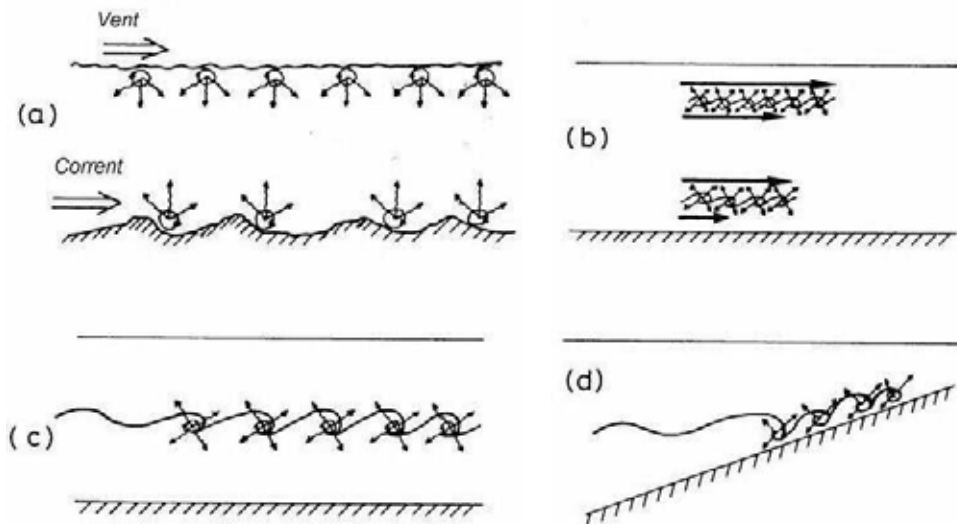


Figura 3.15 Fonts d'energia cinètica turbulenta en un sistema aquàtic somer, a partir de Svendsen (1986): (a) entrada externa d'energia, (b) estrès de fricció generat pel corrent, (c) el trencament d'ones internes en una picnoclina, i (d) el trencament d'ones internes sobre un contorn amb pendent en direcció vertical.

Diferències respecte a altres episodis d'hipòxia coneguts

La hipòxia de 1997 i les de 1990 i 1991 a la badia dels Alfacs difereixen fonamentalment en la forma com van finalitzar, per un costat, i en la localització espacial dels mínims d'oxigen dissolt observats, per l'altra. Sembla, a més, que les velocitats d'aparició i desaparició d'oxigen dissolt a la columna d'aigua van ser superiors el 1997 respecte de les altres dues.

Així, la hipòxia de l'any 1990 va aparèixer després d'un dèficit notori d'oxigen durant aproximadament 50 dies (Figura 3.16a - c), i va acabar per l'arribada d'un temporal de llevant que a primers d'octubre devia barrejar tota la columna d'aigua, i tot i que es recuperés l'estratificació en breu posteriorment, la capa profunda ja va mantenir concentracions properes a la saturació (Figura 3.16d). Això està en la línia dels primers treballs sobre generació d'hipòxies a la badia dels Alfacs, que donaven una gran importància per a l'oxigenació de la capa fonda al trencament de l'estratificació amb vents associats al pas de fronts atmosfèrics (Camp *et al.* 1991). Al 1997, en canvi, la concentració d'oxigen va iniciar la seva recuperació sense l'acció de cap pas d'un front amb forts vents, sinó a causa de la progressiva erosió de la massa d'aigua de fons per augment de l'advecció i turbulència vertical, fonamentalment, amb l'acció continuada de vents relativament moderats.

Un altra diferència, malgrat petita, va ser la localització espacial dels mínims registrats. L'any 1990 (Figura 3.17) aquests es van trobar a la part més interior de la badia (entre 0 i 25% de saturació), i desplaçats cap a la plataforma nord d'aquesta. L'any 1997 (Figura 3.11a) també presenta els seus mínims a la part més interior de la badia (14% de saturació) però mostra una segona disminució considerable de la concentració d'oxigen (20%) cap a la zona central, a diferència de la distribució de 1990.

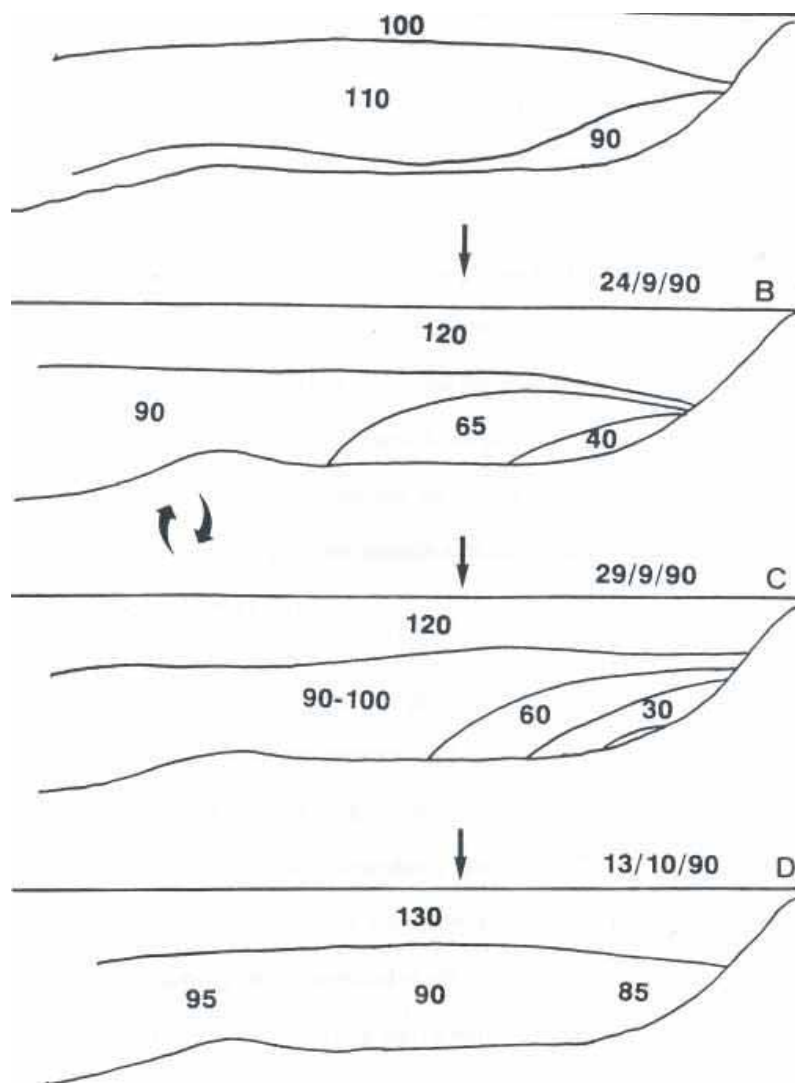


Figura 3.16 Distribució de concentracions d'O₂ en % de saturació, a la Badia dels Alfacs en estiu-tardor de 1990. Tret de Camp (1994).

L'episodi d'hipòxia de 1991, va mostrar una distribució espacial dels mínims d'oxigen (Figura 3.18) també com la del 1990. La hipòxia de l'any 1991, a més, es va veure modulada pel corrent d'entrada d'aigua marina per la boca de la badia, i la diferència més evident trobada respecte la hipòxia de 1997 rau en que la primera es va veure fortament reduïda per les entrades d'aigua marina exterior (flux advection), mentre que la reducció principal de la hipòxia de 1997, com s'ha explicat abans, va ser fonamentalment per flux no advection. Així, el flux net residual d'entrada d'aigua de mar obert a finals d'estiu de 1991 devia ser capaç de compensar el consum local d'oxigen mentre el valor d'aquest fos superior a 1 cm s^{-1} de corrent mig residual, segons va constatar Camp (1994) a partir de la seqüència de situacions observada (31/08/91 - 23/09/91). En el seu treball no es comenta com continua la situació en setmanes posteriors, però a partir del registre de mesures del Centre Nacional d'Aqüicultura (que manca de la distribució de salinitats de les setmanes entre agost i setembre) es pot observar que una massa d'aigua salada de més de 37 psu es troba situada al fons de la columna d'aigua el 23/09/91 (Figura 3.13a).

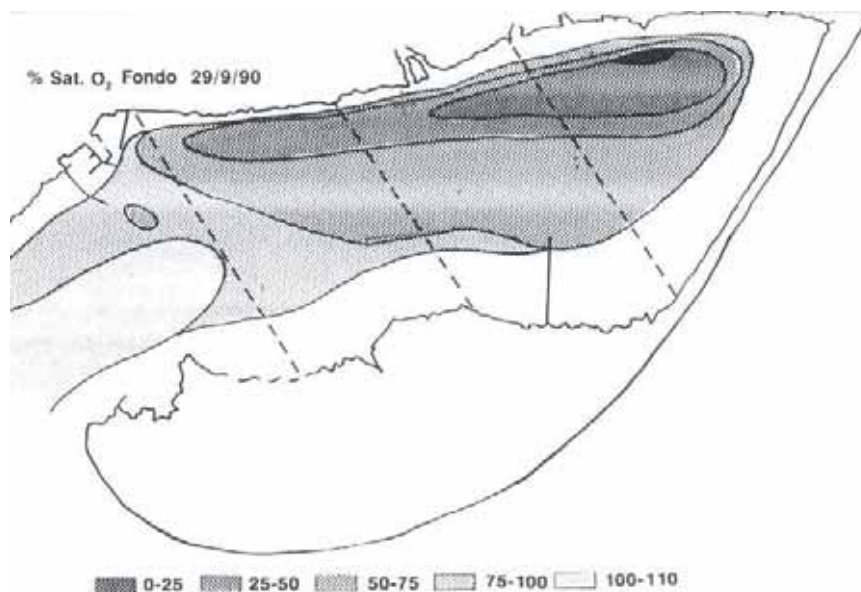


Figura 3.17 Mapa horitzontal de l'anòxia sobre el fons de l'estuari en el període descrit per Figura 3.16c. Tret de Camp (1994).

Aquesta massa d'aigua salada conté de l'ordre de 96% de saturació (Figura 3.13c), i just per sobre seu mostra un aigua de salinitat inferior i de 48 % de saturació d'oxigen (que equival a 3.1 mg O₂ l⁻¹ en aquella temperatura i salinitat donada)⁸. Una possible explicació d'aquest mínim d'oxigen separat un metre i mig del fons pot ser senzillament que la massa d'aigua salada de més de 37 psu hagués entrat avançant recentment d'oest a est fins aquesta posició, desplaçant la massa d'aigua hipòxica en contacte amb el fons que allà es trobava els dies previs, de forma similar a les entrades ocasionals d'aigua fonda per sobre del ressalt que es donen en fiords. O bé podria haver estat provocat per entrada d'aigua lateral de la badia. En qualsevol cas, la distribució d'oxigen dissolt a la badia el dia 20/09/91 que es mostra a la Figura 3.18 podria ser, en aquest cas, conseqüència del fort flux d'entrada momentani dels dies previs a aquest (amb velocitat mitjana 3 cm s⁻¹), però la seva disminució posterior (baixant fins a 1 cm s⁻¹ en mitjana) podria haver permès l'entrada a polsos del flux d'aigua salada pel fons fins a aixecar la massa d'aigua hipòxica establerta al punt central. Posteriorment al 23 de setembre, es desconeix com va evolucionar el flux net d'aigua de fons, però les salinitats en contacte amb el sediment van descendir a 36.4 psu en una setmana (Figura 3.13a), amb el que es dedueix que podia haver disminuït l'intercanvi horitzontal amb l'aigua procedent de l'exterior de la badia, i/o haver augmentat l'intercanvi vertical amb l'aigua de sobre.

⁸ Aquesta dada pot ser fruit d'un error d'anotació dels que van prendre les dades, però malgrat eliminem aquest valor fora del comú, ens trobem amb un aigua de menor concentració d'oxigen a fondàries intermèdies (70% a 4 m), i aigües de més de 90% per sobre i per sota momentàniament en aquesta data, amb la particularitat que només l'aigua de sota va acompanyada de salinitats molt superiors a la resta de la columna d'aigua d'aquella data i mesos propers.

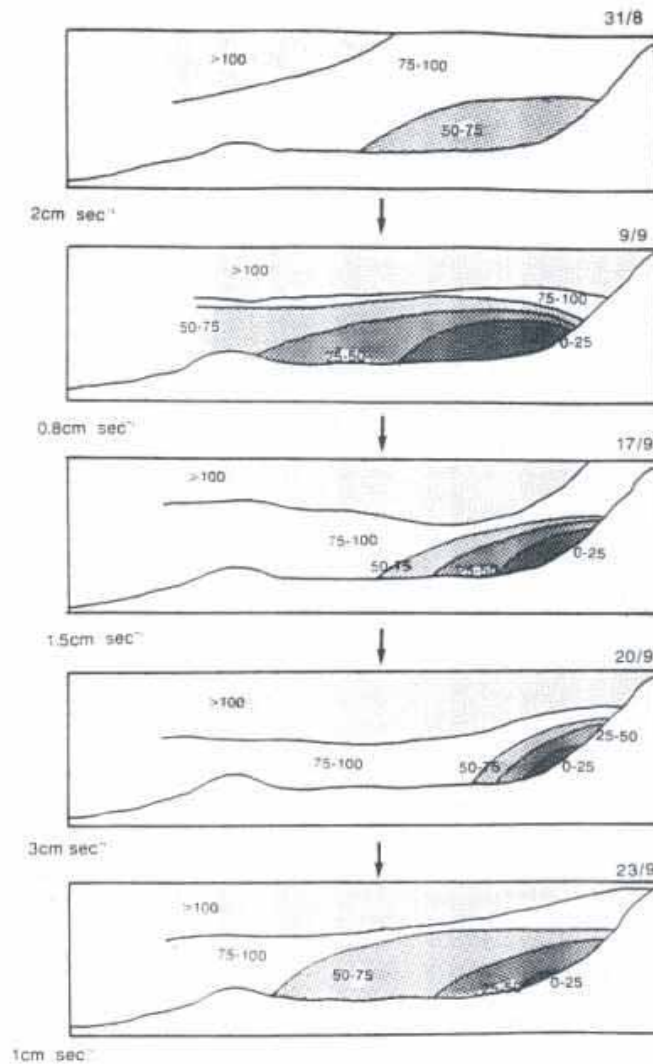


Figura 3.18 Evolució de la distribució de saturacions d'oxigen en la capa profunda de l'aigua de la badia en relació amb el corrent net residual (entrada) mesurat a la boca de la badia promitjat per les 72 hores anteriors a cada distribució (any 1991). Tret de Camp (1994).

Les concentracions d'oxigen dissolt van disminuir ràpidament de nou en aquesta situació, en que presumiblement van continuar els fluxos d'aigua de fons amb velocitats inferiors a 1 cm s^{-1} , arribant de nou a prop del 60 % de saturació les següents setmanes d'octubre, mentre es va crear de nou una massa d'aigua de 32 psu en superfície. Val la pena assenyalar que a finals d'octubre per a ambdós casos de 1991 i 1997, l'entrada d'aigua de mar pel fons va ajudar a pujar els valors de concentració d'oxigen dissolt, tot i que el pitjor de la hipòxia ja hagués passat (Figura 3.13c, i Figura 2.12c, per a 1991 i 1997, respectivament). Els aportos d'aigua de prop del dia julià 285 (mitjans d'octubre) de l'any 1991 van anar seguits d'una entrada significativa d'aigua de mar obert pel fons amb salinitats superiors a 37 psu a principis de novembre (arribant a 37.4 psu a mitjans del mateix mes), que van succeir en paral·lel a una pujada de la concentració d'oxigen dissolt (Figura 3.13c). I un fenomen similar va ocórrer el 1997 a la segona quinzena d'octubre, quan els increments del flux net residual diari d'entrada a la badia (Figura 3.12f) van coincidir amb pujades de la concentració d'oxigen dissolt de la capa de fons (Figura 3.12a), tot i els factors en contra de la recuperació de l'oxigen com van ser

la manca de vent (Figura 3.12b) i la pujada relativa de la temperatura de l'aigua de fons (Figura 3.12d) per entrada d'aigua més calenta de l'exterior de la badia (Figura 3.12f).

Un altra diferència entre 1991 i 1997 va ser que en el primer la producció i el consum d'oxigen de la capa fonda semblen més grans el 1997 que no pas el 1991. A finals de maig van aparèixer els valors màxims de concentració d'oxigen al fons (115 % al 1991, 130 % al 1997), i un mes i mig més tard, a principis de juliol, els mínims relatius (80 % al 1991, 70 % al 1997). Això suggereix que la producció d'oxigen a la capa fonda va ser més elevada el 1997, i també ho va ser el seu posterior consum. Aquesta observació és compatible amb la hipòtesi d'una major biomassa fitobentònica al 1997 que al 1991.

A mode de síntesi

Tot això porta a concloure que una major temperatura de l'aigua és clau per facilitar l'aparició de les hipòxies alguns anys però altres no a la badia dels Alfacs. Que aquesta major temperatura pot estar causada per una major radiació solar neta sobre la plana deltaica. Que per que es mantingui la hipòxia ha d'haver absència de vents forts ocasionals o més lleus però continuats, i ha d'haver poca renovació de l'aigua de fons, sigui per manca de flux advectioniu per intrusió d'aigua salada exterior, o bé per manca de flux no advectioniu amb la capa superior. I si bé la producció d'oxigen a la columna d'aigua sembla ser superior a 1997 respecte 1991, el seu consum també ho sembla ser, de forma compatible amb la hipòtesi d'una major biomassa fitobentònica a la segona meitat de la dècada dels 90 respecte la primera.

Bibliografia

- Borsuk, M. E., *et al.*, 2001. Modelling Oxygen Dynamics in an Intermittently Stratified Estuary: Estimation of Process Rates Using Field Data. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 52 (1): 33-49.
- Borum, J., 1996. "Shallow waters and Land/Sea Boundaries", a *Eutrophication in coastal Marine Ecosystems*, 52, 179-203. American Geophysical Union, Washington DC.
- Buzzelli, C. P., *et al.*, 2002. Estimating the spatial extent of bottom-water hypoxia and habitat degradation in a shallow estuary. *Marine Ecology Progress Series*, 230 103-112.
- Camp, J., 1994. Aproximaciones a la dinámica ecológica de una bahía estuárica mediterránea. Doctoral, 245 pp., Barcelona.
- Camp, J., *et al.*, 1991. Production-consumption budget in an estuarine bay: how anoxia is prevented in a forced system. *Oecologia aquatica*, 10 145-152.
- Diaz, R. J. i Rosenberg, R., 1995. Marine benthic hypoxia: A review of its ecological effects and the behavioural responses of benthic macrofauna. *Oceanography and Marine Biology - An Annual Review*, 33 245-303.
- Fujiwara, T., *et al.*, 2002. The Role of Circulation in the Development of Hypoxia in Ise Bay, Japan. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 54 (1): 19-31.
- Gade, H. G. i Edwards, A., 1980. "Deep water renewal in Fjords", a *Fjord Oceanography*, 4, 453-489. Plenum Press, New York.
- Gray, J. S., *et al.*, 1988. Analysis of community attributes of the benthic macrofauna of Frierfjord/Langesundfjord and in a mesocosm experiment. *Marine Ecology Progress Series*, 46 151-165.
- Harzallah, A. i Chapelle, A., 2002. Contribution of climate variability to occurrences of anoxic crises malaigues in the Thau Lagoon (southern France). *Oceanologica Acta*, 25 (2): 79-86.
- Hearn, C. J. i Robson, B. J., 2001. Inter-annual variability of bottom hypoxia in shallow mediterranean estuaries. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 52 (5): 643-657.
- Jørgensen, B. B. i Richardson, K., 1996. Eutrophication in Coastal Marine Ecosystems. *Coastal and Estuarine Studies*, 52: 273.

- Kemp, W. M., *et al.*, 1992. Seasonal depletion of oxygen from bottom waters of Chesapeake bay: Roles of benthic and planktonic respiration and physical exchange processes. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 85 (1-2): 137-152.
- Kester, D. R., *et al.*, 1996. Modeling, measurements, and satellite remote sensing of biologically active constituents in coastal waters. *Marine Chemistry*, 53 131-145.
- Kester, D. R. i Magnuson, A., 1994. Evaluation of the YSI rapid-pulse dissolved oxygen sensor: 22.
- Largier, J. L., *et al.*, 1997. Seasonally hypersaline estuaries in Mediterranean-climate regions. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 45 (6): 789-797.
- Matthaeus, W., *et al.*, 2001. The Baltic Sea in 1999 - stabilization of nutrient concentrations in the surface water and increasing extent of oxygen deficiency in the central Baltic deep water. *Meereswiss Ber., Mar. Sci. Rep.*, 45 3-26.
- Munekage, Y., 1992. Application of a two-layer box model to dissolved oxygen budget in Uranouchi Bay. *Coast. Eng. Japan*, 35 (1): 129-145.
- Munekage, Y. i Kimura, H., 1983. Hydraulic environment and mechanism of water movement at Uranouchi Inlet in summer and autumn seasons. *Coast. Eng. Japan*, 26 252.
- Munekage, Y., *et al.*, 1986. Effect of internal waves on mixing of sea water and formation of water masses in Uranouchi Bay. *Rep. USA Mar. Biol. Inst. Kochi Univ. Kochidai Kaiyoseibutsu Kenpo*, 8 35-44.
- Munekage, Y., *et al.*, 1982. Mechanism of water movement in Uranouchi Inlet. *Coast. Eng. Japan*, 25 295.
- Munekage, Y., *et al.*, 1991. Intrusion of external saline water influencing anoxic water in Uranouchi Bay. *Nippon Suisan Gakkaishi Bull. Jap. Soc. Sci. Fish.*, 57 (9): 1635-1643.
- Neumann, T., *et al.*, 1997. Geochemical records of salt-water inflows into the deep basins of the Baltic Sea. *Cont Shelf Res*, 17 (1): 95-115.
- Officer, C. B., 1980. "Box model revisited", a *Estuarine and wetland processes: with emphasis on modelling*, 65-114. Plenum Press, New York.

- Officer, C. B., *et al.*, 1984. Chesapeake Bay Anoxia: Origin, Development, and Significance. *Science*, 223 22-27.
- Richards, F. A., 1965. "Anoxic Basins and Fjords", a *Chemical Oceanography*, 1, 611-645. Academic Press, London.
- Rosenberg, R., 1985. Eutrophication - the future marine coastal nuisance? *Marine Pollution Bulletin*, 16 227-231.
- Saelen, O. H., 1967. "Some features of the Hydrography of Norwegian Fjords", a *Estuaries, Publication / American Association for the Advancement of Science*, 83, 63-70. American Association for the Advancement of Science, Washington, D.C.:
- Seliger, H. H. i Boggs, J. A., 1988. "Long term patterns of anoxia in the Chesapeake Bay", a *Understanding the estuary: advances in Chesapeake Bay research*, 129, 570-583. Chesapeake Research Consortium. Solomons.,
- Stanley, D. W. i Nixon, S. W., 1992. Stratification and bottom-water hypoxia in the Pamlico river estuary. *Estuaries*, 15 (3): 270-281.
- Stigebrandt, A., 2001. "Fiord circulation", a *Encyclopedia of Ocean Sciences*, 2, 897-902. Academic Press, San Diego, USA.
- Svendsen, H., 1986. "Mixing and exchange processes in estuaries, fjords and shelf waters", a *The Role of Freshwater Outflow in Coastal Marine Ecosystems.*, 7, 13-46.
- Swanson, R. L. i Sindermann, C. J., 1979. Oxygen Depletion and Associated Benthic Mortalities in New York Bight, 1976. *NOAA Professional Paper 11*:
- Taylor, C. D. i Howes, B. L., 1994. Effect of sampling frequency on measurements of seasonal primary production and oxygen status in near-shore coastal ecosystems. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 108 193-203.
- Turner, R. E., *et al.*, 1987. The role of stratification in the deoxygenation of Mobile Bay and adjacent shelf bottom waters. *Estuaries*, 10 13-19.
- UNESCO, 1981. Tenth report of the joint panel on oceanographic tables and standards. *UNESCO Technical Papers in Marine Sci.*, 36:

Weigelt, M., 1990. Oxygen conditions in the deep water of Kiel Bay and the impact of inflowing salt-rich water from the Kattegat. *Meeresforsch*, 33 (1): 1-22.