



**Universitat de les
Illes Balears**

Facultat de física

Memòria del Treball de Fi de Grau

Obtenció i anàlisi de la temperatura d'equilibri de la Mar Mediterrània

Joan Colomar Bauçà

Grau de física

Any acadèmic 2013-14

DNI de l'alumne: 43209014H

Treball tutelat per Gabriel Jordà Sánchez
Departament de Física / IMEDEA

S'autoritza la Universitat a incloure el meu treball en el Repositori Institucional per a la seva consulta en accés obert i difusió en línia, amb finalitats exclusivament acadèmiques i d'investigació

Paraules clau del treball:
Temperatura, salinitat, Mediterrània, model.

Índex

1	Introducció	4
1.1	Introducció a la Mediterrània	4
1.2	Introducció a la circulació termohalina	4
1.3	Interès en la Mediterrània	5
2	Estructura i funcionament de la Mediterrània	6
2.1	Estructura de la Mediterrània	6
2.2	Circulació a la Mediterrània	6
2.3	Balanços de sal i calor	8
3	Plantejament del model	10
3.1	Model d'una capa	10
3.2	Model de dues capes	11
3.3	Model de tres capes	13
3.4	Model de tres capes amb calor	16
4	Calibració del model	19
4.1	Cas de la salinitat	19
4.2	Cas de la temperatura	21
4.3	Aplicació al model	23
5	Aplicació pel futur	25
6	Conclusions	28

1 Introducció

1.1 Introducció a la Mediterrània

La mar Mediterrània és una mar continental que banya les costes de tres continents: Europa, Àsia i Àfrica. És, possiblement, la mar que més importància ha tengut en la història i desenvolupament de la humanitat ja que al seu voltant va néixer la cultura occidental, que posteriorment s'expandí per tot el món.

Té una extensió d'uns 2500000 km^2 que el converteixen en la mar continental més gran de totes. A més, tot i situar-se en una depressió del territori continental assoleix una gran profunditat, amb una mitjana d'uns 1500 m i arribant als 5260 m. L'única connexió que té amb la mar oberta és l'estret de Gibraltar, a l'extrem occidental, que condiona la seva temperatura i salinitat. Encara que és necessari matisar aquesta dada, ja que fa uns 150 anys s'obrí el Canal de Suez, que connecta la mar Mediterrània amb la mar Roja, però que ha tengut un impacte molt més ecològic que no físic degut a què l'intercanvi d'aigua és molt petit.

Tot i ser d'una importància cabdal en molts camps importants per l'humà, el seu estudi va torbar-se molt a començar. Amb la revolució científica que es donà al voltant del segle XVIII les ciències bàsiques es varen anar desenvolupant però no així l'estudi de les mars i oceans degut a la dificultat experimental per extreure'n dades. Tot i que s'havien publicat llibres sobre el tema com "*Histoire Physique de la Mer*" (1725) de Luigi Ferdinando di Marsigli no va ser fins després de la Segona Guerra Mundial, gràcies als avenços en electrònica i sobretot gràcies als satèl·lits que es va començar a tenir la visió global d'una mar funcional a escala planetària que integrà un tot inseparable amb el sistema Terra.

1.2 Introducció a la circulació termohalina

Contràriament al que podria semblar des de fora, on es veuen les mars i oceans com una massa enorme d'aigua uniforme, hi ha tota una estructura segons capes i corrents submarines governades per quantitats de calor (termo) i sal (halina). Això és així degut a dues característiques de l'aigua:

- Per una banda la seva alta capacitat calorífica, que fa que sigui molt difícil que un corrent d'aigua variï la seva temperatura durant el seu recorregut. Aquest fet, a més, juga un paper importantíssim dins el clima mundial, ja que fa que els oceans actuïn com a magatzem de calor i transportin l'energia. Una altra funció derivada d'això és que atenua i suavitza els canvis climàtics bruscos.

A més, per aquesta mateixa raó costa molt que una aigua canviï la seva temperatura i és per això que quan es forma una aigua amb una certa temperatura, la manté durant molt de temps i sigui només mesclant-se amb aigües a diferents temperatures que canviarà.

- Per altra banda, el baix coeficient de difusió molecular de la sal a l'aigua també provoca que quan es forma una aigua amb una certa salinitat es mantengui durant molt de temps i sigui, només a través de mescles amb altres aigües, que arribi a canviar la seva salinitat.

L'unió d'aquestes dues característiques dona lloc a què sigui molt complicat canviar les característiques en salinitat i temperatura de les masses d'aigua. De fet, l'única manera de crear noves

masses d'aigua és a través de la interacció amb l'atmosfera ja sigui amb l'aport o pèrdua d'aigua (en processos com l'evaporació, la precipitació o l'aportació dels rius) o bé amb l'intercanvi de calor. Tot i que això passa tot el temps, és només quan hi ha episodis intensos que es genera aigua amb característiques suficientment diferenciades com per a què passi a ser aigua intermitja o fonda. D'aquesta manera, quan s'aconsegueix que es formi una nova aigua, amb una temperatura i salinitat que la defineixen i que en determinen també la densitat relativa, podem seguir la trajectòria que va fent durant el seu moviment tant en vertical com en horitzontal durant un temps molt llarg.

Aquest manteniment de les aigües, a part de governar els corrents, crea també una estratificació molt marcada segons la profunditat deixant les aigües més denses abaix. Així, els primers 150 m, que són els que reben una influència directa de l'atmosfera, formen una capa amb molt de moviment, intercanvi i creació d'aigües. Per davall, amb profunditats variables segons la mar o l'oceà, hi trobam vàries capes més amb salinitats i temperatures ben definides fruit de l'equilibri del sistema.

1.3 Interès en la Mediterrània

Qualsevol canvi en la mar Mediterrània afectarà el clima de tota la regió directament i també de dinàmiques a més gran escala pel fet de conformar un sistema Terra de la mateixa manera que un canvi en els oceans afectarà la Mediterrània. Però és interessant l'estudi concret d'aquesta mar degut a què aplega tota una sèrie de característiques:

- Els processos pels quals les aigües de les diferents capes es van renovant es duen a terme mitjançant moviments de convecció que típicament es donen a zones amb una climatologia bastant extrema com són a latituds polars i en èpoques de condicions adverses. La mar Mediterrània és un dels pocs llocs a latituds temperades on es formen aigües profundes, fet que comporta, junt amb la circulació termohalina, que funcioni com un oceà en miniatura. Gràcies a les dimensions reduïdes és més fàcil estudiar aquests processos aquí.
- També gràcies a ser més petit els canvis en algunes variables es produeixen més ràpidament i per això podria ser un bon indicador de com pot variar la temperatura dels oceans amb l'escalfament global. De fet, va ser un dels primers llocs on es va constatar l'augment de la temperatura en aigües profundes.
- Els fluxos de calor i sal a través d'una àrea són, molt de pics, difícils de calcular i s'ha de recórrer a mesures indirectes que provoquen una pèrdua de precisió en els resultats. Però el fet que l'única entrada d'aigua a la Mediterrània sigui l'estret de Gibraltar condiciona aquests fluxos i ens aporta una informació ben quantificada de quanta d'aigua, a quina temperatura i amb quina salinitat entra i surt i això condiciona l'intercanvi d'energia i aigua a través de la seva superfície. És per això que s'ha utilitzat per posar a prova moltes fórmules empíriques i models.
- Els canvis que pogués experimentar la Mediterrània afectarien altres regions com les costes occidentals d'Europa. L'aigua que surt a través de Gibraltar és més salada que la que entra, va pujant per la part oriental de l'Atlàntic i contribueix a la formació de les aigües fondes a la mar de Noruega. Un augment de la temperatura i salinitat d'aquest corrent provocaria un canvi en la zona de formació d'aigües fondes que tendria una gran influència en el clima global.

2 Estructura i funcionament de la Mediterrània

2.1 Estructura de la Mediterrània

La Mediterrània és una mar amb només una entrada important d'aigua i amb una conca allargada d'oest a est però estret en quant a latitud, fet que provoca que estigui del tot immers a la zona temperada de la Terra i que el clima no variï gaire d'un punt a un altre.

En quant a la batimetria, la Mediterrània comprèn dues grans conques que la separen en la part occidental i l'oriental separades pel Canal de Sicília. Aquest canal, que es troba entre l'illa de Sicília i el Cap Bon, fa uns 145 km d'amplada a la part més estreta i uns 300 metres com a profunditat màxima. Tenint en compte que la profunditat mitjana de la Mediterrània és d'uns 1500 metres, aquesta elevació actua com una barrera que separa dos tipus d'aigües ben diferenciats i en condiciona totalment l'intercanvi.

Més enllà d'aquesta gran partició hi trobam tota una sèrie de mars amb unes característiques més o manco definides que anirem anomenant durant el treball i que, per tant, és convenient conèixer:

- **Mar d'Alboran:** Situada entre el sud de la península ibèrica i el nord d'Àfrica.
- **Mar Balear:** És tota la regió entre la costa oriental de la península Ibèrica i l'illa de Sardenya.
- **Mar Tirrena:** La trobam entre les illes de Còrcega i Sardenya i la península itàlica.
- **Mar Adriàtica:** És l'aigua de la regió entre la península itàlica i la península balcànica.
- **Mar Jònica:** Situada entre el sud de la península itàlica i el sud-oest de la península balcànica.
- **Mar Egea:** Banya la zona entre la península grega i Anatòlia.

2.2 Circulació a la Mediterrània

A la Mediterrània hi podem distingir tres tipus de circulació ben diferenciades:

Circulació superficial

Una primera aproximació al seu funcionament comença amb l'aigua atlàntica entrant per l'estret de Gibraltar, d'uns 14 km d'amplada al punt més estret i amb una profunditat que va des dels 300 als 900 metres. Les dades de *Millot et al. (1999)* ens parlen d'un flux d'aproximadament 0.85 Sv, on $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$.

Una part d'aquesta aigua durà una trajectòria que la farà recórrer el nord d'Àfrica cap a l'est, travessant el canal de Sicília i arribant a la mar Egea. És aquí, després d'haver recorregut tota

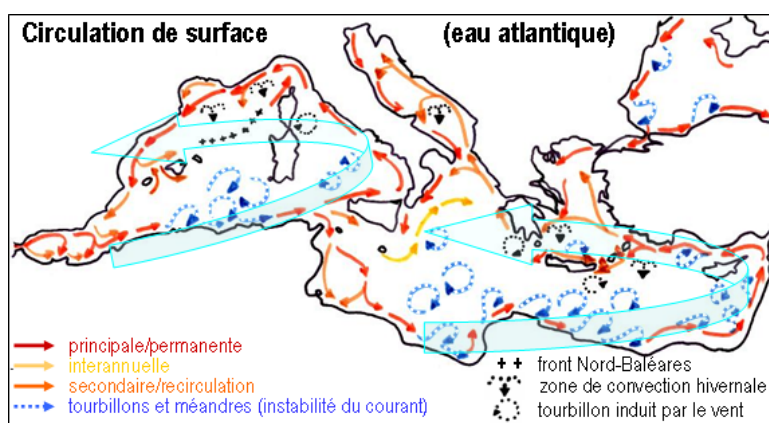


Figura 1: *Circulació de l'aigua atlàntica a la Mediterrània estreta de Millot et al. (2005). Les fletxes vermelles indiquen la circulació principal, les taronges la circulació secundària i les negres puntejades les zones de formació de masses d'aigua.*

la conca, que degut a l'evaporació i a l'absència d'aportaments fluvials, hi trobam un procés de formació d'aigües. Aquestes noves aigües més salades i denses s'enfonsen contribuint a les aigües intermitges.

L'altra part de l'aigua atlàntica en lloc d'anar cap a l'est, en topa amb el canal de Sicília es desvia cap al nord seguint la costa occidental de la península itàlica i arribant al golf de Lleó per a anar-se difonent per la mar balear.

Circulació intermitja

A la capa intermitja, que podem considerar que comprèn una profunditat d'uns 150 metres fins a uns 500 o 600 metres, el moviment va d'est a oest iniciant-se a la mar egea i vorejant la costa en sentit antihorari tot arribant a la mar Adriàtica.

A més, una part d'aquesta aigua aconseguirà travessar el canal de Sicília per endinsar-se a la Mediterrània occidental i seguirà el seu recorregut pujant cap al nord aferrada a la costa en un altre moviment antihorari.

Aquesta aigua, finalment, surt per Gibraltar per davall de la que entra i nodreix l'Atlàntic d'aigües més salines que es dirigiran cap al nord.

Circulació fonda

Finalment, a la Mediterrània tenim dues zones on es poden arribar a crear aigües fondes. Una és al golf de Lleó i l'altra, tot i que no està tan clara la seva magnitud, és a la mar Adriàtica.

A totes dues zones durant l'hivern, als mesos més freds, hi bufen vents continentals provinents del nord, i per tant, freds i secs que es poden mantenir durant varies setmanes. És en aquestes condicions que l'aigua superficial pot arribar a unes taxes d'evaporació que produeixin un aug-

ment de la salinitat suficientment important com per a què enlloc de crear-se aigües intermitges es creïn aigües fondes. Però no bastaria amb només la salinitat, sinó que les baixes temperatures dels vents també refreden l'aigua tot fent que la densitat pugi molt.

Aquestes aigües queden a una profunditat que pot anar des d'uns 500 o 600 metres fins al fons de la conca. Això fa que quedin estancades i no hi hagi intercanvi entre les dues grans conques de la Mediterrània ni amb l'Atlàntic.

2.3 Balanços de sal i calor

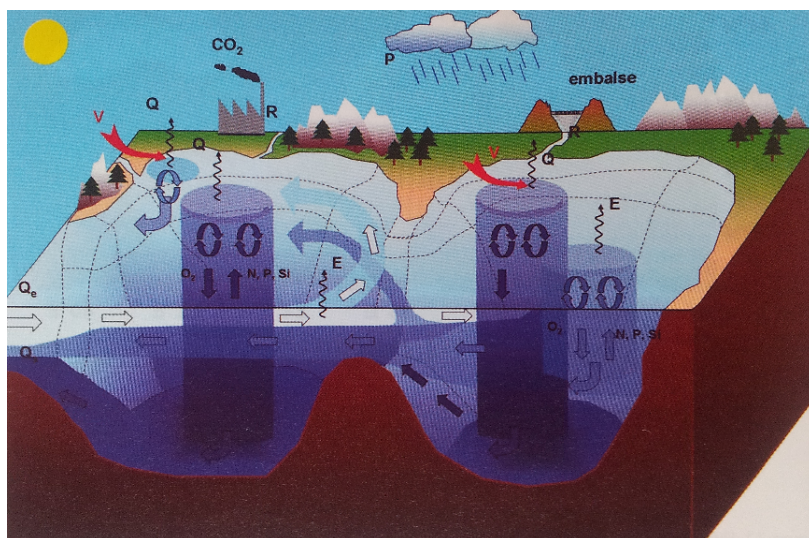


Figura 2: Esquema del funcionament de la Mediterrània extret de Vargas-Yáñez et al. (2007). Es poden veure la conca occidental i l'oriental separades per l'estret de Sicília. En blanc es representa la capa superficial d'aigua atlàntica, en blau la capa intermitja i en blau fosc la capa fonda. A més, es veu la influència de l'atmosfera amb els fluxos de calor (Q) i evaporació (E) i amb els vents (V). Finalment, també es veu el moviment de convecció que intercanvia aigües de diferents capes.

Com sabem, la Mediterrània és una mar que es formà ja fa milions d'anys. És per això que el seu estat actual és un estat d'equilibri que es va modificant segons les influències externes a un ritme molt lent i de manera suau.

Degut a això, té una temperatura i salinitat estables que són fruit de la conservació de massa i energia. Per tant, tant per una com per l'altra, tot el que perdi d'una banda ho haurà de guanyar per l'altra. Això és el que anomenam balanços de sal i calor, definits com:

$$\frac{dCalor}{dt} = \text{Flux en superfície} + \text{Flux per Gibraltar} \quad \frac{dSalinitat}{dt} = \text{Evaporació} - \text{Precipitació} - \text{Rius}$$

Salinitat

La salinitat es defineix com la quantitat de sal entre la quantitat d'aigua. Per tant, una mar pot canviar la seva salinitat a través de fluxos de sal o bé a través de fluxos d'aigua. És evident que a la Mediterrània el flux de sal vendrà de l'estret de Gibraltar i el flux net serà la diferència entre el flux de sal que entra amb l'aigua atlàntica i el flux de sal que surt cap a l'Atlàntic amb l'aigua mediterrània.

Però aquests fluxos d'aigua vénen determinats per la variació de la quantitat d'aigua a la conca, és a dir, com l'Atlàntic i la Mediterrània estan connectats mantindran el mateix nivell i si hi sorgeix qualche diferència entre ells, els fluxos d'aigua intentaran igualar-los.

La manera com la Mediterrània pot guanyar o perdre aigua és a través dels processos d'evaporació, precipitació i aport fluvial, que se solen unir en un terme que denominam EPR (definit com $EPR = \text{Evaporació} - \text{Precipitació} - \text{Rius}$). Depenent de si aquest terme és positiu o negatiu es distingeixen dos tipus de conques:

- **Conques de dilució:** Són aquelles conques que guanyen aigua ja que la precipitació i l'aportació de rius guanyen l'evaporació. Com que guanyen aigua, la seva salinitat minvarà i el seu nivell tendirà a pujar, així que el flux d'aigua de sortida haurà de ser major que el d'entrada per a mantenir el nivell. A més, és típic d'aquestes mars que degut a la menor salinitat respecte l'oceà, les seves aigües siguin menys denses i el flux de sortida vagi per damunt el d'entrada. Com a exemples tenim la mar Bàltica o la badia de Baffin (*Tomczak et al. (2003)*)
- **Conques de concentració:** En aquest cas, l'evaporació guanya als processos que aporten aigua i, per tant, tendeixen a perdre aigua. Com que perden aigua, la seva salinitat augmentarà i el seu nivell tendirà a baixar, així que el flux d'aigua d'entrada des de l'oceà haurà de ser major que el de sortida. A més, degut a això, és típic en aquestes mars que com la salinitat augmenta, l'aigua torni més densa que l'oceànica i, per tant, surti per davall la d'entrada. La Mediterrània n'és un exemple típic.

Temperatura

En aquest cas, a més de l'intercanvi d'aigües a diferents temperatures que es dona a l'estret de Gibraltar, la mar també intercanvia energia al llarg de tota la seva superfície, així que pot perdre o guanyar energia directament per superfície.

Aquí són molts els processos que hi influeixen i molts de pics són difícils de concretar, però només ens interessarà el flux net. Tot i així, gràcies a què la Mediterrània només pot compensar el que perd per superfície a través de l'estret de Gibraltar és més fàcil de calcular.

En el cas que ens ocupa, la mar cedeix més calor a l'atmosfera de la que reb, sobretot degut a la radiació d'ona llarga que irradia. Això provoca un dèficit energètic, que igual que amb la salinitat, ha de ser compensat a l'estret, ja que sinó donaria lloc a una mar cada vegada més i més freda.

És per això que com el flux d'entrada d'aigua que entra és més calent que no el que surt l'intercanvi net haurà de ser favorable a l'entrada d'aigua oceànica.

3 Plantejament del model

En aquest treball es pretindrà definir uns models conceptuals simples que ens permetin representar els diferents mecanismes que intervenen en l'establiment de la temperatura i salinitat de l'equilibri. Per aconseguir-ho, farem ús de l'elaboració d'un programa on implantarem una sèrie d'equacions d'evolució.

Per a poder copsar el funcionament d'aquests processos partirem d'un model molt senzill però amb poca adaptació a la realitat per a, gradualment, afegir-hi més elements i acabar manejant un model que pugui reproduir fidelment el que realment passa.

Tenim dues magnituds que volem estudiar. Una és la calor i l'altra la salinitat. A l'àmbit de l'oceanografia aquestes dues característiques van de la mà i es considera que tenen un comportament bastant similar. És per això que aquí es tractaran les dues d'una manera anàloga.

Així, primer de tot desenvoluparem un model enfocat a la salinitat degut a què serà més intuïtiu i ens permetrà entendre millor els processos de formació i intercanvi d'aigua, així com la conservació de la quantitat de sal. Un pic haguem arribat al punt desitjat, hi afegirem els processos energètics vinculats a la calor, que malgrat ser intercanvis energètics i no materials, funcionaran de manera totalment similar.

3.1 Model d'una capa



Figura 3: Esquema del model d'una capa. $F_{G,1}$ i $F_{G,2}$ són els fluxos d'entrada i sortida per Gibraltar respectivament. S_0 i S_2 són les salinitats de l'aigua atlàntica i de l'aigua mediterrània.

Començam amb un model d'una caixa amb una aigua homogènia. Les dimensions de la caixa són les de la Mediterrània, és a dir, 1500 metres de fondària per 2'5 milions de km^2 i té només una entrada i sortida d'aigua.

La manera com adaptarem aquest model per tal que s'assembli a la Mediterrània serà agafant uns valors de flux d'entrada i sortida, de salinitat i temperatura inicials i de EPR com els reals. D'aquesta manera podrem confirmar que es comportarà com una conca de concentració i, a més, ens farem una idea del ritme de canvi de l'oceà, que és molt més lent que no el de l'atmosfera.

Així, com a primer plantejament adoptarem els següents valors:

Salinitat de l'Atlàntic (S_0)	Salinitat de la mar (S_2)
36 psu	36 psu
Flux d'entrada ($F_{G,1}$)	Flux de sortida ($F_{G,2}$)
0.8 Sv	0.75 Sv

Amb aquestes suposicions trobam que només hi ha una equació d'equilibri que ho governi, que és:

$$V \frac{dS}{dt} = F_{G,1} \cdot S_0 - F_{G,2} \cdot S_2 \quad (1)$$

on V és el volum de la Mediterrània.

Suposant ara que l'estat inicial és una aigua idèntica en salinitat a la de l'Atlàntic podem veure com anirà evolucionant fins a arribar al valor de l'equilibri.

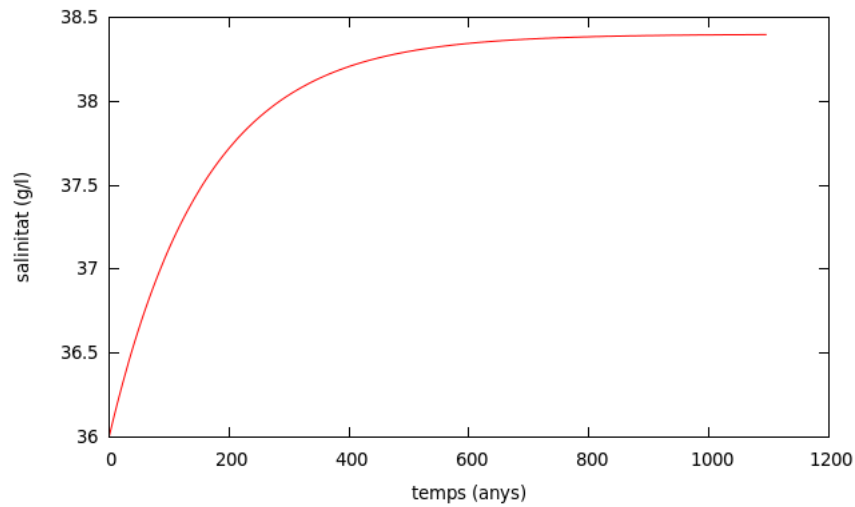


Figura 4: *Evolució de la salinitat al model d'una capa.*

És interessant observar que es torba uns 500 anys a assolir un valor proper al de l'equilibri. Però hem de tenir en compte que hem partit d'una salinitat homogènia de 36 psu amb un flux d'entrada constant que a la realitat no es mantindria. Per altra banda, aquest model és només una caixa d'una capa i que, per tant, no tenim prou elements per pensar que a la realitat seria així. Tot i això, ja es va veient que els temps de resposta de la mar i l'oceà en general són molt més grans que els temps manejats per l'humà.

3.2 Model de dues capes

Una vegada analitzat el model més simple, podem passar ara a estratificar la caixa en dues capes. Això ens pot interessar perquè el nostre objectiu final és arribar a un model de tres capes. Així, per entendre bé quines són les variables que s'han d'introduir i el seu perquè, primer passam d'una a dues capes i finalment hi introduïrem la tercera.

D'aquesta manera, la primera, la que està en contacte amb l'atmosfera, serà d'uns 150 metres mentre que la segona comprendrà des de 150 metres fins a 1500 metres. Arrel d'això hem d'introduir diverses variables que li donin sentit:

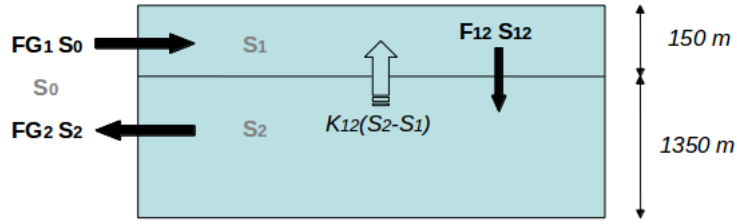


Figura 5: Esquema del model de dues capes. Les noves variables són: F_{12} és el flux d'aigua que va de la capa 1 a la 2; S_{12} és la salinitat de l'aigua que baixa; K_{12} és el flux de difusió turbulenta entre les dues capes.

- La primera és el flux d'aigua que va de la capa de dalt a la de baix, que vendria a simular la creació d'aigües intermitges. Depenent de les condicions atmosfèriques que hi hagi en aquell moment en aquella regió aquest flux serà més o manco salí. Aquí, com a primera referència, suposarem un valor constant.

Per altra banda, si imposam que tota l'aigua que surt per l'estret és aigua de la capa de baix, és a dir, més salina, llavors aquest flux haurà de ser el mateix que el que surti, ja que d'altra manera la capa fonda no aturaria de créixer o de minvar, és a dir, $F_{12} = F_{G,2}$

- La segona és una contribució de difusió entre les dues capes degut a què estan en contacte. Hem de tenir en compte, però, que no serà una difusió molecular de la sal, ja que és d'un ordre molt petit i, en tot cas, despreciable enfront de la difusió cinemàtica. Aquesta darrera és la produïda per l'intercanvi d'aigües entre les capes degut a turbulències associades al diferent moviment i que provoca que es vagi difonent la salinitat. Notem que no hi ha un flux net d'aigua degut a això, sinó només de sal.

Per a tenir una idea de la magnitud d'aquest paràmetre anirem provant diferents valors per tal d'arribar a salinitats que s'avenguin amb la realitat. Més endavant, pel cas de tres capes, s'analitzarà més profundament.

En aquest cas, també partirem d'una mar idèntica a la de l'oceà per a veure com es van formant les capes i amb quant de temps. Els valors de les variables seran:

Sal. Atl. (S_0)	Sal. 1 (S_1)	Sal. 2 (S_2)	Sal. 1-2 (S_{12})
36 psu	36 psu	36 psu	38.5 psu

Flux ent. ($F_{G,1}$)	Flux sort. ($F_{G,2}$)	Flux intercanvi (F_{12})	Flux difusió (K_{12})
0.8 Sv	0.75 Sv	0.75 Sv	0.043 Sv

Ara ja tendrem dues equacions, una per a cada capa, que seran:

$$V_1 \frac{dS}{dt} = F_{G,1} \cdot S_0 - F_{12} \cdot S_{12} + K_{S,12} \cdot (S_2 - S_1) \quad (2)$$

$$V_2 \frac{dS}{dt} = -F_{G,2} \cdot S_2 + F_{12} \cdot S_{12} - K_{S,12} \cdot (S_2 - S_1) \quad (3)$$

Hem de tenir en compte que l'objectiu d'aquest model és fer-nos una idea de a quins valors s'arriba a l'equilibri i a quin ritme i com respon a petites modificacions. És per això que l'evolució inicial del sistema no es correspondrà amb el que passaria en realitat, ja que els coeficients de difusió i la salinitat del flux entre capes, s_{12} , seria molt turbulent i canviant. Però a mida que es va acostant a valors més estables de salinitat el model va tornant més realista.

Equilibri

En aquest model és interessant estudiar l'equilibri al que arriba la mar. Això passarà quan la salinitat ja no variï, és a dir, quan $\frac{dS}{dt} = 0$. Amb aquesta condició, sumant les dues equacions, podem arribar a la relació:

$$S_2 = \frac{F_{G,1}}{F_{G,2}} S_0 \quad (4)$$

Així que la salinitat a la que arribarà la capa fonda no dependrà ni del flux d'intercanvi ni de la difusió.

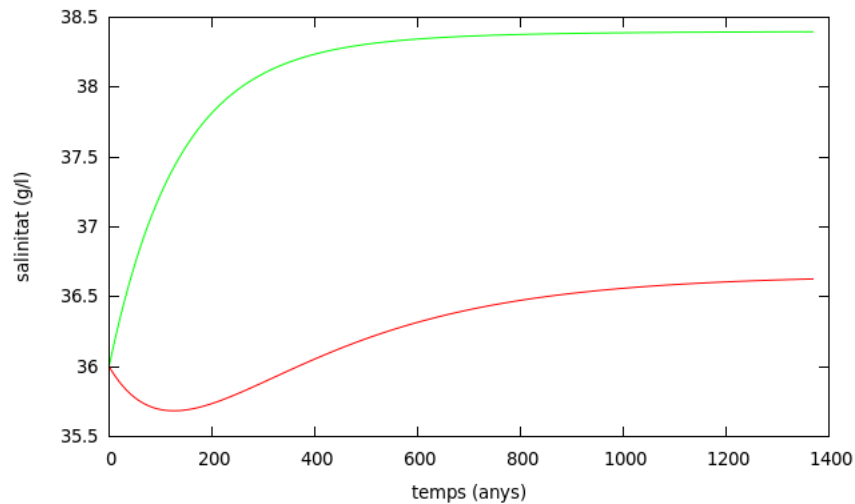


Figura 6: *Evolució de la salinitat al model de dues capes. Vermell-capa 1, verd-capa 2*

3.3 Model de tres capes

Ara ja podem plantejar el model de manera més completa, és a dir, amb tres capes, tal i com s'ha observat segons la literatura (veure 2.2). Així com el bot d'una a dues capes necessitava

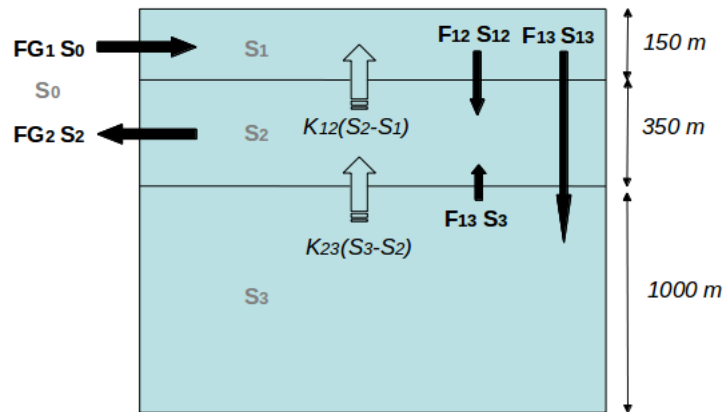


Figura 7: Esquema del model de tres capes. Aquí, les noves variables són: F_{13} és el flux de la capa superficial fins a la fonda i S_{13} és la salinitat amb la que baixa; K_{23} és el flux turbulent de difusió entre

definir variables i dinàmiques noves, en aquest bot el que feim és estendre el de dues capes. Així, aquí també hi trobarem els fluxos entre capes d'aigua i el termes de difusió, però és convenient fixar-nos-hi en detall:

- A part del flux de la capa 1 a la 2, que ara serà intermitja, també tendrem un flux que durà aigua des de la superfície fins a la capa 3, la fonda. Aquest flux ve a simular la formació d'aigua fonda que es dona sobretot a l'hivern al golf de Lleó i, en menor mesura, a la mar Adriàtica i que adquireix una temperatura tan baixa que la fa baixar per davall l'intermitja.

Notem que no hi hem d'afegir cap flux que vagi de la capa intermitja a la fonda ja que no tendria sentit físic. Això és perquè a la capa d'enmig no hi ha formació d'aigües com sí hi ha a la de dalt. Únicament va mesclant les diferents aigües que conformen la capa, però sense crear-ne de noves.

- A més, també hi haurem d'afegir un flux que vagi de la capa fonda a l'intermitja ja que sinó la capa fonda creixeria sense aturar. Aquest flux, però, pujarà amb la salinitat que tenguem a la capa 3 en promig, que serà diferent de la que baixi de la capa 1 i que serà el motiu pel qual vagi evolucionant la seva salinitat.
- Com és d'esperar, també hi haurà un terme de difusió entre la capa intermitja i la fonda en el sentit d'igualar les salinitats i, per tant, de la més a la menys salada. Ara ja tenim una referència del valor d'aquest paràmetre del model de dues capes, així que suposarem uns valors semblants per després fer-ne un estudi més en detall.
- A més, ens queda determinar amb quines salinitats baixen les noves aigües. Per fer-ho repartirem l'excés de salinitat que provocarà l'evaporació. Així, hi haurà una part que romandrà a la capa superficial fent-la més salina, una altra part contribuirà a formar aigües suficientment salades com per a què baixin cap a la capa intermitja i finalment una darrera part més petita es destinarà a formar les aigües que arribaran a la capa fonda.

$$F_{G,1}S_0 \Rightarrow (F_{G,1} - \alpha_S F_{ev})S_1' \quad (5)$$

$$(F_{12} + \beta_S F_{ev})S_1 \Rightarrow F_{12}S_{12} \quad (6)$$

$$(F_{13} + \gamma_S F_{ev})S_1 \Rightarrow F_{13}S_{13} \quad (7)$$

I per tal de conservar la massa, $\alpha_s + \beta_s + \gamma_s = 1$.

El que farem serà definir la diferència entre les salinitats de la capa superficial i les noves aigües imposant, de moment, uns valors raonables amb el que s'ha vist a la literatura amb l'objectiu d'estimar β i γ : $(S_{12} - S_1) \sim 2$ i $(S_{13} - S_1) \sim 3$. D'aquesta manera:

$$\beta_S = \frac{F_{12}}{F_{ev}} \frac{S_{12} - S_1}{S_1} \Rightarrow \beta_S \sim \frac{0.7}{0.05} \frac{2}{36} = 0.75 \quad (8)$$

$$\gamma_S = \frac{F_{13}}{F_{ev}} \frac{S_{13} - S_1}{S_1} \Rightarrow \gamma_S \sim \frac{0.05}{0.05} \frac{3}{36} = 0.08 \quad (9)$$

Finalment, un pic ens hem fet una idea d'aquests paràmetres, podem definir les salinitats S_{12} i S_{13} de manera que vagin variant amb les salinitat de la capa superficial i per tant poguem estudiar-ne l'evolució:

$$S_{12} = (F_{12} + \beta_S F_{ev}) \frac{S_1}{F_{12}} \quad (10)$$

$$S_{13} = (F_{13} + \gamma_S F_{ev}) \frac{S_1}{F_{13}} \quad (11)$$

Amb aquest model estudiarem l'evolució, igual que amb els altres dos, a partir d'una mar homogènia amb temperatura i salinitat iguals que les de l'Atlàntic. Les equacions les podem treure a partir de l'esquema dels fluxos i els intercanvis de salinitat:

$$V_1 \frac{dS_1}{dt} = F_{G,1} \cdot S_0 - F_{12} \cdot S_{12} - F_{13} \cdot S_{13} + K_{S,12}(S_2 - S_1) \quad (12)$$

$$V_2 \frac{dS_2}{dt} = -F_{G,2} \cdot S_2 + F_{12} \cdot S_{12} + F_{13} \cdot S_{13} - K_{S,12}(S_2 - S_1) - K_{S,23}(S_2 - S_3) \quad (13)$$

$$V_3 \frac{dS_3}{dt} = F_{13} \cdot S_{13} - F_{13} \cdot S_3 + K_{S,23}(S_2 - S_3) \quad (14)$$

i els valors que utilitzarem seran:

Sal. Atl. (s0)	Sal. 1 (s1)	Sal. 2 (s2)
36 psu	36 psu	36 psu

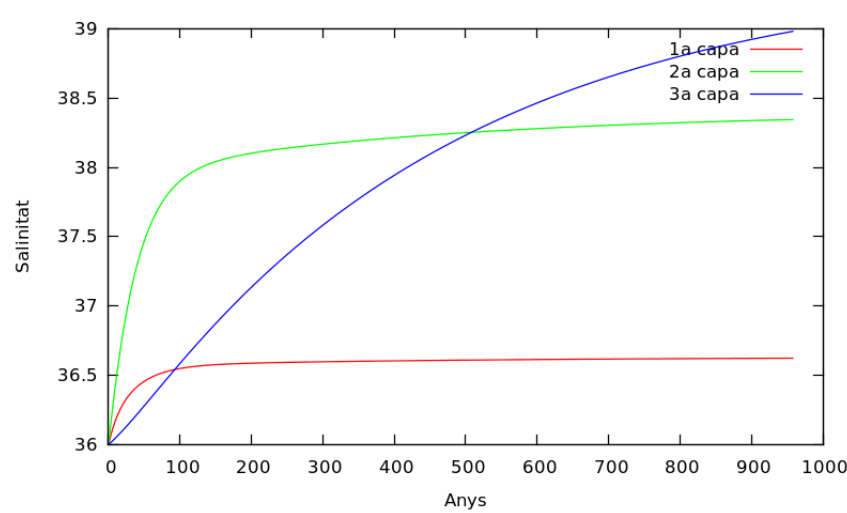


Figura 8: Evolució del model de tres capes en salinitat

$F_{G,1}$	$F_{G,2}$	F_{12}	F_{13}	$K_{S,12}$	$K_{S,23}$
0.8 Sv	0.75 Sv	0.7 Sv	0.05 Sv	0.13 Sv	0.043 Sv

Al gràfic podem observar l'evolució conjunta de les tres capes. Veim que la superficial en un 100 anys ja s'ha anivellat en un valor d'equilibri d'uns 36,5 psu. La segona també s'aplana més o manco ràpida, en uns 150 anys, en poc més de 38 psu. Això és degut a què rep un flux gran d'aigua i la β_S , és a dir, l'excés de sal de la capa superficial, que està en una fracció de 0.75 dedicada a formar la capa intermitja. Finalment la tercera capa veim que tarda moltíssim a formar-se. Aquí, novament, les causes són que el flux és molt petit (només 0.05 Sv), la γ_S és només de 0.08 i que la capa fonda és la més gran de totes amb diferència.

Com comentàvem al cas de dues capes, aquests temps són orientatius, ja que als inicis la formació de les capes és molt turbulenta i les equacions plantejades no són vàlides. Però sí que podem extreure informació útil com seria la resistència de la capa fonda al canvi, que s'avé amb el que passa a la realitat, ja que és aquesta capa la que manco canvia i la que més tarda a notar el canvis.

3.4 Model de tres capes amb calor

Ara que ja s'ha tractat el procés amb la salinitat, podem passar a la calor. El funcionament és molt similar i és per això que serà relativament senzill aplicar-ho al model de tres capes directament.

Però hem d'introduir una variable que no tenim al cas de la salinitat, que és l'intercanvi de calor en superfície. Amb la sal sabem que tot el que surt restat a tot el que entra per l'estret de Gibraltar ens dona la sal que hi ha a la Mediterrània. Però ara hi haurà tota una sèrie de processos que aportaran i bestrauran energia per superfície que englobarem en un flux $F_Q = A \cdot Q_{at} / \rho C$.

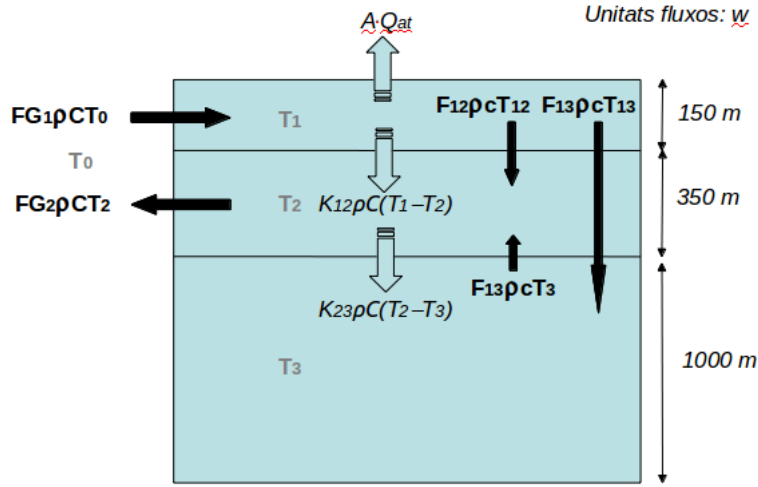


Figura 9: Esquema del model de tres capes per a la calor. Les noves variables són: ρ és la densitat de l'aigua; C és la seva capacitat calorífica; les T designen les temperatures associades a les masses d'aigua

Les equacions del model esquematitzat a la figura seran, dividint entre ρc :

$$V_1 \frac{dT_1}{dt} = F_{G,1}T_0 - F_{12}T_{12} - F_{13}T_{13} - K_{T,12}(T_1 - T_2) - \frac{AQ_{at}}{\rho c} \quad (15)$$

$$V_2 \frac{dT_2}{dt} = -F_{G,2}T_2 + F_{12}T_{12} + F_{13}T_{13} + K_{T,12}(T_1 - T_2) - K_{T,23}(T_2 - T_3) \quad (16)$$

$$V_3 \frac{dT_3}{dt} = F_{13}T_{13} - F_{13}T_3 + K_{T,23}(T_2 - T_3) \quad (17)$$

Per a determinar els paràmetres procedirem com per la temperatura. Els fluxos que entren i surten per l'estret de Gibraltar, $F_{G,1}$ i $F_{G,2}$, són els mateixos, així com els fluxos entre les capes, F_{12} i F_{13} . Q_{at} està ben estudiada i el seu valor és d'uns 5 W/m de la mar cap a l'atmosfera. Les difusions entre capes, $K_{T,12}$ i $K_{T,23}$, les suposarem, en primera instància, iguals que les de salinitat. Finalment l'únic que ens queda és determinar les temperatures de les noves aigües, T_{12} i T_{13} , però aquestes no poden ser constants, ja que surten de la diferència amb la temperatura superficial, T_1 , que va variant.

Com abans per a la sal, definirem uns paràmetres que repartiran la calor perduda amb l'atmosfera entre les tres capes:

$$F_{G,1}(T_1' - T_0) = \alpha_T F_Q \quad (18)$$

$$F_{12}(T_1 - T_{12}) = \beta_T F_Q \quad (19)$$

$$F_{13}(T_1 - T_{13}) = \gamma_T F_Q \quad (20)$$

On $\alpha_T + \beta_T + \gamma_T = 1$ per conservació d'energia.

D'aquesta manera, podem imposar la diferència de temperatures amb la que es formen les aigües i estimar els paràmetres:

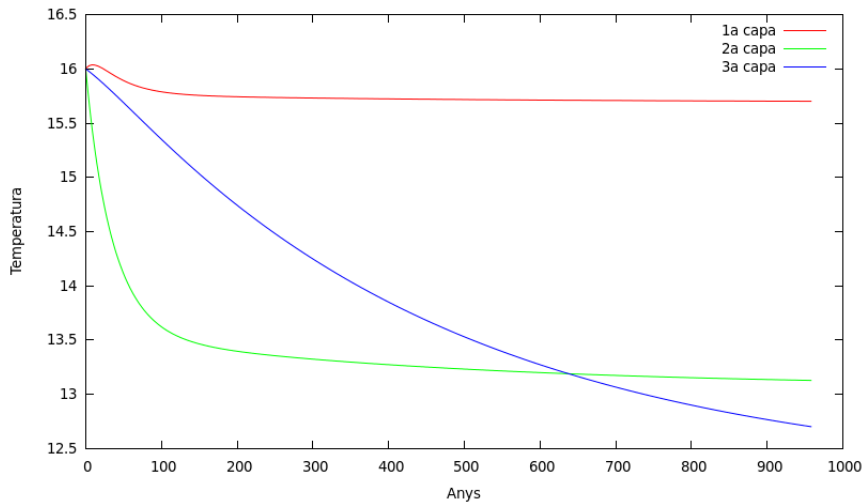
$$\beta = \frac{F_{12}}{F_Q}(T_1 - T_{12}) \quad \text{si } (T_1 - T_{12}) \sim 3 \Rightarrow \beta \sim \frac{0.7}{3}3 = 0.7 \quad (21)$$

$$\gamma = \frac{F_{13}}{F_Q}(T_1 - T_{13}) \quad \text{si } (T_1 - T_{13}) \sim 4 \Rightarrow \gamma \sim \frac{0.05}{3}4 = 0.07 \quad (22)$$

Així que ja podem treure de (19) i (20) que:

$$T_{12} = T_1 - \beta \frac{F_Q}{F_{12}} \quad T_{13} = T_1 - \gamma \frac{F_Q}{F_{13}} \quad (23)$$

Finalment, ja tenim totes les variables i podem córrer el programa per a veure'n l'evolució:



Evolució de la temperatura al model de tres capes

Podem veure que es comporta de manera molt semblant a la salinitat però enlloc d'augmentar, minva com més ens enfonsam. Això és perquè l'aigua freda és més densa que la calenta i tendirà a ocupar posicions més baixes. Veim també que la capa més fonda és la que més tarda a estabilitzar-se i torna a ser degut al reduït flux que l'alimenta i a la petita fracció de l'energia perduda per superfície que s'enduu.

4 Calibració del model

Fins ara hem estat desenvolupant un model que ens permetés simular l'evolució de la salinitat i la temperatura i ens hem fixat més en com havia de ser el programa que no en els valors dels paràmetres i les variables.

La millor manera que tenim de calibrar el model és mitjançant les equacions en equilibri. Això és perquè consideram que actualment la mar Mediterrània està en equilibri i en prenem els valors de les dades que coneixem gràcies a les campanyes que s'han fet per mesurar-les directament. Actualment, la Mediterrània no està en equilibri degut a l'escalfament global, però amb les condicions climàtiques actuals podem suposar que només són petites fluctuacions i prendre els valors com a referència.

4.1 Cas de la salinitat

Per a la salinitat les equacions en equilibri són:

$$0 = F_{G,1} \cdot S_0 - F_{12} \cdot S_{12} - F_{13} \cdot S_{13} + K_{S,12}(S_2 - S_1) \quad (24)$$

$$0 = -F_{G,2} \cdot S_2 + F_{12} \cdot S_{12} + F_{13} \cdot S_3 - K_{S,12}(S_2 - S_1) - K_{S,23}(S_2 - S_3) \quad (25)$$

$$0 = F_{13} \cdot S_{13} - F_{13} \cdot S_3 + K_{S,23}(S_2 - S_3) \quad (26)$$

Si les sumam hi ha molts de termes que s'eliminen i podem treure les salinitats d'equilibri de les tres capes:

$$S_1 = S_2 - \frac{F_{12}(S_{12} - S_2) + F_{13}(S_{13} - S_2)}{K_{S,12}} \quad (27)$$

$$S_2 = \frac{F_{G,1}}{F_{G,2}} S_0 \quad (28)$$

$$S_3 = \frac{F_{13} \cdot S_{13} + K_{S,23} \cdot S_2}{F_{13} + K_{S,23}} \quad (29)$$

A més, es poden consultar (*Adloff et al. (2014)*) els volums i salinitats de cada capa i els fluxos:

Volum de la capa 1 (V_1)	$2.998 \cdot 10^{14} m$
Volum de la capa 2 (V_2)	$7.441 \cdot 10^{14} m$
Volum de la capa 3 (V_3)	$2.589 \cdot 10^{15} m$
Salinitat de l'Atlàntic (S_0)	36.5 psu
Salinitat de la capa 1 (S_1)	38.226 psu
Salinitat de la capa 2 (S_2)	38.745 psu
Salinitat de la capa 3 (S_3)	38.626 psu
Flux d'entrada per Gibraltar ($F_{G,1}$)	0.775 Sv
Flux de sortida per Gibraltar ($F_{G,2}$)	0.73 Sv
Flux d'evaporació (F_{ev})	0.045 Sv

L'únic que ens queda per determinar seran els valors de les constants de difusió $K_{S,12}$ i $K_{S,23}$, els fluxos F_{12} i F_{13} , i les salinitats d'intercanvi S_{12} i S_{13} . Podem suposar sabuts els fluxos però tot i així encara ens queden quatre incògnites i tenim només tres equacions. Però si es té en compte que les dues constants de difusió depenen del coeficient de difusió cinemàtica, K_S , de la següent manera:

$$K_{S,12} = \frac{2 \cdot AK_S}{H_1 + H_2} \quad K_{S,23} = \frac{2 \cdot AK_S}{H_2 + H_3} \quad (30)$$

on H_1 , H_2 i H_3 són les altures de cada capa, que és una dada coneguda. Ara podria semblar que ja podem deduir les que ens falten, però no és així degut a què les tres equacions d'equilibri formen un determinant amb resultat nul, i per tant, només en podem treure dues i l'altra l'haurèm de suposar coneguda. Així que podem optar per dues vies:

Resolució a partir de K_S

Una opció és donar valor a K_S , treure'n $K_{S,12}$ i $K_{S,23}$ i a partir d'aquí deduir S_{12} i S_{13} de les equacions d'equilibri:

$$S_{13} = S_3 - K_{S,23} \frac{S_2 - S_3}{F_{13}} \quad S_{12} = S_2 + \frac{F_{13}(S_2 - S_{13}) + K_{S,12}(S_2 - S_1)}{F_{12}} \quad (31)$$

Un valor raonable del coeficient de difusió cinemàtica seria $K_S = 10^{-5}$ m/s. Així que $K_{S,12} = 0.083$ Sv i $K_{S,23} = 0.037$ Sv. L'únic que ens falta ara és donar valors als fluxos d'intercanvi, als quals podem assignar els valors $F_{12} = 0.63$ Sv i $F_{13} = 0.1$ Sv (tanmateix, la conveniència d'aquests valors s'analitzarà més endavant) i ja podem treure que $S_{12} = 38.84$ psu i $S_{13} = 38.58$ psu.

Ara podem comprovar els valors de β_S i γ_S que surten amb aquests nous valors:

$$\beta_S = \frac{F_{12}}{F_{ev}} \frac{S_{12} - S_1}{S_1} = 0.223 \quad \gamma_S = \frac{F_{13}}{F_{ev}} \frac{S_{13} - S_1}{S_1} = 0.020 \quad (32)$$

Com podem observar són molt diferents dels que ens havien sortit en primera instància. Això es deu a què les salinitats de les tres capes s'assemblen molt més del que havíem suposat al principi i, de fet, es troben totes al voltant de 38.5 psu.

Resolució a partir de S_{12} i S_{13}

L'altra opció consisteix a trobar què val K_S a partir de S_{12} i S_{13} consultats a la bibliografia. Per exemple, *Millot et al. (2005)* parla d'una salinitat d'entre 38.42-38.45 psu per a la formació d'aigües fondes a la conca occidental i d'una salinitat de 38.7 psu per a l'oriental. Així que podem agafar $S_{13} = 38.55$ psu.

Per altra banda, per a l'aigua destinada a formar la capa intermitja tenim que a la part més oriental és d'uns 39.1 psu mentre que a la mar Tirrena baixa a uns 38.46 psu. En aquest cas prendrem $S_{12} = 38.85$ psu que és la que té a l'estret de Sicília.

Com abans, si donam els mateixos valors als fluxos $F_{12} = 0.63$ Sv i $F_{13} = 0.1$ Sv ja podem trobar què valen les constants de difusió directament, sense haver de calcular K_S . Així,

$$K_{S,12} = \frac{F_{12}(S_{12} - S_2) - F_{13}(S_2 - S_{13})}{S_2 - S_1} = 0.082Sv \quad (33)$$

$$K_{S,23} = \frac{F_{13}(S_3 - S_{13})}{S_2 - S_3} = 0.066Sv \quad (34)$$

Podem calcular ara què valen β_S i γ_S :

$$\beta_S = \frac{F_{12}}{F_{ev}} \frac{S_{12} - S_1}{S_1} = 0.227 \quad \gamma_S = \frac{F_{13}}{F_{ev}} \frac{S_{13} - S_1}{S_1} = 0.019 \quad (35)$$

Si comparem aquests valors amb els que han sortit per a la primera opció veim que són pràcticament idèntics, fet que reforça la seva validesa i que constata que no serà de gran rellevància la tria entre les dues maneres de fer.

4.2 Cas de la temperatura

Per a la temperatura tindrem unes equacions lleugerament diferents però arribarem a una situació parellada. Les equacions en equilibri seran:

$$0 = F_{G,1}T_0 - F_{12}T_{12} - F_{13}T_{13} - K_{T,12}(T_1 - T_2) - \frac{AQ_{at}}{\rho c} \quad (36)$$

$$0 = -F_{G,2}T_2 + F_{12}T_{12} + F_{13}T_{13} + K_{T,12}(T_1 - T_2) - K_{T,23}(T_2 - T_3) \quad (37)$$

$$0 = F_{13}T_{13} - F_{13}T_3 + K_{T,23}(T_2 - T_3) \quad (38)$$

d'on podem treure:

$$T_1 = T_2 + \frac{F_{12}(T_2 - T_{12}) + F_{13}(T_2 - T_{13})}{K_{T,12}} \quad (39)$$

$$T_2 = \frac{F_{G,1}}{F_{G,2}} T_0 - \frac{AQ_{at}}{\rho c F_{G,2}} \quad (40)$$

$$T_3 = \frac{F_{13} T_{13} + K_{T,23} T_2}{F_{13} + K_{T,23}} \quad (41)$$

Pel que fa als valors, els fluxos i volums no canviaran respecte al cas de la salinitat i l'únic que haurem de consultar seran les temperatures d'entrada i de cada capa:

Temperatura de l'Atlàntic (T_0)	16.46 °C
Temperatura de la capa 1 (T_1)	15.31 °C
Temperatura de la capa 2 (T_2)	12.56 °C
Temperatura de la capa 3 (T_3)	12.03 °C
Flux de calor (F_Q)	$2.34\Delta 10^6 \text{ m}^3\text{oC/s}$

Tornam a tenir quatre incògnites, $K_{T,12}$, $K_{T,23}$, T_{12} i T_{13} , que en realitat són tres ja que les difusions es defineixen igual que per les salinitats, de les que n'hem de conèixer al manco una per a poder resoldre-ho.

Resolució a partir de K_T

De les equacions d'equilibri podem aïllar les temperatures d'equilibri:

$$T_{13} = T_3 - \frac{K_{T,23}(T_2 - T_3)}{F_{13}} \quad (42)$$

$$T_{12} = T_2 + \frac{F_{13}(T_2 - T_3) - K_{T,12}(T_1 - T_2) + K_{T,23}(T_2 - T_3)}{F_{12}} \quad (43)$$

Podem suposar que K_T és del mateix ordre que K_S i podem fer la prova amb $K_T = 10^{-5}$ m/s. Pel que fa als fluxos d'intercanvi hauran de ser els mateixos que per a la sal. D'aquesta manera ens queda:

$$T_{12} = 14.22 \text{ °C} \quad T_{13} = 12.98 \text{ °C}$$

Finalment, podem calcular les fraccions a partir d'aquí:

$$\beta_T = \frac{F_{12}}{F_Q}(T_1 - T_{12}) = 0.528 \quad \gamma_T = \frac{F_{13}}{F_Q}(T_1 - T_{13}) = 0.137 \quad (44)$$

que no tenen perquè ser iguals que per a la salinitat degut a què responen a processos independents.

Resolució a partir de T_{12} i T_{13}

Tornam a recórrer a *Millot et al. (2005)* i veim que parla d'una temperatura d'uns 12.7-12.9 °C per a l'aigua fonda occidental mentre que a altres regions pot arribar a 13.5 °C, així que un bon valor seria $T_{13} = 13$ °C. Per a l'aigua intermitja veim que varia des de 15.5 °C a la conca oriental fins a 13 °C a l'occidental, així que, com abans, podem prendre el valor a l'estret de Sicília, que és $T_{12} = 14.2$ °C.

Ara ja podem calcular les constants de difusió aïllant-les de les equacions d'equilibri:

$$K_{T,23} = F_{13} \frac{(T_3 - T_{13})}{(T_2 - T_3)} = 0.0351 \quad (45)$$

$$K_{T,12} = \frac{-F_{12}(T_{12} - T_2) + F_{13}(T_2 - T_3) + K_{T,23}(T_2 - T_3)}{T_1 - T_2} = 0.090 \quad (46)$$

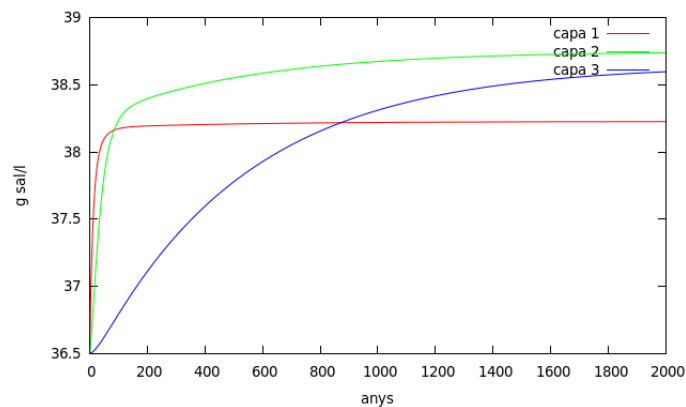
Finalment les fraccions quedaran:

$$\beta_T = \frac{F_{12}}{F_Q}(T_1 - T_{12}) = 0.533 \quad \gamma_T = \frac{F_{13}}{F_Q}(T_1 - T_{13}) = 0.136 \quad (47)$$

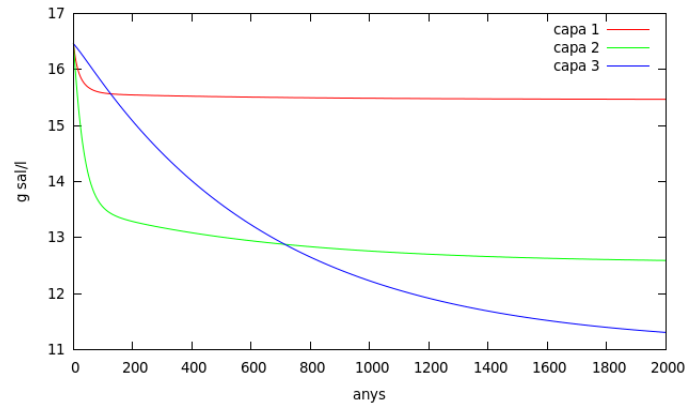
Tornam a veure que els valors són pràcticament iguals trets d'una o d'altra manera, així que podem afirmar que són resultats robusts i que no serà rellevant la tria.

4.3 Aplicació al model

Si ara introduïm totes aquestes variables al model per a tres capes, l'evolució canviarà i ens quedaran les següents gràfiques per a la salinitat i per a la temperatura:



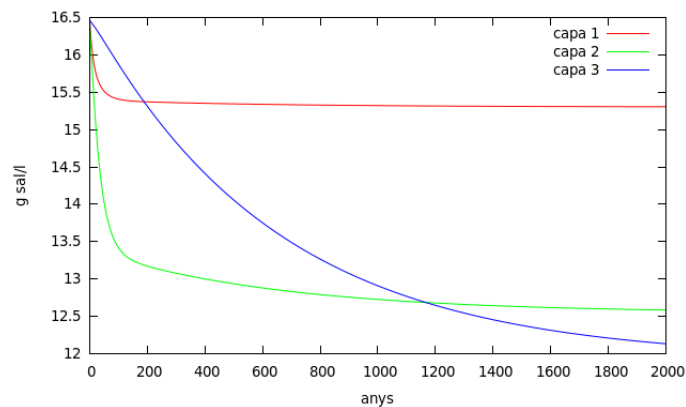
Evolució de la salinitat al model de tres capes amb els paràmetres corregits



Evolució de la temperatura al model de tres capes amb els paràmetres corregits

Veim que pel cas de la sal ens ha canviat bastant ja que la capa intermitja és ara més salina que la fonda. Si només tenguéssim aquest factor en compte, llavors la capa intermitja seria més densa que la fonda i, per tant, intercanviarien les seves posicions. Però això no és així ja que en la densitat també hi influeix la temperatura i veim que la capa fonda és més freda que la intermitja.

Si ens fixam en els valors de salinitat i temperatura a l'equilibri a partir dels quals hem adaptat la resta de paràmetres, veim que s'avenen prou bé amb els que surten del model. Però el que sí podem observar és que la temperatura de la capa fonda és més baixa del que esperaríem. Això ho podem solucionar variant lleugerament la fracció de la pèrdua de calor per superfície que se'n va cap a la capa fonda, passant de $\gamma_T = 0.137$ a $\gamma_T = 0.100$. D'aquesta manera veim que ja pren un valor molt semblant al real.



Evolució de la temperatura al model de tres capes amb els paràmetres definitius

5 Aplicació pel futur

Com hem mencionat més amunt, estem immersos en un procés d'escalfament global. Durant tot el segle XXI la perspectiva és que tant l'atmosfera com els oceans incrementaran la seva temperatura encara que no es pot assegurar en quina quantitat degut a l'enorme complexitat del Sistema Terra, però sobretot perquè és un procés que la humanitat pot accelerar o alentir depenent del seu comportament.

Un canvi en la temperatura de l'atmosfera duria inherent un canvi en l'evaporació a la Mediterrània. D'igual manera, una variació de la temperatura i salinitat de l'aigua atlàntica que entra per l'estret de Gibraltar duria a una variació de les característiques de la Mediterrània. Tot això sense entrar a valorar processos més complexos com canvis en els vents o precipitacions.

Hi ha una sèrie de models ben establerts i estudiats recollits als Informe Especial sobre Escenaris d'Emissions fets per l'IPCC (Grup Intergovernamental d'Experts sobre el Canvi Climàtic, amb les sigles en anglès) que fan previsions dels canvis en el clima segons la influència humana. Nosaltres ens fixarem en un per veure com s'hi ajusta el model que hem creat, que és l'A2.

Aquest escenari suposa un món més heterogeni, que ha resistit a la globalització, on el desenvolupament econòmic està enfocat cap a les regions i amb una població que no atura d'augmentar. Junt amb l'A1 són els més pessimistes, ja que suposen que no només continuaran les emissions com fins ara sinó que aniran a més.

Sobre aquest i altres escenaris s'han fet modelacions sobre com poden afectar a l'oceà, i en particular a la Mediterrània. Nosaltres ens fixarem en el model de (*Adloff et al. (2014)*) del que coneixem les variacions per a finals de segle associades a l'escenari A2:

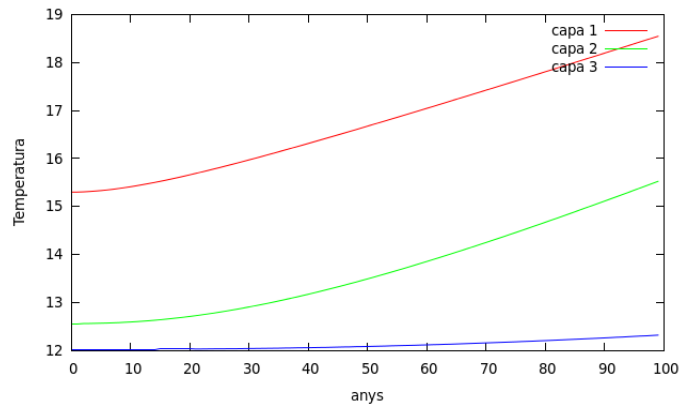
A2	Capa 1	Capa 2	Capa 3
Salinitat	+0.74 psu	+0.44 psu	+0.41 psu
Temperatura	+2.23 °C	+1.08 °C	+1.14 °C

El que ens interessa a nosaltres, però, és l'evolució cap a aquests resultats. Segons *Adloff et al. (2014)* la salinitat de l'aigua atlàntica que entri augmentarà, aproximadament, en 0.5 psu, mentre que la temperatura augmentarà en uns 2.5 °C. A més, també indica que la calor cedida cap a l'atmosfera minvarà de 4 W/m^2 fins a 2 W/m^2 i que el flux d'aigua evaporada passarà de 0.45 Sv fins a 0.72 Sv.

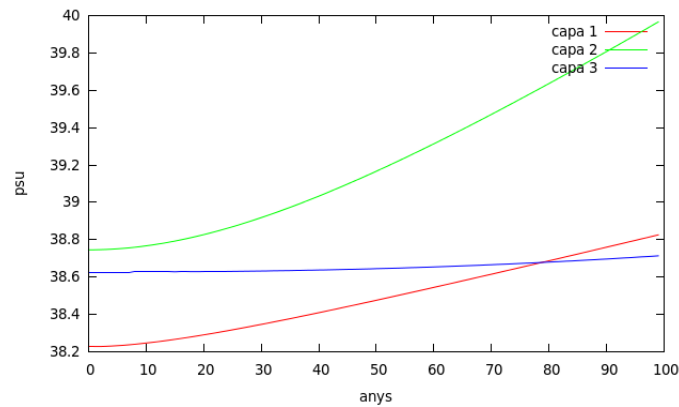
Així, el que farem serà incloure un forçament que augmenti linealment la salinitat i temperatura de l'Atlàntic (S_0 i T_0), així com la calor cedida i l'evaporació per tal de veure'n l'evolució:

Podem veure com hi ha un canvi molt significatiu per a les dues variables. Veim també que la capa superficial és la que més ràpid i en major quantitat nota els canvis, fet que es pot explicar fàcilment ja que és la que està en contacte amb l'atmosfera i, a més, és la més petita de les tres i, per tant, notarà més aviat els canvis.

La capa intermitja veim que també nota els canvis però ja li costa més respondre-hi, sobretot a la salinitat, i, finalment veim com la capa fonda quasi no nota els canvis a cap de les dues variables. Tot i que és ver que és la capa més gran de totes, amb un flux d'aigua entrant molt petit i la més allunyada de l'aigua atlàntica, hauria de notar més els canvis. És aquí on es veuen les limitacions del model, ja que segons qualsevol dels tres escenaris prevists les condicions de



Previsió de l'evolució de la temperatura al model de tres capes pels següents 100 anys



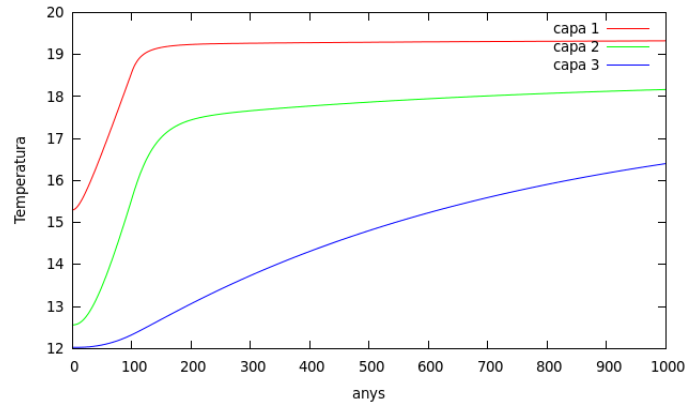
Previsió de l'evolució de la salinitat al model de tres capes pels següents 100 anys

l'aigua fonda canvien de manera notable.

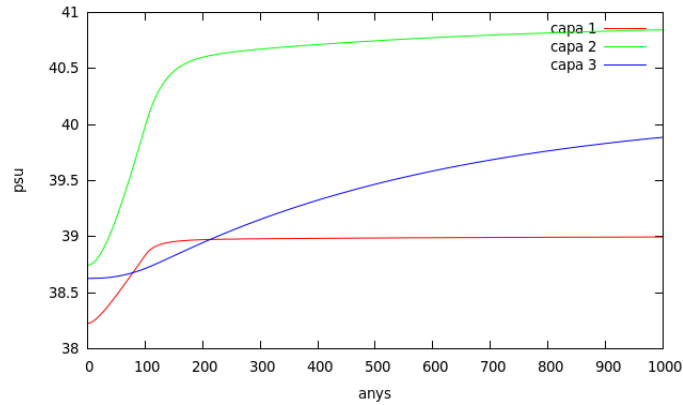
Però si en feim un estudi més detallat podem apuntar les causes d'aquestes limitacions. Podem simular un escenari en el que al cap de 100 anys les condicions aturin de canviar per complet i veure fins a quin estat d'equilibri arribaria la mar (?? i ??).

D'aquesta manera podem explicar millor què és el que està passant. El problema és que durant els primers 100 anys els canvis són tan bruscs que la mar no hi pot respondre a temps. Però veim que si ho deixam evolucionar durant un temps suficientment llarg la capa fonda nota el canvi en una quantitat similar que les altres capes.

El que ens ve a dir això és que el sistema no es troba en equilibri al cap de 100 anys. De fet, podem fer la prova de deduir les salinitats i temperatures per a d'aquí 100 anys a partir de les equacions en equilibri, tal com hem fet per a la calibració del model. Segons *Adloff et al. (2014)*



Previsió de l'evolució de la temperatura al model de tres capes pels següents 1000 anys amb canvis només durant els primers 100 anys.



Previsió de l'evolució de la salinitat al model de tres capes pels següents 1000 anys amb canvis només durant els primers 100 anys

per a l'any 2100 els nous valors que necessitarem seran:

$F_{G,2}$	$F_{G,1}$	S_2	T_2
0.710 Sv	0.782 Sv	39.19 psu	15.35 °C

I usant les equacions (28) i (40) arribam a què $S_0 = 35.58$ psu i $T_0 = 13.94$ °C que és clar que no tenen sentit, ja que ambdues baixen. La raó per la qual donen aquests resultats és perquè hem usat les equacions en equilibri quan realment no hi està i aquesta és la causa per la qual el sistema segueix evolucionant un pic els forçaments i les condicions atlàntiques romanen constants.

Si feim una comparació de les variacions dels valors que obtenim al cap de 100 anys amb els

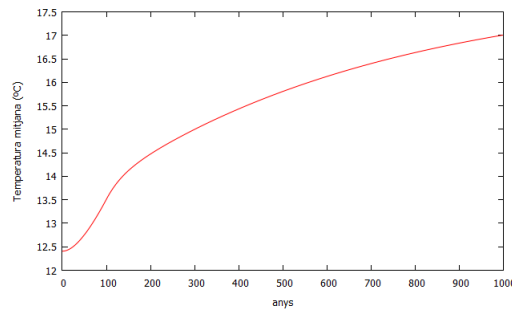
que s'obtenen a *Adloff et al. (2014)*

Comparació	S_1	S_2	S_3	T_1	T_2	T_3
Adloff et al. (2014)	+0.74 psu	+0.44 psu	+0.41 psu	+2.29 °C	+1.36 °C	+0.79 °C
Nostre model	+0.61 psu	+1.24 psu	+0.09 psu	+3.28 °C	+3.01 °C	+0.30 °C

Un altra dada que ens podria ser útil d'observar seria la temperatura mitjana de la Mediterrània en conjunt. Mitjançant l'equació

$$T_m = \frac{T_1 V_1 + T_2 V_2 + T_3 V_3}{V_1 + V_2 + V_3} \quad (48)$$

En podem observar la seva previsió d'evolució durant els següents mil anys, de la mateixa manera que abans, és a dir, 100 anys durant els quals les condicions de l'aigua atlàntica i el forçament canvien mentre que els 900 anys restants deixam que el sistema evolucioni sense canvis externs (??).



Previsió de l'evolució de la temperatura mitjana de tota la mar per al model de tres capes pels següents 1000 anys amb canvis només durant els primers 100 anys

Si ens fixam en el valor que pren als 100 anys veim que ens dona un augment de la temperatura de +1.1 °C mentre que al paper de *Adloff et al. (2014)* arriben a un augment de 1.04 °C. D'aquí veim que amb el mateix forçament extern tots dos models arriben a una mar que, en promig, s'escalfa de manera similar, però segons hem pogut veure a les comparacions per a cada capa la diferència era notable. Això és degut a què el repartiment de la calor entre les capes s'hauria d'ajustar per aconseguir que evolucionassin de manera parellada als de (*Adloff et al. (2014)*).

6 Conclusions

La Mediterrània és una mar on es donen tot tipus de processos que la fan ser un sistema molt complex de processos que s'influencien, es retroalimenten i que molts de pics són molt difícils d'abastar. Tot i això, hem pogut veure com amb un model d'una forma senzilla es poden explicar molts dels fenòmens que s'hi donen arrel d'introduir fluxos de massa, sal i calor.

És aquesta senzillesa la que ens ajuda a entendre i copsar el funcionament de la mar, a més de

processos com la creació d'aigües fondes o la relació entre la diferència dels fluxos que travessen l'estret de Gibraltar i el que s'evapora per superfície. Així, amb el model complet de tres capes hem pogut reproduir valors de salinitat i temperatura molt pròxims als mesurats, només ajustant els fluxos que es donen a la realitat.

Però per altra banda, amb l'extensió del model cap al futur hem pogut veure les limitacions d'aquest model. L'evolució que havíem vist a partir d'una mar homogènia amb una entrada d'aigua atlàntica invariant al principi no responia bé però quan s'estabilitzava sí que ho feia per petits canvis com podien ser ajustar qualche paràmetre. Però quan els canvis són lineals el sistema respon més lentament del que tocaria i no aconsegueix establir-se abans que la variable torni a canviar i és el que provoca que a la capa fonda li costi tant notar els canvis i respongui tan lentament. És per aquest mateix motiu que quan s'intenta fer el procés invers i deduir les condicions de l'Atlàntic d'aquí a 100 anys a partir de les previsions sobre les capes les equacions fallen.

Una de les principals causes que podem trobar d'aquestes limitacions la podem trobar a la consideració del sistema com una capsa en forma de prisma quan en realitat hi ha una barrera molt important que xapa la Mediterrània per la meitat, que és el canal de Sicília. Aquesta barrera provoca que no hi hagi una mateixa aigua fonda per a tota la mar, sinó que està dividida entre les dues conques i no s'intercanvien mai. Pot ser aquest un dels motius pels quals on trobam més discrepància sigui a la capa fonda.

A més, com hem apuntat, l'evolució de la mar en conjunt s'avé amb el model molt més complex de (*Adloff et al. (2014)*) però cada capa per separat no respon igual. Hem aplicat un forçament lineal a la temperatura de l'atlàntic, a la calor cedida cap a l'atmosfera i al flux d'evaporació però no hem variat els fluxos entre capes, F_{12} i F_{13} . En una futura aproximació al model, es podria mirar d'estudiar quina dependència hi podria haver entre aquests fluxos i l'escalfament de l'atmosfera i aplicar-ho al model.

Així, el model es podria millorar canviant la forma i suposant un model de dues capes simulant les dues conques o també introduint noves dependències a variables com els fluxos d'intercanvi. Però hem de tenir en compte que hem partit d'un model econòmic en quant a computació i hem pogut aproximar prou bé la previsió de la temperatura mitjana d'aquí a 100 anys amb el que és un model que pot resultar útil, sobretot tenint en compte l'enorme complexitat de la Mediterrània i la seva influència sobre el clima global.

Referències

- [1] Millot, Claude and Taupier-Letage, Isabelle *Circulation in the Mediterranean sea*, Springer, (2005), 29–66.
- [2] Adloff, Fanny and Somot, Samuel and Sevault, Florence and Dequé, Michel and Herrmann, Marine and Dubois, Clotilde and Aznar, Roland and Padorno, Elena and Alvarez-Fanjul, Enrique and Jorda, Gabriel and Gomis, Damia *Mediterranean Sea response to climate change in an ensemble of 21st century scenarios*, preprint (2014).
- [3] Vargas-Yáñez, Manuel and Salat, Jordi and others, *Cambio climático en el Mediterráneo español*, Instituto Español de Oceanografía, 2007.

- [4] Tomczak, Matthias and Godfrey, J Stuart, *Regional oceanography: an introduction*, Daya books, 2003.
- [5] Alcaraz, Miguel and Flos, Jordi, *L'Oceanografia I*, Diputació de Barcelona, Servei del Medi Ambient, 1985.