

El canvi climàtic i el cicle de l'aigua

Josep Enric Llebot

Departament de Física i Institut de Ciència i Tecnologia Ambientals

Universitat Autònoma de Barcelona

Membre de la Secció de Ciències i Tecnologia de l'Institut d'Estudis Catalans

Resum

En aquest treball es pretén explorar, de manera breu i concisa, com el canvi climàtic afecta el cicle de l'aigua. L'aproximació a aquesta qüestió, però, s'assolirà passant d'una visió global del problema a interpretar de manera molt general la paraula *cicle hidrològic* quan s'analitza quines conseqüències poden donar-se arran dels canvis de la circulació termohalina a l'Atlàntic Nord, i s'acabarà particularitzant, a la segona part del treball, en aquells aspectes més concrets que poden afectar el nostre país.

Abstract

This work tries to explain concisely how climate change affects the water cycle. First it presents a global view of the relationship between climate change and the hydrological cycle, focusing on what consequences may have variations in the North Atlantic thermohaline circulation due to abrupt climate changes. The second part of the work is devoted to the analysis of the implications that this could have for Catalonia.

Introducció

El clima terrestre ha estat canviant des de l'inici de la història geològica del nostre planeta. La successió de períodes glacials i interglacials va propiciar l'estudi sobre les causes que fan que el comportament mitjà del temps meteorològic —el que al capdavant coneixem com a clima— canviï. No obstant això, durant la segona meitat del segle xx ha sorgit un altre tema, el canvi climàtic d'origen antropogènic, que interessa i preocupa la societat i que ha plantejat serioses preguntes al camp de la ciència. És important adonar-se, però, que per a respondre moltes d'aquestes preguntes no s'ha de saber únicament com funciona el sistema climàtic sinó, també,

com evolucionen alguns indicadors socials, com l'economia, la tecnologia i la demografia, per exemple.

El sistema climàtic és un conjunt de complexes interaccions i intercanvis de massa i d'energia entre l'atmosfera, la hidrosfera, la coberta de neu i de glaç, la litosfera i la biosfera. El comportament físic d'aquest sistema es veu influenciat per l'energia que ens arriba del Sol, que depèn de l'activitat que tingui i de les característiques de l'òrbita de la Terra al voltant del Sol. Així, en analitzar el comportament del sistema climàtic trobem un sistema caracteritzat per moltes escales de temps diferents: escales de temps externes associades als cicles característics de variació de l'energia solar, que comprèn des del cicle d'onze anys de les taques solars fins a cicles de vint-i-un mil, quaranta-dos mil i cent mil anys associats als canvis en les característiques de l'òrbita de la Terra al voltant del Sol i escales de temps internes al sistema climàtic que són també molt diferents: des de les hores o els pocs dies que caracteritzen els cicles d'evolució de l'atmosfera, passant pels cicles estacionals de la biosfera fins a arribar a fenòmens que tenen temps característics de milers o, fins i tot, milions d'anys, com són els desplaçaments de les conques oceàniques i de les escorces continentals.

Tot aquest context està amanit per fenòmens difícils de predir, com les erupcions volcàniques, i, des de fa uns dos-cents anys, pels impactes que els canvis en la composició d'alguns gasos minoritaris a l'atmosfera tenen per l'ús dels combustibles fòssils i els canvis en els usos del sòl.

És clar i ben conegut el fet que la composició atmosfèrica canvia (Houghton, 2001), com es pot veure a la figura 1, que conté una representació gràfica de les mesures del contingut de CO₂ des de l'any 1958. El mateix es pot obtenir si es representa el contingut de metà, o el de l'hexafluorur de sofre o d'halocarburs, etc.

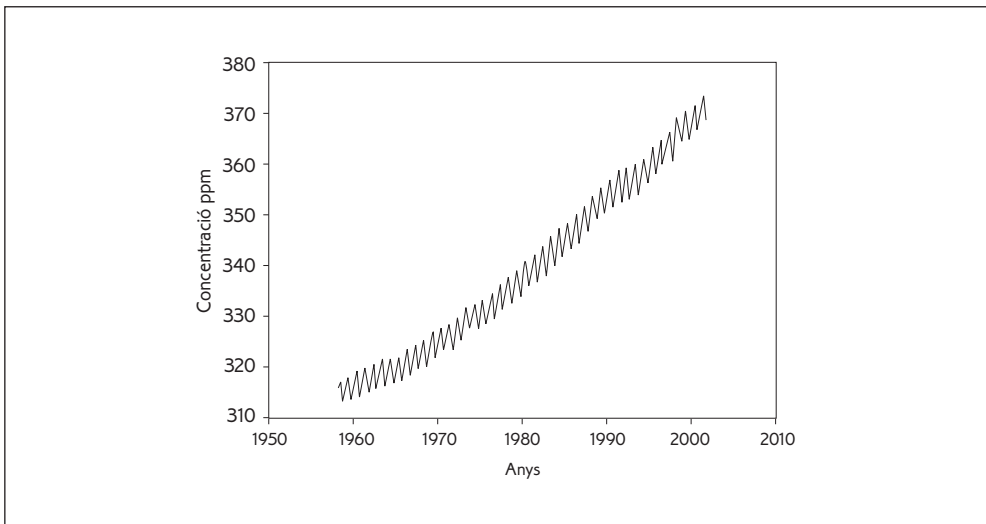


FIGURA 1. Concentració de CO₂ a l'observatori de Mauna Loa, a Hawaii.

FONT: NOAA.

Per tant, l'increment de gasos causants de l'efecte d'hivernacle a l'atmosfera fa deduir algunes de les conegudes prediccions que estipulen que la temperatura superficial mitjana pot augmentar, en el període que va del 1990 al 2100, entre 1,4 °C i 5,8 °C, o que la precipitació i la humitat atmosfèrica augmentaran a les latituds altes i mitjanes, especialment a l'hivern, i que en latituds baixes podran donar-se augments o disminucions, depenent del lloc. Així mateix, es preveu que de manera genèrica la mitjana de precipitacions anuals creixi arreu, amb algunes excepcions. També, els estudis prospectius preveuen canvis en la freqüència d'esdeveniments meteorològics extrems (més dies càlids, menys dies freds, augment de les precipitacions fortes, augment de les secades, etc.).

A la segona part d'aquest article es tracten aquests aspectes particularitzant la regió mediterrània. En aquesta primera part del treball es parla, però, d'una qüestió força especulativa, malgrat que darrerament està despertant molta activitat entre la comunitat científica i que té alguna cosa a veure amb el balanç hídric, però a escala global. Es tracta de fer una breu discussió sobre com el canvi del règim hídric a l'oceà pot alterar-ne substancialment el funcionament.

El canvi climàtic i el cicle hidrològic global: els canvis climàtics sobtats

Fins a la darrera dècada, el punt de vista dominant sobre els canvis climàtics que s'han donat en el passat es plantejava considerant que el clima variava lentament, en escales de temps de milers d'anys. S'interpretaven els canvis associant-los amb les variacions lentes de l'energia del Sol rebuda a la Terra, produïdes per les variacions de l'activitat de l'astre, amb la deriva continental, però, sobretot, amb les oscil·lacions periòdiques de les característiques de l'òrbita de la Terra al voltant del Sol, la precessió, l'excentricitat de l'òrbita i l'angle de l'eix terrestre amb el pla de l'òrbita (Milankovitch, 1920). No obstant això, durant els anys 1990 s'han realitzat nombrosos estudis paleoclimàtics que aporten evidències geològiques sobre com ha canviat el clima de manera ràpida, és a dir, sobre com s'ha produït, en el decurs d'una o dues dècades, la variació de la temperatura superficial de l'aire aproximadament d'una o dues desenes de graus o d'un factor dos en la precipitació en una o dues dècades (Alley i Clark, 1999).

El sistema climàtic en el passat ha experimentat grans canvis entre estats molt diferents, que caracteritzen comportaments típics del clima. Els que es coneixen d'una manera una mica més precisa, com sembla lògic, corresponen als que s'han donat durant els darrers cent mil anys durant l'establiment i la recuperació del darrer període glacial. Si el nostre interès és saber si és possible que en el futur immediat es pugui donar un canvi climàtic ràpid per tal de preveure'n les conseqüències, ens és imprescindible poder entendre i conèixer els fenòmens que els han provocat en el passat. Així sí, fins fa pocs anys, es tenia el convenciment que si el canvi en la composició atmosfèrica era gradual també ho seria el canvi en el clima, l'estudi dels canvis climàtics sobtats ens fa especular sobre la possibilitat que les accions de l'home puguin induir a

un canvi que es doni en pocs anys i que, en conseqüència, tinguin lloc transformacions molt ràpides en tots els sistemes naturals i socials.

Certament, aquells que consideren seriosa aquesta possibilitat encara són minoria entre la comunitat científica, malgrat que durant els darrers anys s'ha estudiat amb insistència i dedicació els canvis climàtics sobtats. Encara hi ha avui un gran buit en la comprensió dels processos que sembla que els controlen o dels que els desencadenen ja que, fins ara, aquells mecanismes que s'han proposat per a explicar-los encara no són capaços, per si sols, de descriure i reproduir de manera completa els canvis sobtats del registre paleoclimàtic ni del registre històric.

Es pot definir un canvi climàtic com a ràpid o sobtat quan el canvi en el comportament del sistema climàtic és forçat per una causa que, una vegada s'ha superat un cert llindar, desencadena una transició fins a una nova situació d'equilibri del clima que es produeix amb una rapidesa superior a la dinàmica d'evolució de la causa. L'exemple més característic d'un canvi climàtic ràpid té alguna cosa a veure amb un canvi substancial del balanç hídric a l'hemisferi nord, el col·lapse de l'actual corrent termohalí a l'Atlàntic Nord.

A l'Atlàntic Nord, l'escalfament diferencial entre les latituds altes i les latituds baixes fa que hi hagi una tendència a accelerar les aigües superficials cap al pol. Així, l'aigua que arriba a latituds altes procedent de l'equador és aigua força salina, és a dir, força densa a causa de la gran evaporació a què està sotmesa l'aigua al voltant dels tròpics. La densitat de la massa d'aigua augmenta a mesura que la temperatura disminueix. Per tant, l'aigua que arriba al voltant del cercle polar àrtic és una aigua densa que tendeix a enfonsar-se. Aquesta tendència és contrastada, en part, per l'efecte que té el vessament de l'aigua dolça dels rius i, sobretot, de l'aigua procedent de la fusió dels gels. Actualment l'aigua encara és prou densa com per a enfonsar-se a les latituds altes. En baixar fins a fondàries d'entre tres mil i quatre mil metres, l'aigua es desplaça cap al sud, i tanca, així, un cicle que es coneix com a *circulació termohalina de l'Atlàntic Nord*.

Si, com a conseqüència de l'escalfament global, la temperatura atmosfèrica creix i, per tant, a altes latituds a l'Atlàntic es dona la fusió d'una major quantitat de gel i de neu i, a més, augmenta també la precipitació, la salinitat de l'aigua disminuirà i es pot produir l'aturada de la circulació termohalina actual i el corresponent canvi del clima. Les conseqüències de la interrupció del corrent termohalí a l'Atlàntic Nord afectarien, per exemple, la península escandinava, que tindria hiverns amb temperatures molt més baixes de les que té actualment.

No es pensa solament en un únic mecanisme. També els processos caòtics que es donen en el sistema climàtic poden produir que sigui impossible determinar l'existència d'una única causa com la inductora d'un canvi important en les propietats ambientals.

Quan es vol estudiar això que hem descrit de manera tan resumida, s'analitza teòricament l'acoblament dels dos subsistemes més importants pel que fa a la seva dinàmica: l'oceà i l'atmosfera. Partint de la base que múltiples simulacions que comprenen des de models simples fins a arribar als complicats models de circulació general, ara es pot dir que el sistema oceà-atmos-

fera sotmès als mateixos forçaments externs pot assolir diferents règims d'equilibri estables (Pujol, 2000a i 2000b). La transició entre aquests estats estables es dona de manera molt ràpida quan determinats paràmetres climàtics assoleixen uns valors llindars. Aquest comportament, que necessàriament és no lineal, s'acostuma a descriure mitjançant la imatge d'un cicle d'histeresi, cicle que es dona en altres disciplines de la física i que evidencia de manera molt clara l'existència de dos estats d'equilibri estables diferents. Aquest cicle s'acostuma a representar mitjançant la temperatura de l'aigua a l'Atlàntic Nord i del flux d'aigua dolça procedent dels rius, la pluja i la fusió dels blocs de gel (vegeu la figura 2).

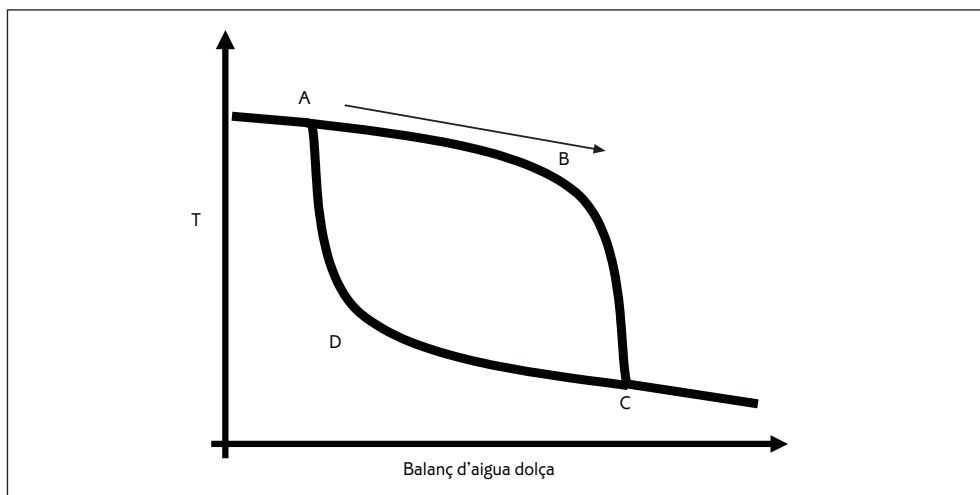


FIGURA 2. Esquema del funcionament d'un procés no lineal que caracteritza els canvis climàtics sobtats. La branca que va d'A a B simbolitza el corrent termohalí actual de l'aigua caracteritzat per una temperatura de l'aigua superficial relativament alta. Quan el flux d'aigua dolça supera un cert llindar (B) el sistema passa a ser descrit per la línia CD, que és distintiva d'un estat d'equilibri caracteritzat per una temperatura baixa i per una circulació de l'aigua del mar diferent de l'actual. La tornada al règim actual es produiria si el flux de l'aigua dolça assolís el valor caracteritzat pel punt D. Les transicions de B a C i de D a A corresponen a canvis climàtics ràpids.

Aquest corrent termohalí que es dona a l'Atlàntic Nord no es dona al Pacífic, ja que en aquest gran oceà l'aigua és menys salina que a l'Atlàntic. Així, la diferència de densitats controla la convecció que es dona a la major part de l'Atlàntic Nord. Pel fons de la conca oceànica l'aigua va cap al sud, on acaba tornant a pujar, a poc a poc, a la superfície en zones tropicals. Aquest cicle, que és força lent, mitjançant el moviment de les aigües superficials transporta calor a les latituds altes i ventila les aigües profundes, fixant CO_2 de l'atmosfera a les aigües profundes de l'oceà.

L'escala de temps dels canvis climàtics sobtats és tan petita que la societat i els ecosistemes naturals poden tenir problemes d'adaptació. Per tant, des d'una perspectiva actual, una de les qüestions fonamentals, ara per ara sense resposta, és saber si les activitats humanes poden

desencadenar un canvi climàtic sobtat i, en el cas que la resposta sigui afirmativa, saber a quina distància temporal estem del desencadenament del procés de canvi.

Els mecanismes que causen els canvis climàtics sobtats

Els diferents components del sistema climàtic tenen diferents temps característics de resposta a les pertorbacions. L'atmosfera, que caracteritza els meteors que es donen a la superfície terrestre i que determinen la meteorologia, té un temps de resposta ràpid i constitueix el subsistema climàtic de resposta més ràpida (Peixoto i Oort, 1984). La hidrosfera o la criosfera tenen, en canvi, respostes molt més lentes. Els mecanismes fonamentals que caracteritzen els processos de canvi climàtic sobtat no són pas diferents dels que caracteritzen els canvis climàtics lents. Però han de tenir una característica addicional que superi la inèrcia i el comportament característic i *lent* d'un element fonamental per al sistema climàtic: els fluxos d'aigua als oceans. Per tant, un mecanisme que porti a canvis climàtics sobtats ha de reunir les condicions següents (Alley, 2002): 1) ha de desencadenar un procés o una pertorbació caòtica que porti a superar el valor llindar d'una variable del sistema climàtic que desencadena l'esdeveniment; 2) ha de ser un amplificador o un globalitzador que intensifiqui i estengui la influència dels canvis locals, i 3) ha de ser una font de persistència que permeti a l'estat del clima alterat mantenir-se per desenes, centenars o milers d'anys.

Molts canvis del clima s'han descrit com a petites desviacions a partir d'un estat de referència, sovint en equilibri amb els forçaments externs. La idea habitual i més senzilla és suposar que si els forçaments externs o el comportament intern del sistema climàtic varia lleugerament respecte de la situació d'equilibri, la resposta del sistema serà proporcional a la causa, és a dir, el sistema assolirà un estat d'equilibri molt pròxim al de partida; és el que s'anomena *model lineal*. No obstant això, el model lineal no és aplicable al cas dels canvis sobtats en què una petita pertorbació pot produir un canvi molt més gran en les variables característiques del sistema. Per tant, en analitzar aquestes situacions s'ha de tenir en compte consideracions no lineals i processos transitoris que habitualment no es tenen en compte. En aquestes situacions la utilització dels models computacionals ha jugat un gran paper; tanmateix, hi ha tres tipus de models analítics que han configurat el camí que pot portar als canvis climàtics sobtats.

El primer és el model de dues caixes formulat per Henry Stommel (Stommel, 1961; Marotzke, 2000). El model de Stommel fou publicat l'any 1961 però pràcticament no fou reconegut per ningú fins passats vint-i-cinc anys. El model mostra com els diferents temps de resposta a la calor absorbida, de la superfície de l'oceà i de l'aigua dolça, donen lloc a diferents estats d'equilibri. Això comporta que els forçaments i les condicions de contorn, per si soles, no defineixin l'estat d'equilibri del sistema (vegeu la figura 2). La no-linealitat del model de Stommel sorgeix perquè els camps de fluxos de l'aigua als oceans que transporten la calor i la salinitat són a la vegada funció de la temperatura i de la salinitat. Així, les no-linealitats i els equilibris múl-

tiples són els conceptes fonamentals darrere la gènesi dels canvis climàtics sobtats (vegeu la figura 3). La circulació d'aigua marina, q , és proporcional a la diferència de la densitat de l'aigua entre les latituds altes i les baixes. Així, si la densitat al voltant de les aigües àrtiques és més gran que la densitat en latituds baixes el flux d'aigua és positiu ($q > 0$) i a l'inrevés. Les aigües tropicals guanyen calor i perden aigua degut a l'evaporació. Les aigües polars, en canvi, perden calor cap a l'atmosfera i guanyen aigua dolça del desglaç dels gels continentals. Per tant, tant la temperatura com la salinitat són més grans a les latituds baixes que a les latituds altes. Les dues variables, doncs, tenen efectes oposats sobre la densitat. Els valors de q en el model són, per tant, petits i, en conseqüència, la transició entre $q > 0$ (circulació de sud a nord) i $q < 0$ (circulació de nord a sud) pot ser molt ràpida.

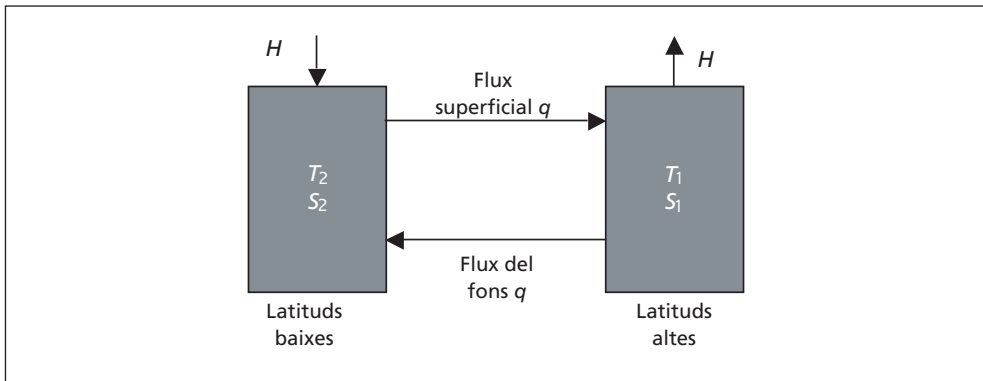


FIGURA 3. Representació esquemàtica del model de Stommel. T és la temperatura i S la salinitat. H és el flux de salinitat produït per l'evaporació o barreja amb aigua dolça. Al voltant de l'equador l'evaporació de l'aigua del mar és gran i augmenta la salinitat, mentre que en latituds altes els vessaments d'aigua dolça produïts de la fusió dels gels la disminueixen. Els fluxos d'aigua són moguts per la diferència de densitats entre les diferents masses d'aigua.

El segon és el model de Sellers (Sellers, 1969), que és un model senzill de balanç d'energia. En aquest model es mostra que per a una determinada quantitat de radiació solar s'aconsegueix un planeta càlid en equilibri o un planeta fred. Les no-linealitats aquí s'introdueixen mitjançant la descripció d'un acoblament neu-albedo que s'aplica únicament en un determinat interval de temperatures. Quan el planeta és fred, i la neu reflecteix la radiació solar, el sistema es manté fred. Una terra més càlida té menys neu, absorbeix més llum del sol i està en equilibri també amb la radiació incident. L'element desencadenant del canvi entre un estat i l'altre és la radiació solar o altres paràmetres que influeixen el balanç radiatiu, com la cobertura de neu.

El model de Lorentz (Lorentz, 1963) proporciona una descripció simplificada de la circulació atmosfèrica. A banda dels equilibris múltiples en què es poden situar els sistemes en funció dels valors dels paràmetres, aquests models exhibeixen oscil·lacions autosostingudes. Un sistema oscil·la entre un o dos centres preferits de l'espai de fases, els anomenats *atractors*, que

correspondrien a dos estats del sistema climàtic. En el model de Lorentz, la transició entre un estat i l'altre es dona espontàniament i de manera no previsible.

Mitjançant simulacions del clima realitzades amb l'ús de models de circulació general s'ha comprovat que pot donar-se la possibilitat d'un corrent termohalí a l'Atlàntic Nord diferent de l'actual en resposta a l'augment de la concentració atmosfèrica dels gasos causants de l'efecte d'hivernacle (Stocker, 1997). No obstant això, és difícil fer prediccions sobre quina és la probabilitat que es donin aquests canvis tan ràpids. Per això els científics s'han dedicat a estudiar el passat climàtic de la Terra, a partir del qual es pot afirmar que durant la darrera glaciació s'han produït canvis en la circulació termohalina en resposta a petits canvis en el cicle hidrològic. Aquests canvis s'han estimat que són d'aproximadament 0,1 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) (Clark, 2002). Les dades paleoclimàtiques i els resultats dels models indiquen, però, que l'estabilitat o la inestabilitat del corrent termohalí de l'Atlàntic Nord depenen de cada estat climàtic mitjà.

El canvi climàtic i el cicle hidrològic local

Des del començament dels estudis que analitzaven les possibles conseqüències de l'escalfament global s'ha reconegut la importància d'aquest fenomen en el cicle hidrològic a escala regional i local. Canvis en el repartiment dels recursos hídrics entre el continent, el mar i l'atmosfera per una zona determinada poden tenir importants efectes sobre l'agricultura, el transport, la generació d'energia elèctrica, etc. Abans de donar una perspectiva dels lligams que s'albiren entre el canvi climàtic d'origen antròpic i els recursos hídrics al nostre país, cal assenyalar que el canvi climàtic és només una de les pressions amb què s'enfronten el sistema hidrològic i els recursos hídrics. Els canvis d'usos del sòl, la gestió del sòl i els canvis en les pràctiques agrícoles, les creixents demandes de consum i algunes transformacions tecnològiques sotmeten a tensions la disponibilitat d'aquest recurs fonamental per a la vida, que acostumen a ser majors que les que pugui eventualment produir l'escalfament de l'atmosfera (McCarthy, 2001).

El cicle hidrològic estableix el balanç d'aigua en l'àmbit de la conca hidrogràfica. Per això les unitats de gestió administrativa de l'aigua estan organitzades al voltant de les conques hidrogràfiques. Per a establir un balanç s'ha de tenir en compte la precipitació d'aigua o neu que cau en un període determinat, les pèrdues a l'atmosfera per evaporació i evapotranspiració, l'escoriment superficial dels rius, la infiltració cap al subsòl, etc. La quantitat total d'aigua de què es pot disposar es calcula, però, a partir de la diferència entre la precipitació total i l'evapotranspiració

$$A = P - ET,$$

on A és l'aportació d'aigua de la conca, P és la precipitació i ET és l'evapotranspiració. Aquestes variables depenen, naturalment, del temps tot i que habitualment s'utilitzen valors mitjans

anuals, però també depenen de la temperatura i de la coberta vegetal. En un context com el del nostre país i amb l'objectiu d'estudiar el possible efecte del canvi climàtic sobre el cicle de l'aigua, les mitjanes anuals no serveixen sempre. Interessa precisar-ho en intervals temporals inferiors per tal de poder tenir en compte efectes característics de la variabilitat climàtica o la freqüència d'episodis extrems (Mas-Pla, 2005).

L'avaluació dels possibles impactes del canvi climàtic sobre el cicle hidrològic comporta, naturalment, l'ús de models de predicció climàtica. Una pràctica habitual és calcular a partir dels escenaris d'emissions habitualment usats les variables meteorològiques i utilitzar-les com a elements d'entrada de models hidrològics. La primera dificultat sorgeix en l'escala. Mentre que els models climàtics tenen una resolució d'uns quants centenars de quilòmetres, els models hidrològics necessiten una resolució molt superior, de pocs quilòmetres. Durant els darrers anys s'han desenvolupat tècniques per a assolir aquesta fita, però encara no estan desenvolupades arreu.

La precipitació

La precipitació és el principal factor de variabilitat del balanç hídric en l'espai i en el temps. La variabilitat hidrològica està influenciada per les variacions de la precipitació a escala diària, estacional, anual i escales temporals superiors. La freqüència de les inundacions i de les seques està afectada per canvis de la variabilitat any a any de la precipitació i canvis de les característiques de les pluges i de les tempestes.

La tendència genèrica que els estudis dels models aporten és que la precipitació, en general, augmentarà a l'hemisferi nord a les latituds mitjanes i altes i a les regions equatorials, particularment a la tardor i a l'hivern, mentre que a les regions subtropicals hi haurà una disminució general. Arreu, els canvis seran petits comparats amb la variabilitat climàtica natural, que també augmentarà, especialment a l'àrea mediterrània. A la figura 4 es pot veure un resum de les prediccions dels models elaborat per l'IPCC (Houghton, 2001). Els canvis potencials en la intensitat de la precipitació són difícils d'obtenir a partir dels models globals. Han començat a aparèixer alguns estudis que obtenen com a probable un augment de la intensitat de les pluges (McCarthy, 2001). D'altra banda, l'augment de la temperatura mitjana significa una menor proporció de precipitació en forma de neu. En aquelles zones on la precipitació de neu és escassa, aquesta pot desaparèixer en poc temps, la qual cosa pot induir a un impacte que cal considerar en els règims hidrològics.

Pel que fa a les tendències enregistrades fins ara a Catalunya, segons Martín Vide (Martín Vide, 2005) no resulten evidents canvis significatius en la quantitat de la precipitació (vegeu la figura 5). No obstant això, amb dades de l'observatori Fabra de Barcelona, s'ha produït una tendència negativa estadísticament significativa del nombre anual de dies de precipitació (Lana, 2003), és a dir, que tendeix a haver-hi menys dies en què plou. En canvi, no s'observa

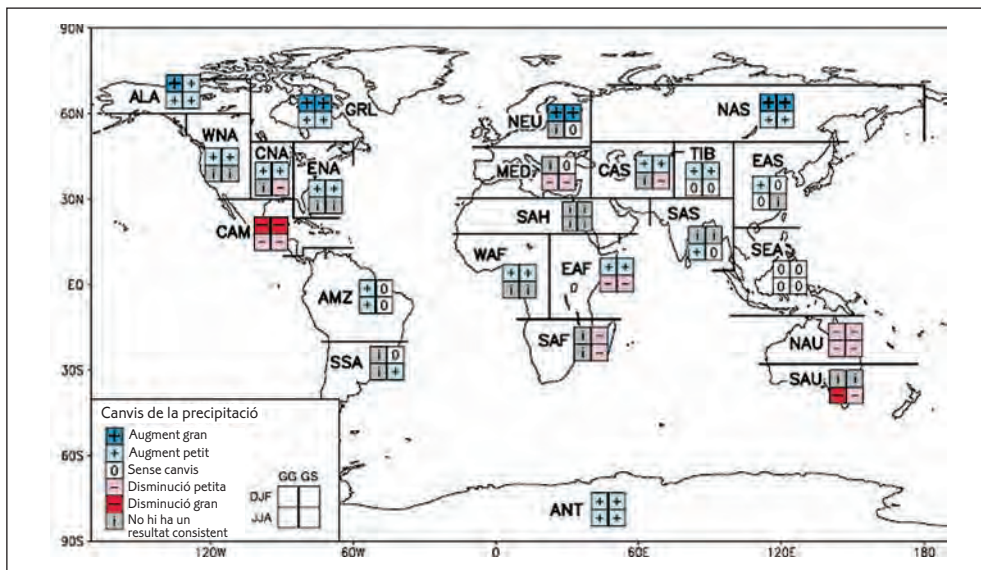


FIGURA 4. Canvis estacionals en la precipitació segons diferents models (Houghton, 2001).

un augment dels màxims de precipitació tot i que en algunes anàlisis sembla que pot començar-se a detectar (Lana, 2001). A la figura 6 Martín Vide observa que, si es compta el nombre de dies amb una precipitació igual o superior a 30, 50 i 100 mm des de 1950 fins a 1990, no hi ha cap senyal estadísticament significatiu.

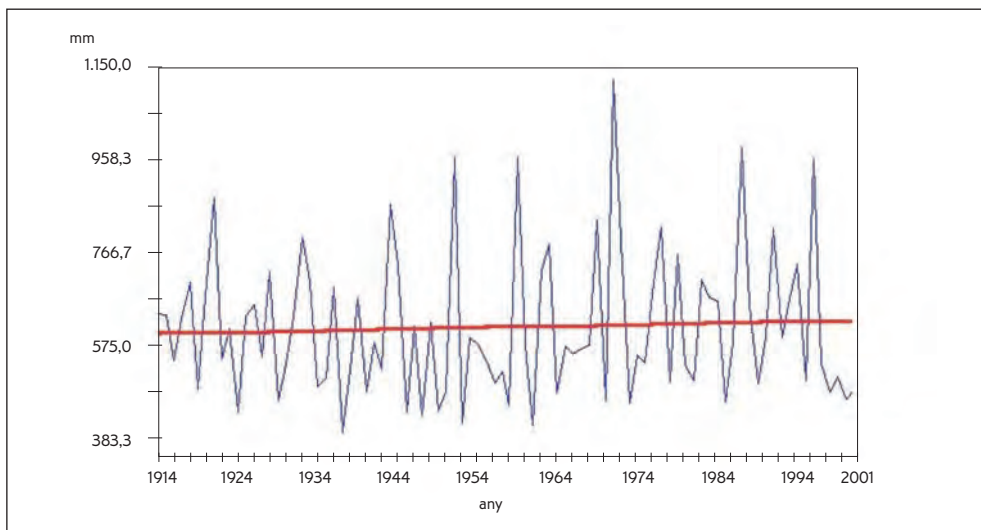


FIGURA 5. Evolució temporal de la precipitació anual a l'observatori Fabra durant el període 1914-2001. FONT: Martín Vide (2005).

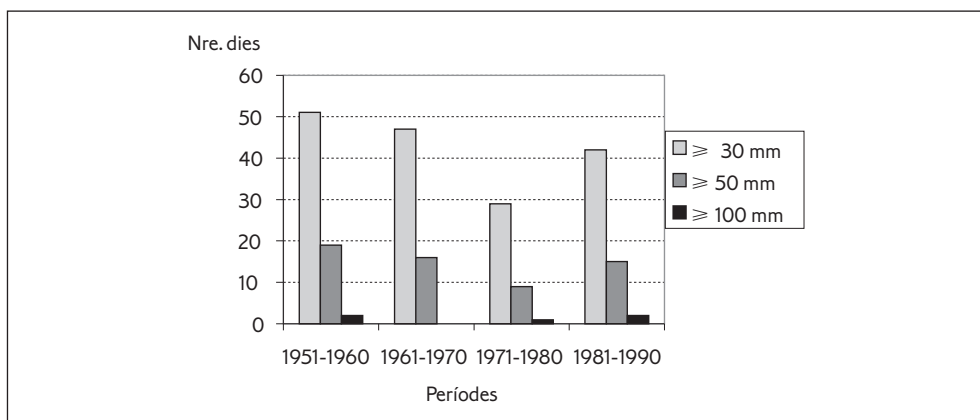


FIGURA 6. Nombre de dies amb precipitació de més de 30, 50 i 100 mm a Barcelona (Martín Vide, 2005).

Al nostre país hi ha dos marcats períodes de pluges durant el període que va del setembre al novembre i del març al maig. Una de les tendències que sembla que s'observa és el desplaçament del període de pluges de la tardor cap al novembre i, com s'ha dit abans, que no hi ha variacions significatives quant a la quantitat total de precipitació anual. Una altra característica és la gran variabilitat espacial i temporal de les tendències estacionals de la pluja, la qual cosa fa pensar que hi ha molts factors locals que influencien en la manera i la quantitat com es produeix la precipitació. Entre els factors que influencien aquest fenomen hi ha les activitats humanes i els processos ecològics i de degradació. En un detallat estudi (González-Hidalgo *et al.*, 2001) que analitza estacionalment el comportament de la precipitació al País Valencià, es ratifica que no hi ha una tendència perceptible anual tot i que es constata una disminució de pluges durant la tardor i un augment irregular la resta de l'any, sense que es puguin treure conclusions de la tendència espacial i temporal.

En aquest context, què diuen els models? Com ja s'ha dit abans, els models climàtics encara tenen una resolució massa pobre per tal de poder ser útils en la predicció precisa d'allò que pot passar al cicle hidrològic d'una conca. No obstant això, s'elaboren prediccions que estableixen que per a la península Ibèrica la reducció de les precipitacions mitjanes a l'horitzó del 2060 serà d'un 2% a les conques del nord i d'un 17% a les conques del sud (Ayala-Carcedo, 2000). Tot i això, cal avançar en el desenvolupament d'estratègies de modelització que permetin millorar aquestes prediccions recollint les variades característiques de la climatologia del nostre país.

L'evaporació

En considerar l'evaporació es té en compte la que prové de la superfície del sòl, de l'aigua del mar i dels llacs, els rius, els embassaments, etc., i, també, naturalment, de l'evapotranspi-

ració de les plantes. La taxa d'evaporació depèn de les característiques meteorològiques i també de les característiques de les plantes i del terra. El canvi climàtic antròpic sembla que exerceix un potencial d'afectació d'aquest procés, però encara no se sap en quina direcció, ja que diferents components de l'evaporació en diferents llocs són afectats de manera diferent. Per exemple, no és el mateix considerar l'evaporació en zones humides o en zones àrides. En el primer cas, l'evaporació varia en funció de l'energia rebuda del Sol i en funció de la humitat; per tant, a l'hora de saber l'impacte del canvi climàtic s'ha de saber com canviaran ambdues variables. En canvi, en zones àrides, on la humitat atmosfèrica és molt baixa, l'evaporació únicament depèn de l'energia, és a dir, de la temperatura, i en augmentar aquesta augmentarà l'altra. En general podem dir, però, que es preveu un augment de l'evaporació potencial, tot i que és difícil avaluar-ne quantitativament la magnitud. Tanmateix, l'evaporació depèn de la disponibilitat d'aigua de manera que una reducció de l'aigua disponible a l'estiu pot induir a una reducció de l'evaporació.

La humitat del sòl

Els efectes locals del canvi climàtic sobre la humitat del sòl varien no només pels diferents graus en què el canvi climàtic es manifestarà sinó també depenent de les característiques de cada sòl. L'avaluació més propera a nosaltres és la realitzada per Carlos Gracia (Gracia *et al.*, 2002), on estima, especialment per als sòls forestals, que la reserva hídrica actual és de 32 mm de mitjana anual, i que l'any 2040 serà de 24 mm, és a dir, un 25 % menys, com a conseqüència de l'augment del període vegetatiu i d'una demanda superior d'evaporació.

Les aportacions dels rius

Malgrat que aquest és un punt que ha estat profusament estudiat de manera general, és difícil identificar les tendències en les aportacions dels rius relacionades amb el canvi climàtic perquè aquests estan molt regulats per infraestructures. En termes generals, arreu, els cabals evolucionen de la mateixa manera que ho fan les precipitacions, malgrat que sovint és difícil distingir els efectes nets del canvi climàtic. A Catalunya sembla que, atenent als escenaris de precipitació que es formulen, tendiran a augmentar les situacions de cabals baixos als rius. Josep Mas-Pla (Mas-Pla, 2005) ha estudiat l'evolució del cabal del riu Fluvià des del 1912 fins a l'actualitat. Aquest riu és adequat per a ésser estudiat, ja que no té grans infraestructures de regulació i els únics aprofitaments es deuen a les derivacions dels usos domèstics i industrials. A l'esmentat estudi s'observa que a partir de 1960 hi ha una tendència a augmentar la variabilitat interanual dels cabals mitjans diaris; també augmenta la variabilitat interanual dels cabals mitjans, i sembla que es comença a detectar que els cabals mitjans diaris anuals també pre-

senten els valors més alts en els anys més recents. Aquestes conclusions, amb les precaucions pertinents, poden extrapolar-se als altres rius de la nostra geografia.

Freqüència d'esdeveniments extrems

Aquest és un altre efecte important, especialment a la conca mediterrània. Com s'ha dit abans, no s'ha detectat el senyal de canvi, ni en la freqüència ni en la intensitat dels esdeveniments extrems. Ayala-Carcedo proposa (Ayala-Carcedo, 2000) una fórmula per a calcular el coeficient de variació, relacionat amb la intensificació dels episodis extrems. El coeficient de variació es calcula a partir de l'aportació A i de la precipitació P , segons la fórmula empírica

$$C_v = (A/P)^{-0.39}.$$

Quan es calcula aquest coeficient per a la península Ibèrica es troba que augmenta arreu llevat de les conques internes de Catalunya. Això significa que, a la major part de la península Ibèrica, els esdeveniments extrems augmentaran.

Les zones litorals

Un dels resultats ben coneguts, i àmpliament difós, relacionat amb els impactes del canvi climàtic és l'ascens del nivell del mar. Aquest efecte es deu essencialment a la dilatació tèrmica de l'aigua produïda per l'augment de la temperatura de l'aire i per la contribució de la fusió dels casquets glacials i geleres continentals. Els registres dels mareògrafs tenen poca història i, per tant, s'han de prendre amb molta precaució, però en qualsevol cas mostren una tendència a l'alça. Efectivament, durant el període que va del 1990 al 2000, el mareògraf d'Alacant va mesurar un ascens d'uns 6,5 mm/any, registre molt semblant al del mareògraf de l'Estartit, que durant el mateix període va mesurar un ascens de 6 mm/any. Els mareògrafs del Cantàbric, en canvi, registren ascensos més alts de 10-15 mm/any. Això produeix un impacte important, especialment als deltes i als aiguamolls de casa nostra. En la major part d'escenaris futurs, la penetració de l'aigua dolça per la llera dels rius donarà lloc a una falca salina i a un augment de la salubritat de les aigües superficials en èpoques de cabals baixos, la qual cosa probablement també produirà un deteriorament dels cabals subterranis (Mas-Pla, 2003).

Conclusions

Pel que fa a escala global, durant els propers anys hi haurà un progrés considerable en l'anàlisi dels canvis climàtics ràpids que portarà a millorar els models de simulació del clima i, a

la vegada, a una millor comprensió dels impactes del canvi climàtic en els recursos hídrics i, especialment, en la circulació termohalina a l'oceà. Pel que fa a l'àmbit local, malgrat que encara no es pot dir que hi hagi constància d'un senyal de canvi climàtic pel que fa a les precipitacions, sembla molt clar que els canvis en la disponibilitat dels recursos hídrics serà un dels principals problemes associats als futurs canvis ambientals. Això comportarà que els canvis estacionals en els episodis pluviomètrics induïxin a una disminució de l'aigua infiltrada al sòl i a la generació d'avingudes. Així mateix, es preveuen etapes amb els cabals dels rius baixos durant llargs períodes, la qual cosa faria baixar els nivells freàtics a causa dels problemes en la recàrrega dels aqüífers.

Referències bibliogràfiques

- ALLEY, Richard B.; CLARK, P. U. (1999). «The deglaciation of the Northern Hemisphere: A global perspective». *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, vol. 27, p. 149-182.
- ALLEY, Richard B. [et al.] (2002). *Abrupt Climate Change: Inevitable Surprises*. Washington, D. de C.: National Academy Press.
- AYALA-CARCEDO, Francisco J.; IGLESIAS, A. (2000). «Impacto del posible cambio climático sobre los recursos hídricos, el diseño y la planificación hidrológica en la España peninsular». A: BALAIRON, L. [ed.]. *El cambio climático*. Madrid: Servicio de Estudios del BBVA, p. 201-222.
- CLARK, Peter U. [et al.] (2002). «The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change». *Nature*, vol. 415, p. 863-869.
- GONZÁLEZ-HIDALGO, J. C. [et al.] (2001). «Spatial distribution of seasonal rainfall trends in a western mediterranean area». *International Journal of Climatology*, vol. 21, p. 843-860.
- GRACIA, Carlos A. [et al.] (2002). «El cambio climático y la reducción de la reserva de agua en el bosque mediterráneo». *Ecosistemas* [en línia], núm. 2. <<http://www.aet.org/ecosistemas/022/investigación4.htm>>
- HOUGHTON, John T. [ed.] (2001). «Intergovernmental Panel on Climate Change». A: *IPCC Third Assessment Report: The Scientific Basis*. Cambridge: Cambridge University Press.
- LANA, Xavier [et al.] (2001). «Patterns of monthly rainfall shortage and excess in terms of the standardized precipitation index for Catalonia (NE Spain)». *International Journal of Climatology*, vol. 21, p. 1669-1691.
- (2003). «Trends affecting pluviometric indices at the Fabra Observatory (Barcelona, NE Spain) from 1917 to 1999». *International Journal of Climatology*, vol. 23, p. 315-332.
- LORENTZ, Edward N. (1963). «Deterministic non-periodic flow». *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 20, p. 130-141.
- MCCARTHY, James J. [et al.] [ed.] (2001). «Intergovernmental Panel on Climate Change». A: *IPCC Third Assessment Report: Impacts, Adaptation, and Vulnerability*. Cambridge: Cambridge University Press.

- MAROTZKE, Jochem (2000). «Abrupt climate change and thermohaline circulation: Mechanisms and predictability». *PNAS*, vol. 97, p. 1347-1350.
- MARTÍN VIDE, Javier (2005). «Factors geogràfics, regionalització climàtica i tendències de les sèries climàtiques a Catalunya». A: LLEBOT, J. E. [ed.]. *Informe sobre el canvi climàtic a Catalunya*. P. 81-111.
- MAS-PLA, Josep (2005). «Recursos hídrics, dinàmica hidrològica i canvi climàtic». A: LLEBOT, J. E. [ed.]. *Informe sobre el canvi climàtic a Catalunya*. P. 485-516.
- MILANKOVITCH, Milutin (1920). *Theorie Mathematique des Phenomenes Thermiques produits par la Radiation Solaire*. París: Gauthier-Villars.
- PEIXOTO, José P.; OORT, Abraham H. (1984). «Physics of Climate». *Reviews of Modern Physics*, vol. 56, p. 365-429.
- PUJOL, Toni; LLEBOT, Josep Enric; FORT, Quim (2000a). «Extremal climatic states simulated by a 2-dimensional model. Part I: Sensitivity of the model and present state». *Tellus*, vol. 52A, p. 422-439.
- (2000b). «Extremal climatic states simulated by a 2-dimensional model. Part II: Different Climatic Scenarios». *Tellus*, vol. 52A, p. 440-454.
- SELLERS, W. D. (1969). «A global climate model based on the energy balance of the earth-atmosphere system». *Journal of Applied Meteorology*, vol. 8, p. 392-400.
- STOCKER, Thomas F.; SCHMITTNER, Andreas (1997). «Influence of CO₂ emission rates on the stability of the thermohaline circulation». *Nature*, vol. 388, p. 862-865.
- STOMMEL, Henry (1961). «Thermohaline convection with two stable regimes of flow». *Tellus*, vol. 13, p. 224-230.