

# Canvi climàtic i recursos hídrics

JERONI LORENTE I CASTELLÓ  
Universitat de Barcelona

## Introducció

Una de les característiques més importants del clima és el règim de precipitacions que produeix, tant pel que fa als valors mitjans de la pluviometria, o en relació a determinats trets d'aquesta, com són la seva intensitat, freqüència, estacionalitat, forma de la precipitació (pluja, neu, calamarsa o pedra), caràcter tempestuós, etc. Les variables que determinen el clima, temperatura, pressió, humitat i precipitació, estan tan íntimament inter-relacionades, que qualsevol variació d'una d'elles té repercussions en les altres. És per això que un canvi climàtic com el que ara s'està experimentant amb l'escalfament global de l'atmosfera, a causa de l'augment de l'efecte d'hivernacle que produeix la massiva emissió a l'atmosfera de gasos procedents de la combustió de productes derivats del petroli, ha de tenir efectes sobre la distribució de la precipitació i, per tant, en el cicle hidrològic als diversos indrets del nostre planeta. Aquesta alteració del cicle hidrològic és una de les més difícils de quantificar, donada la complexitat dels diferents factors implicats en el procés de precipitació. No obstant, el seu coneixement o si més no la tendència observada i esperada en el clima del futur, és de la màxima rellevància per a la societat, ja que pot tenir conseqüències importants en la disponibilitat dels recursos hídrics, cada vegada més necessaris en un món en ràpida expansió demogràfica. El present treball tracta de sintetitzar l'estat d'aquesta problemàtica en el marc dels resultats dels models aplicats a l'estudi del canvi climàtic antropogènic.

## El clima i els canvis climàtics

Des del punt de vista energètic, es podria dir que el clima representa la resposta del sistema Terra-atmosfera al balanç d'energia solar i terrestre. La radiació solar constitueix l'única font d'energia externa que rep el sistema. Al cim de l'atmosfera la irradiància solar incident val  $1.367 \text{ W/m}^2$ , valor que canvia molt poc al llarg dels anys i per això s'anomena *constant solar*. Promitjant a tota la superfície del planeta, això representa que al cim de l'atmosfera arriba la quarta part de la constant solar, és a dir,  $341,7 \text{ W/m}^2$ . Al seu pas per l'atmosfera, la llum solar pateix un seguit de fenòmens (absorció i difusió de la radiació pels gasos atmosfèrics, les partícules presents a l'aire i els núvols) que determinen l'atenuació de la radiació quan aquesta arriba a la superfície terrestre, on la radiació en part s'absorbeix pel terra i en part es reflecteix de manera difusa, en major o menor grau depenent de les característiques de la superfície. L'*albedo* de la superfície, que representa el quocient entre l'energia reflectida i la incident en la superfície, permet determinar aquesta fracció reflectida: un albedo del 100% implica que es reflecteix tota la radiació incident, mentre que si val 0 vol dir que tota l'energia que arriba a la superfície és absorbida. A escala planetària, el

valor de l'albedo és del 31%, és a dir, de tota l'energia solar incident al nostre planeta, el 31% es reflecteix cap a l'espai. Les majors contribucions a l'albedo provenen dels núvols (alguns dels quals reflecteixen més del 90% de la llum solar que els hi incideix) i de les zones de la superfície terrestre cobertes per neu o gel. Els oceans tenen albedos inferiors al 10%, mentre que en el cas del terra depèn molt del tipus de sòl i de la seva coberta vegetal.

El balanç energètic del sistema s'aconsegueix per l'emissió de radiació d'ona llarga (anomenada radiació terrestre) per part del terra i l'atmosfera. Per tant, si la radiació solar total absorbida pel nostre planeta és el 69% de la incident (o sia uns 235 W/m<sup>2</sup>), aquesta mateixa energia és la retornada cap a l'espai en ona llarga. Plantejat el balanç entre energia solar entrant i la que surt, tenint en compte la reflectida degut a l'albedo, la temperatura mitjana en la superfície terrestre seria d'uns -18°C, un valor molt baix. No obstant això, la temperatura mitjana observada en superfície és de l'ordre dels 15°C. Aquesta notable diferència es deu a que no hem tingut en compte l'efecte d'hivernacle de l'atmosfera, pel qual alguns gasos atmosfèrics (el vapor d'aigua, el diòxid de carboni, els CFC, l'ozó i d'altres gasos minoritaris), en rebre la radiació d'ona llarga emesa pel terra, l'absorbeixen i tornen a emetre radiació en totes direccions, fent que part d'aquesta retorni de nou a la superfície. Aquest efecte fa que les condicions atmosfèriques a la superfície de la Terra siguin més idònies pels processos biològics que les que hi hauria sense ell i és per tant beneficiós.

Ja que en el balanç d'energia influeix la composició de l'atmosfera i les característiques de la superfície terrestre, qualsevol canvi d'aquests, o de la irradiància solar, nuvolositat mitjana, etc. han de produir diferent balanç energètic (veure figura 1, pàgina 139). Això ha fet que al llarg de la història s'han anat succeint diferents canvis de clima amb l'evolució d'aquests variables a escala planetària. Generalment els canvis climàtics naturals han trigat centenars o milers d'anys en produir-se, exceptuant els deguts a augments sobtats de l'activitat volcànica (que injecta a l'atmosfera enormes quantitats de fines partícules aerosols que atenuen la radiació solar i produeixen un refredament climàtic) o els canvis deguts a l'impacte de grans meteorits que també van produir catàstrofes climàtiques pels augments de les partícules aerosols causats per l'impacte.

### **El canvi climàtic actual**

Actualment l'activitat humana ha fet possible un gran nombre de canvis en les propietats del sistema Terra-atmosfera, com són, d'una banda, l'alteració de la composició atmosfèrica que produeixen les contínues emissions de gasos procedents de les combustions de productes fòssils derivats del petroli, i d'altra banda els canvis de l'ús dels sòls, amb deforestacions de gran abast com succeeix a la selva amazònica, certs tipus de conreus, embassaments, etc., els quals poden ser tan importants a escala planetària que poden modificar el balanç energètic natural i per tant produir un canvi climàtic de tipus antropogènic. Com que l'efecte dels gasos emesos és generalment augmentar l'absorció de radiació d'ona llarga, característica de l'efecte d'hivernacle, aquests gasos s'anomenen *gasos hivernacle* i la modificació del clima corresponent es coneix com a *forçament radiatiu del clima*.

El forçament radiatiu del clima produït per l'activitat humana comporta un augment de la temperatura mitjana de l'aire a prop del terra, fet conegut com *escalfament global*. Els

principals trets que les observacions dutes a terme durant el segle xx permeten deduir són, segons l'últim informe del *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC, 2001), les següents:

a) *Concentracions i forçament radiatiu de gasos hivernacle:*

- 1) Diòxid de carboni ( $\text{CO}_2$ ):
  - Increment del 30% des de l'any 1750.
  - Increment actual: 1,5 parts per milió (ppm) a l'any (0,4%/any) sense precedents els últims 20.000 anys.
  - La concentració de  $\text{CO}_2$  present és més gran que durant els últims 420.000 anys.
  - Les 3/4 parts de les emissions són causades per l'ús de combustibles fòssils.
  - 1/4 de les emissions són causades pels canvis d'ús del sòl i la deforestació.
  - 1/2 de les emissions s'absorbeixen per l'oceà i el terra.
  - El forçament radiatiu degut al  $\text{CO}_2$  pel període 1750-2000 ha estat de  $1,46 \text{ W m}^{-2}$ .
- 2) Metà ( $\text{CH}_4$ ):
  - Increment del 150% des de 1750.
  - La concentració de  $\text{CH}_4$  present és més gran que durant els últims 420.000 anys.
  - Forçament radiatiu (1750-2000):  $0,48 \text{ W m}^{-2}$ .
- 3) Cloro-fluoro-carburs (CFC):
  - Disminueixen des de 1995 (Protocol de Montreal i següents).
  - Els substituïts són gasos hivernacle.
  - Forçament radiatiu (1750-2000):  $0,34 \text{ W m}^{-2}$ .
- 4) Òxid nítrós ( $\text{N}_2\text{O}$ ):
  - Increment del 17% des de 1750.
  - ( $\text{N}_2\text{O}$ ) present major que durant els últims 1.000 anys.
  - 1/3 són emissions antròpiques.
  - Forçament radiatiu (1750-2000):  $0,15 \text{ W m}^{-2}$ .
- 5) Ozó troposfèric:
  - Increment del 36% des de 1750.
  - Són emissions antròpiques.
  - Forçament radiatiu (1750-2000):  $0,35 \text{ W m}^{-2}$ .
- 6) Ozó estratosfèric:
  - Disminució des de 1979 a 2000 a causa CFC.
  - Forçament radiatiu:  $-0,15 \text{ W m}^{-2}$ .

*Total del forçament radiatiu dels gasos hivernacle:  $2,43 \text{ W m}^{-2}$ .*

b) *L'escalfament global en el segle xx (3r informe IPCC):*

Com a conseqüència del forçament radiatiu antropogènic, l'efecte d'hivernacle ha augmentat, de manera que s'ha observat un increment de la temperatura mitjana global de l'aire en la superfície terrestre (veure figura 2, pàgina 139). Els principals trets d'aquest escalfament són:

- Augment global de la temperatura mitjana de l'aire a prop del terra:  $0,6^\circ\text{C}$ .
- L'increment de la temperatura en el segle xx: el més gran en els darrers 1.000 anys.
- Els anys 90: dècada més càlida (1998: any més càlid).



- Temperatures extremes en superfície:
  - T mínima: increment de 0,2°C/dècada entre 1950-93.
  - T màxima: increment de 0,1°C/dècada entre 1950-93.
- Increment de T a la troposfera (0,1°C/dècada 1950-93).
- Increment de T a la troposfera: influït també per altres emissions com les partícules aerosols.

### Escenaris d'emissions del segle XXI

Les simulacions del clima del futur es fan mitjançant l'ús de models numèrics que tenen en compte les propietats del sistema climàtic i les alteracions previstes que l'home hi pot infligir. Per això es consideren diversos escenaris. Els considerats per l'IPCC (2001) són els següents:

#### A1:

- Món en ràpid creixement econòmic i població en augment.
- Introducció ràpida de tecnologies més eficients.
- A1F1: ús intensiu energia fòssil.
- A1T: fonts d'energia no fòssils.
- A1B: fonts d'energia combinades.

#### A2:

- Món molt heterogeni, fragmentat amb escassa convergència i població en augment.
- Desenvolupament econòmic regional.

#### B1:

- Món convergent amb població estable que disminueix a meitat de segle.
- Augment energies eficients i netes.

#### B2:

- Món amb solucions mediambientals i creixement sostenible.
- Augment de la població global.

Els diversos escenaris considerats fan que tant l'escalfament global com les altres alteracions climàtiques siguin diferents. Per això quan es mostren les gràfiques d'escalfament i de l'evolució de les variables s'indiquen a quins escenaris es refereixen. Lògicament l'escenari més desfavorable, és a dir, el que més alteracions produeix és el que correspon a les majors emissions, en aquest cas el A1F1.

### El cicle hidrològic

A més de la temperatura, el canvi climàtic pot haver produït notables variacions en la pluviometria i d'altres variables relacionades amb l'aigua. L'aigua, component essencial en tots els processos biològics, té al nostre planeta un cicle molt actiu, que anomenem *cicle hidrològic*, el qual representa tot el seguit d'importantes transformacions que pateix des de la seva evaporació als mars i oceans fins que torna a ells. A la taula 1 es mostra l'estimació de les reserves d'aigua al món. En aquest cicle, en el qual inverteix uns 8 dies, intervé en un

gran nombre de processos que van acompanyats d'importants intercanvis energètics d'extraordinària repercussió meteorològica.

Taula 1. Estimacions de la quantitat d'aigua al món (L'vovich, 1979).

|  | Volum<br>(Milions de km <sup>3</sup> ) | (%) Total |
|--|--|-----------|
| Oceans                                 | 1.370                                  | (94,2)    |
| Aigua subterrània                      | 60                                     | (4,13)    |
| Criosfera<br>(Capes de gel i glaceres) | 24                                     | (1,65)    |
| Aigua superficial                      | 0,28                                   | (0,019)   |
| Humitat del terra                      | 0,08                                   | (0,0055)  |
| Rius                                   | 0,0012                                 | (0,00008) |
| Vapor a l'atmosfera                    | 0,014                                  | (0,00096) |

### Núvols i precipitació

Els núvols i la precipitació són components primordials del cicle hidrològic. Els *núvols* estan constituïts per un conjunt molt nombrós de petitíssimes gotes d'aigua (amb radi de l'ordre de 10µm) o cristalls de gel de similars dimensions, en suspensió a l'atmosfera. Aquestes gotes i cristalls, en un nombre aproximat de 10<sup>9</sup> per m<sup>3</sup>, reflecteixen difusament la llum que reben del Sol o de la Lluna (i de fonts artificials de llum com les ciutats de nit) adoptant, en funció de la il·luminació rebuda, diferents tonalitats de color (veure figura 3, pàgina 140).

Abans, però, de referir-nos a la seva estructura convindria resumir algunes idees sobre els processos de condensació del vapor d'aigua a l'atmosfera. Per a cada temperatura hi ha una pressió parcial màxima,  $e_w$ , que pot exercir el vapor d'aigua, anomenada pressió saturant o d'equilibri entre la fase vapor i la líquida. Aquesta pressió és creixent amb la temperatura i ve representada a la figura 3.

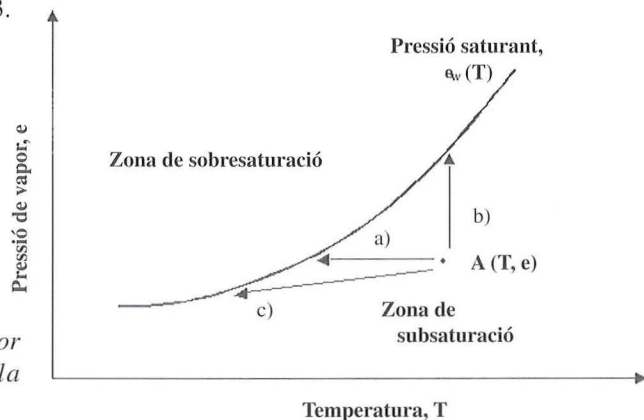


Figura 4. Pressió de vapor de l'aigua en funció de la temperatura

Per assolir la saturació, l'aire ha d'evolucionar fins que la seva pressió de vapor sigui  $e_w$ , és a dir, que el seu punt representatiu toqui la corba  $e_w(T)$ . Evidentment, hi ha teòricament infinites maneres de fer-ho, però les més corrents són:

- Saturació per refredament isobàric, que correspon a l'evolució a) de la figura 1. L'aire amb pressió de vapor  $e$  es refreda mentre la pressió resta constant, fins que la temperatura arriba a un cert valor  $T_d$  en què es compleix que  $e_w(T_d) = e$ . Aquesta temperatura  $T_d$  s'anomena punt de rosada, encara que només sigui necessari assolir-la a la superfície dels cossos exposats a la intempèrie per a la formació de rosada.
- Saturació per evaporació, produïda a temperatura constant,  $T$ , quan augmenta la pressió de vapor fins  $e = e_w(T)$ . Aquest procés és poc freqüent a l'atmosfera, ja que necessita una continuada evaporació d'aigua, la qual cosa és difícil si  $T$  es manté constant.
- Saturació per ascens *adiabàtic* (evolució c). Aquest procés d'ascens de l'aire sense intercanvi d'energia amb l'ambient és el que correspon a la manera més freqüent de formació de núvols. Quan l'aire puja adiabàticament es refreda i, encara que la seva pressió de vapor disminueix una mica, la disminució de  $e_w(T)$  és més gran i acaben per igualar-se.

La condensació sense la presència prèvia de la fase líquida s'esdevé amb la formació de gotes d'aigua que en principi són submicroscòpiques. Aquest procés s'anomena nucleació i es realitza gràcies a la intervenció de cert tipus de partícules anomenades *nuclis de condensació*. L'eficàcia dels nuclis de condensació per a formar embrions de gotes nuvoloses depèn de l'acció de dos efectes: a) un efecte de dissolució que facilita la condensació del vapor sobre els nuclis que, en ser higroscòpics, han absorbit prèviament aigua que els ha anat dissolent. En aquestes condicions, la condensació s'afavoreix per la disminució de la pressió saturant a les dissolucions; b) un efecte de grandària, proporcionant embrions de gotes de grandàries propers o superiors al crític per a humitats lleugerament superior al 100%.

En principi, qualsevol partícula existent a l'atmosfera podria actuar com a nucli de condensació, si hi ha la humitat adequada pel seu tamany i higroscopicitat. No obstant això, algunes partícules atmosfèriques són massa grans, de manera que tenen un temps de residència molt petit i no serveixen com nuclis de condensació. Altres són massa petites o són hidròfobes i tampoc serveixen. Resulta, doncs, que només un petit percentatge de les partícules atmosfèriques pot actuar com a nuclis de condensació. Malgrat tot, l'abundància de nuclis de condensació a l'atmosfera està sempre garantida, perquè aquesta conté suspeses de gran nombre de partícules, constituint l'anomenat *aerosol atmosfèric*, encara que de vegades el mot aerosol s'utilitzi també com a sinònim de partícula. Les grandàries de les partícules estan compreses dins d'un gran interval, que va des d'agregats de poques molècules (amb radis al voltant de  $10^{-3} \mu\text{m}$ ) fins a  $100 \mu\text{m}$ .



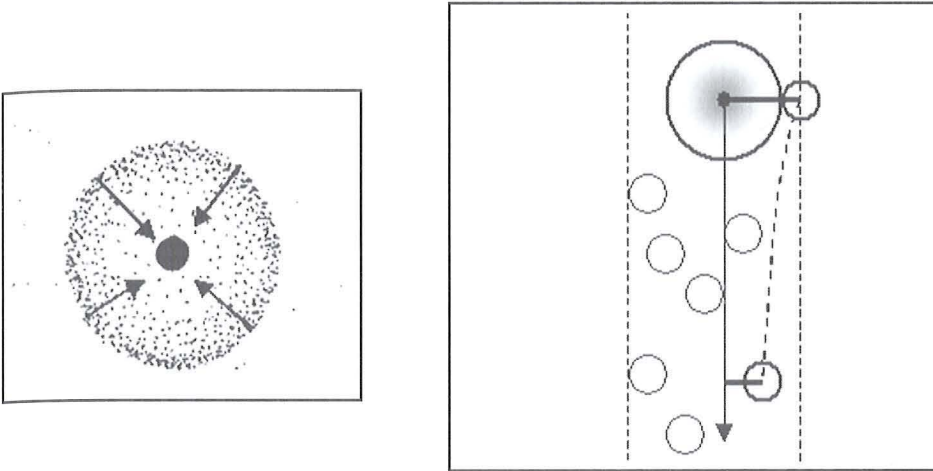


Figura 5. Esquema del creixement d'una gota de núvol per difusió en un ambient sobresaturat. Les molècules de vapor es dirigeixen cap a la gota a causa de llur menor concentració a prop de la superfície d'aquesta. A la dreta, esquema del creixement de les gotes.

Un cop superada la grandària d'embrí, les gotes creixen fins a assolir els tamany típics de les gotes nuvoloses, de l'ordre de  $10\mu\text{m}$ . Aquest creixement es realitza per difusió del vapor cap a la gota, a causa de la sobresaturació existent dins d'aquest ambient, més inferior a prop de la superfície de la gota per la captació de les molècules de vapor (figura 2). La saturació final és una població de gotes competint pel vapor fins a arribar a l'equilibri, amb  $U = 100\%$ . Després d'aquest creixement llur grandària és molt semblant, d'uns  $10\mu\text{m}$ . A partir d'aquestes grandàries, el creixement té lloc mitjançant processos de xoc i captura d'unes gotes amb d'altres. El procés té lloc com a conseqüència de la diferent resposta de les gotes a les forces gravitatòries, elèctriques, etc., quan algunes es diferencien d'altres, fonamentalment per la seva mida. Les més grans, formades pel xoc fortuït de dues semblants, per condensació sobre nuclis gegants o per la fusió dels cristalls de gel existents dins del núvol, capturen les més petites i van creixent en el seu recorregut dins d'aquell.

La caiguda dels productes de condensació, gotes d'aigua o cristalls de gel formats als núvols constitueix la *precipitació*. Aquesta es duu a terme quan els corrents ascendants de núvol no són capaços de mantenir dins del núvol les gotes o cristalls més grans, o quan algun corrent descendent els arrossega. Per això les grandàries de gotes i cristalls assolits en abandonar el núvol depèn fonamentalment de la dinàmica d'aquest. Si els corrents ascendants són forts, mantindran més temps les partícules de precipitació dins del núvol i llur creixement serà major. Si comparem les grandàries de les gotes nuvoloses amb les gotes de pluja veiem que aquestes són d'un radi de 100 vegades, o més, que les primeres, la qual cosa representa, en volum, que una gota de pluja és més d'un milió de vegades major que una goteta de núvol.

Si els corrents dins del núvols no són capaços de mantenir les partícules de precipitació fins a un cert tamany, aquestes tenen molt poca probabilitat d'arribar al terra, ja que s'evaporen completament en el seu recorregut per l'aire sota el núvol. Això és el més

freqüent: veiem moltes vegades núvols i moltes menys precipitació. La base difuminada d'alguns núvols o, en alguns casos, el vel o cortina que tenen per dessota ("virga") ens mostra la caiguda de gotes o cristalls de gel que no arriben al sòl.

Com veiem, el procés de precipitació és d'una gran complexitat. La seva dependència de les condicions de la temperatura, pressió, humitat i vents fa que pugui variar notablement amb qualsevol canvi d'aquestes variables.

L'*escolament* de l'aigua de pluja és un altre component del cicle hidrològic. D'una banda existeix un escolament superficial que és molt dependent del terreny i de la intensitat de pluja. D'altra banda tenim la infiltració de l'aigua, més o menys profunda segons el tipus de terreny per on circula l'aigua.

Pel que fa a un altre dels components del cicle hidrològic, l'evaporació, és un procés molt lligat a la humitat relativa de l'ambient i també a la temperatura. A banda de l'evaporació de l'aigua dels mars, rius o llacs per la radiació solar incident, cal afegir l'*evapotranspiració*, és a dir, la pèrdua d'aigua que té lloc a la superfície dels vegetals (veure figura 6, pàgina 140).

### **Escalfament global i precipitacions**

Qualsevol variació climàtica que afecti alguna de les variables, com és el cas de la temperatura en l'escalfament global, té repercussions en la resta de variables climàtiques i per tant en el cicle hidrològic. Un augment de la temperatura global fa que també augmenti l'evaporació de l'aigua, ja que aquesta depèn de l'energia cinètica de les molècules del líquid i, quan més alta és la temperatura tant més gran és aquesta energia. D'altra banda, l'aire pot contenir més vapor d'aigua per arribar a la saturació quant més calent estigui. Així, al nivell del mar i a 0°C l'aire pot contenir com a màxim tan sols uns 3,5 grams de vapor per kg d'aire sec, mentre que a 15°C aquest contingut és una mica superior als 10 grams i a 30°C ja pot contenir uns 27 g de vapor. Com a conseqüència, si la quantitat de vapor present a l'aire augmenta degut a un escalfament global, augmentaria també la precipitació a escala global. Seria com una mena d'acceleració del cicle hidrològic, és a dir, més evaporació, més condensació i més precipitació. Malgrat que l'escalfament global durant el segle xx ha estat només de 0,6°C, aquest increment representa un augment de quasi 1 g per kg en la proporció màxima de vapor que pot contenir l'aire.

A més de la influència de la temperatura en la precipitació, cal tenir en compte altres efectes molt relacionats amb l'activitat humana. Un dels principals correspon a l'efecte que produeixen les partícules aerosols, és a dir, les petites partícules en suspensió a l'aire que s'injecten per una gran varietat de processos industrials i com a conseqüència de la combustió de productes derivats del petroli.

L'augment de la concentració d'aerosols atmosfèrics és ben palès en les imatges de satèl·lit, on es pot fer un seguiment de les trajectòries de les masses d'aire amb un alt contingut d'aerosols procedents de zones amb ús massiu de combustibles fòssils. L'efecte d'aquestes partícules en el clima és molt variat. A grans trets es podria dir que produeixen un refredament de l'aire en atenuar la radiació solar que travessa l'atmosfera. És el que va passar amb motiu d'erupcions volcàniques del tipus "explosiu", o sia, aquelles capaces d'injectar a l'estratosfera enormes quantitats de partícules de diàmetre inferior a 0,1  $\mu\text{m}$ ,



que tenen un temps de residència a l'estratosfera molt gran (mesos o fins i tot anys en el cas de les més petites). Un altre efecte rau en l'efecte com a nuclis de condensació. Encara que una gran part d'aquestes partícules poden actuar com a nuclis de condensació i fer possible la formació de gotes de núvol, l'excés de nuclis no representa un augment de la precipitació, sinó més aviat al contrari: quan hi ha més gotes de núvol pot augmentar el contingut líquid del núvol però hi ha menys probabilitat de que les gotes tinguin un creixement per arribar a la grandària que es necessita per convertir-se en gotes de pluja, és a dir, per a tenir un diàmetre mínim per arribar a la superfície terrestre sense evaporar-se del tot. Diverses investigacions dutes a terme en masses d'aire de latituds subtropicals van mostrar una disminució significativa de la precipitació (Rosenfeld, 2000).

Els canvis a escala global observats en la humitat i nuvolositat durant les últimes dècades del segle xx es podrien resumir així:

- Augment del vapor d'aigua total a l'atmosfera.
- Augment del vapor d'aigua a l'estratosfera inferior.
- Humitat relativa: variacions molt depenents de l'àrea geogràfica.
- Augment de la capa de núvols (2% de la nuvolositat total).

Pel que fa a les observacions de la precipitació, els trets observats més destacables són:

- Augments de precipitació de 0,5-1%/dècada a mitjanes i altes latituds de l'hemisferi Nord en el segle xx.
- Augments de precipitació de 0,2-0,3%/dècada a latituds equatorials en el s. xx.
- Disminucions 0,3%/dècada a latituds subtropicals de l'hemisferi Nord en el s. xx.
- Augments de 2 a 4% en la freqüència de pluges severes a mitjanes i altes latituds de l'hemisferi Nord en el s. xx.
- Les sequeres a Àsia i Àfrica han augmentat en dècades recents.
- Disminucions a l'àrea subtropical (10-30°N) (0,3%/dèc.).

Segons l'últim informe de l'IPCC, la tendència anual de la precipitació durant el segle xx a l'est de la Península Ibèrica és de -10 a -20% per segle.

Alguns dels canvis observats pel que fa a fortes sequeres o inundacions cal atribuir-los a d'altres fenòmens no estrictament relacionats amb l'escalfament global, com el fenomen d'El Niño.

### **Projeccions del canvi de precipitació a latituds mitjanes**

L'aplicació dels models climàtics a l'escenari més probable d'escalfament global, dona distribucions de precipitació molt depenents de l'àrea geogràfica i amb un grau de confiança petit quan es vol obtenir la distribució a petita escala (veure figura 7, pàgina 141). En general, els models donen un augment de precipitació significatiu a zones d'alta latitud i augments també a les zones de baixa latitud, mentre que prediuen una disminució a les zones subtropicals (Carter i al., 1999).

Pel que fa a les latituds mitjanes la resposta és més incerta, encara que gran part dels models coincideixen en alguns trets destacables:

- La precipitació a l'àrea mediterrània variarà poc, probablement augmentarà una mica a l'hivern però disminuirà a l'estiu.
- L'evapotranspiració augmentarà, sobretot a l'estiu (terra més sec).
- L'escolament superficial augmentarà a l'hivern per la desfeta prematura de la neu a les zones de muntanya.
- El cabal dels rius pot augmentar en episodis càlids de pluges de l'hivern, però probablement disminuirà a l'estiu.

### **Impacte del canvi climàtic en els recursos hídrics**

A causa de la gran irregularitat de la distribució de les precipitacions (hi ha països en què la pluviometria anual supera els 10.000 L/m<sup>2</sup> i d'altres en que no hi arriba a 100), la situació de les conques hidrogràfiques en relació als nuclis de població o les zones agrícoles, la possible contaminació dels aqüífers, etc., el problema de la manca d'aigua ha estat sempre com un dels principals des del punt de vista socioeconòmic, determinant grans extensions de la superfície terrestre amb una escassetat d'aigua tan gran que ha causat de manera endèmica situacions desoladores de fam i malnutrició. En un món en ràpida expansió demogràfica que cada vegada necessita més aigua potable, la possibilitat de que un canvi climàtic pugui contribuir a magnificar aquest problema és una amenaça que penja sobre grans àrees del planeta. A banda de l'aigua necessària per al consum de la població, ús agrícola, industrial, etc., cal tenir en compte que els magatzems naturals d'aigua (rius, llacs, aqüífers, etc.) precisen d'uns cabals ecològics que s'han de respectar, si no es vol malmetre l'equilibri ecològic. Per això és preocupant quan un país consumeix una part insostenible de les seves reserves renovables. Un dels indicadors més utilitzats en l'estudi de la disponibilitat de recursos hídrics és el nombre de població afectada per l'anomenat "estrés hídric", definit com una situació en la que un país o un col·lectiu utilitza més del 20% dels seus recursos hídrics totals.

Una primera anàlisi sobre la situació general pel que fa a disponibilitat de l'aigua ens permet constatar:

- Actualment uns 1.700 milions de persones (1/3 població mundial) viu a països amb escassetat d'aigua.
- El canvi climàtic previst podria fer disminuir el flux de corrents i la recàrrega de l'aigua subterrània a zones d'Àsia Central, Àfrica meridional i països limítrofs de la Mediterrània.
- Es preveu un fort augment de la demanda d'aigua degut a l'augment de la població i pel desenvolupament econòmic.
- Es preveu que la manca d'aigua afecti 5.000 milions de persones cap a l'any 2025.
- L'augment de l'evapotranspiració produirà més necessitat de regs agrícoles a moltes zones, sobre tot on no augmenti la precipitació.
- L'escalfament global pot fer deteriorar la qualitat de les aigües conjuntament amb la contaminació.

Prenent aquest índex d'estrés hídric com a indicador de l'escassetat d'aigua, cal indicar que, en un escenari d'emissions i ús de l'energia com l'actual, les previsions en matèria d'aigua disponible són preocupants: per l'any 2025, del total d'una població mundial estimada en uns 8.000 milions de persones, es calcula que la població dels països afectats per estrés hídric serà d'uns 5.000 milions, mentre que per l'any 2050 la població total prevista rondarà els 9.500 milions, dels quals uns 6.000 milions viuran a països amb problemes d'escassetat d'aigua disponible (Arnell, 2000).

L'increment de l'ús d'aigua de diferents sectors durant el segle xx i projeccions fins al 2020 (Raskin i al., 1997) és prou significatiu. Així, si a mitjans del segle xx l'aigua dedicada a l'agricultura arreu del món era d'uns 1.000 km<sup>3</sup> per any, a finals del segle xx era ja d'uns 2.500 km<sup>3</sup> i es preveu que durant el segle xxi aquest ritme d'augment s'accelerari. Tenint en compte l'increment d'altres usos de l'aigua com els dedicats a la indústria, sanejament, consum, etc., a finals del segle xx l'aigua total utilitzada superava els 4.000 km<sup>3</sup> anuals i les previsions per a mitjans del xxi són que s'aproximarà als 6.000 km<sup>3</sup>, és a dir pràcticament el doble que a finals del segle xx. Això representa que l'ús de l'aigua en un any seria per aquestes dates unes 5 vegades el volum total d'aigua existent als rius.

## Conclusions

Sembla clar que estem davant d'un clima global més càlid, degut als canvis que hem produït a la composició de l'atmosfera i a la seva superfície terrestre. Els canvis que com a conseqüència podem esperar en la distribució de les precipitacions arreu del món són encara incerts, però tot indica que apunten a una menor disponibilitat de l'aigua en les àrees de latitud mitjana, sobretot a les regions del sud d'Europa. Com que les necessitats d'aigua van en augment i la seva disponibilitat pot veure's minvada per la contaminació, sembla important l'adopció de mesures d'estalvi i racionalització dels recursos hídrics.

## BIBLIOGRAFIA

- ARNELL, N.W. (2000): «Impact of climate change on global water resources» dins *Report to Department of the Environment, Transport and the Regions*, 2, Southampton, University of Southampton, 53-60.
- CARTER, T. i altres (1999): «Representing uncertainty in climate change scenarios and impact studies», dins *ECLAT-2 Helsinki Workshop*, Norwich, Climatic Research Unit, 128-136.
- IPCC (2001): *Climate Change 2001, Third Assessment Report: The Scientific Basis*, Cambridge, Cambridge University Press.
- L'VOVICH, M.I. (1979): *World Water Resources and their Future*, AGU.
- RASKIN, P. i altres (1997): «Water Futures: Assessment of Long-Range Patterns and Problems», dins *Background Report for the Comprehensive Assessment for the Freshwater Resources of the World*, Estocolm, Stockholm Environment Institute, 78-89.
- ROSENFELD, D. (2000): «Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution», *Science*, 287, 1793-1796.