



CIÈNCIA I POLÍTICA DEL CANVI CLIMÀTIC

Josep Enric LLEBOT
Universitat Autònoma de Barcelona
Membre de l'Institut d'Estudis Catalans

1. INTRODUCCIÓ

Fins fa poc més de quinze anys no es tenia consciència que les activitats humanes podien afectar, globalment, el funcionament del planeta. Però l'any 1985 dos equips de científics atmosfèrics varen descobrir que el contingut d'ozó a l'estratosfera antàrtica davallava espectacularment durant els mesos de setembre i octubre. El fet que aquest fenomen es produís sobre el continent més allunyat de les zones del globus on s'emeten la major part de pol·luents, primer, va produir comentaris d'incredulitat, però, poc després, un cop confirmades les mesures i entès el fenomen, va provocar una intensa preocupació. Potser per primera vegada es constatava un problema ambiental global: les emissions a l'hemisferi nord d'uns compostos químics denominats CFC utilitzats en diverses aplicacions s'escampaven i difonien per tota l'atmosfera fins arribar a l'estratosfera antàrtica, on, a la primavera, catalitzaven unes reaccions destructores de l'ozó estratosfèric.

Com a conseqüència de la descoberta científica i de la importància del problema, nombrosos grups de científics d'arreu del món es posaren a investigar aquell esdeveniment. Al mateix temps, atesa la dimensió planetària del problema, els representants polítics dels governs dels països de l'ONU es reuniren i assoliren un acord, el protocol de Montreal —que posteriorment s'ampliaria en funció del progrés del coneixement científic— mitjançant el qual s'establien limitacions en la producció de CFC. El problema de l'ozó estratosfèric es coneix bé, i, en conseqüència,



científicament i políticament s'han establert acords internacionals elaborats amb l'objectiu de pal·liar-ne el problema.

Des d'aleshores, crec que s'ha pogut detectar un canvi en la concepció social dels problemes ambientals. Si bé hi continua havent una percepció local de la dimensió d'aquests problemes, la possibilitat que les activitats humanes alteren de forma significativa el funcionament del planeta ha esdevingut plenament patent.

En aquest article parlem del canvi climàtic, un exemple d'aquest darrer tipus de problemes. Fa força anys que s'estudia, i també fa uns quants anys que es fa política sobre el canvi climàtic. L'esdeveniment més important que es relaciona amb aquest darrer sentit és la creació l'any 1988, per les Nacions Unides i l'Organització Meteorològica Mundial, del IPCC, acrònim d'Intergovernmental Panel on Climate Change. Aquest és un grup que actua sota el paraigua de l'ONU, de científics naturals i socials que analitzen la producció científica que es fa arreu sobre temes que incideixen en el problema del canvi climàtic i que, periòdicament, hi emeten informes. D'alguna manera, el IPCC conforma l'opinió consensuada dels estaments científics i acadèmics sobre el canvi del clima associat a les activitats humanes, llurs impactes i les possibles estratègies de mitigació i adaptació. Els informes del IPCC són utilitzats pels responsables polítics com a referència per a l'elaboració d'acords internacionals que persegueixen incidir en la problemàtica del canvi climàtic.

L'any 1992, durant la Cimera de la Terra celebrada a Ríó de Janeiro es signà el *Conveni marc de les Nacions Unides sobre el canvi climàtic*, i l'any 1997 s'acordà a Kyoto, antiga capital imperial del Japó, el *Protocol de Kyoto del Conveni marc de les Nacions Unides sobre el canvi climàtic*, que, probablement, serà ratificat pel nombre de països suficient per a entrar en funcionament durant aquest any 2002.

En definitiva, la problemàtica associada al possible canvi del clima a causa de les activitats humanes té dues vessants mútuament relacionades: la científica i la política. En tot el que segueix, incidirem sobretot en la primera, en finalitzar, però, comentarem breument la segona.

2. ELS INICIS DE L'INTERÈS SOBRE EL CANVI CLIMÀTIC

Una definició senzilla i ràpida, que ens ve al cap intuïtivament, sobre què és el clima, es refereix al temps mitjà, és a dir, a una mitjana de les variables meteorològiques més importants (temperatura, precipitació, humitat, etc.). En definir una mitjana temporal, no obstant això, cal precisar els períodes de temps en els quals es calcula: dies, setmanes, mesos, anys. Tanmateix, si seguim amb definicions intuïtives, per a distingir meteorologia i climatologia es pot dir que la primera correspon al

coneixement del temps instantani, és a dir, al comportament de l'atmosfera en un temps inferior a deu dies, mentre que la segona estudia el comportament mitjà del sistema climàtic en escales de temps, en qualsevol cas, superiors als deu dies. De fet, és justament aquesta característica sobre el coneixement del temps mitjà la que ha provocat que la climatologia no haja estat, fins molt recentment, una disciplina d'interès entre la comunitat científica.¹

Si simplement fem una ullada a la història, el primer que parlà, en el sentit actual, de canvi climàtic d'origen antropogènic fou Svante Arrhenius,² un químic físic suec, que l'any 1896 presentà a la Societat de Física d'Estocolm una comunicació on suggeria que una reducció o un augment del 40% en la concentració d'un component molt minoritari de l'atmosfera (el diòxid de carboni, CO₂) podia provocar retroaccions que explicarien l'avançament o el retrocés de les geleres. El model formulat per Arrhenius era bastant simple i realitzava estimacions sobre la reflexió de la radiació per la superfície terrestre i pels núvols o les retroaccions produïdes per la capa de gel i de neu que, tenint en compte el coneixement actual, considerariem ingènues o, potser, fins i tot errònies. Arrhenius³ va concloure que la variació del contingut de CO₂ i de vapor d'aigua de l'atmosfera tenia una gran influència en l'equilibri energètic del sistema climàtic. Arribà a aquesta conclusió després de realitzar càlculs a mà, que comportaven entre 10.000 i 100.000 operacions, en el que avui anomenariem diferents escenaris d'emissions de CO₂. Realitzà els càlculs per a les quatre estacions de l'any tot discriminant la latitud i va concloure-hi: «si la quantitat de carbònic augmenta en progressió geomètrica, la temperatura augmentarà en progressió aritmètica». També Arrhenius va obtenir que la variació de la temperatura seria major a mesura que fos major la quantitat de diòxid de carboni i més alta la latitud, i que augmentaria més a l'hivern que a l'estiu. En general, Arrhenius va preveure un ascens de la temperatura d'entre cinc i sis graus celsius en duplicar-se el contingut atmosfèric de CO₂.

Sorpren el fet que les prediccions d'Arrhenius siguen tan semblants, des del punt de vista quantitatiu, als resultats actuals, obtinguts mitjançant els sofisticats models de circulació general. Probablement, en aquesta semblança recaiga, també, la consideració del físic suec, com l'iniciador del possible origen antropogènic del canvi climàtic actual. També Arrhenius parlà dels impactes. La seva visió, la d'una persona que vivia en un país sotmès als rigors d'un llarg i dur hivern, i l'observació positiva del progrés li feren pensar en l'impacte positiu d'un clima menys rigorós, que probablement podria facilitar el desplaçament cap a latituds altes determinades pràctiques agrícoles, que pal·liaren, en certa forma, el dèficit alimentari de l'època.



¹ LLEBOT, J. E., *El canvi climàtic*, Rubes, Barcelona, 1998.

² LLEBOT J. E., «Svante Arrhenius: els albers del canvi climàtic», en *Medi ambient. Tecnologia i cultura: Onze referències del pensament ambiental*, Generalitat de Catalunya, Barcelona, 2001.

³ ARRHENIUS, S., «On the influence of carbonic acid in the air upon de temperature of the ground», *Philosophical Magazine*, 41, 1896, p. 237-76.



3. ELEMENTS QUE FORMEN EL CLIMA

El sistema climàtic fou definit, en un document elaborat pel GARP (Global Atmospheric Research Program) de l'Organització Meteorològica Mundial l'any 1975, com el sistema format per l'atmosfera, la hidrosfera, la criosfera, la litosfera i la biosfera.⁴ Posteriorment a la convenció marc de les Nacions Unides sobre el canvi climàtic, signada a Ríó de Janeiro l'any 1992 (any també mític per a les qüestions ambientals) i que va entrar en funcionament el març de 1994, es defineix el sistema climàtic com l'atmosfera, la hidrosfera, la biosfera, la geosfera i les seves interaccions. Tot i que ambdues definicions, naturalment, són molt semblants, la darrera posa èmfasi en les interaccions. L'atmosfera, el sòl, els oceans, la superfície de l'aigua, la superfície de gel i de neu, la vegetació i altres éssers vius a l'oceà i al sòl, estan fortament acoblats i, justament, aquest acoblament fa molt complicada la seva modelització.

Sovint també avaluem el clima de forma excessivament simple, i ens interroguem sobre com canviarà la temperatura o el nivell del mar. Però les respostes que s'intenten donar des de la perspectiva de la modelització climàtica tenen a veure, també, amb aspectes més socials d'habitabilitat i de sostenibilitat que responen a preguntes com: serà l'aire respirable?; hi haurà suficient aigua per a beure i per a l'agricultura?; serà l'ambient suficientment confortable? Per a contestar aquestes preguntes caldrà, no només conèixer el funcionament del sistema climàtic, sinó també elaborar escenaris d'evolució del sistema socioeconòmic, és a dir, establir de forma clara les relacions entre el sistema climàtic i la societat humana.

L'atmosfera

L'atmosfera és el subsistema més dinàmic del sistema climàtic i, per tant, n'és el component més variable juntament amb el temps i l'espai, amb un temps característic de resposta que va de dies a setmanes. Està caracteritzada per una circulació general amb moviments en cercle més o menys organitzats i moviments turbulents aleatoris, especialment prop de la superfície terrestre. Si comparem les dimensions de l'atmosfera amb el radi de la Terra comprovem que l'atmosfera representa una fina pel·lícula viscosa d'aire adherida al planeta. La gravetat fa que l'aire tendisca a estratificar-se; és a dir, a distribuir-se en funció de la seva densitat: les més denses prop de la superfície i les menys denses en les zones més altes.

La composició de l'atmosfera és determinant per al clima terrestre. La interacció dels gasos atmosfèrics amb la radiació solar i amb la radiació emesa per la terra, caracteritza els fluxos d'energia a través del sistema climàtic. L'aire sec, és a dir, l'aire sense vapor d'aigua, és principalment una mescla de nitrogen (78,08%) i oxigen (20,95%); el següent gas més abundant és l'argó (0,93%). La resta de constituents atmosfèrics, molt

⁴ PEIXOTO, José P. - OORT, A. H., «Physics of climate», AIP, 1989.

importants per a l'absorció i l'emissió d'energia radiativa, no arriben a representar tots junts ni l'u per cent en volum de la massa atmosfèrica total. Entre aquests gasos hi ha, per exemple, el vapor d'aigua ($3,3 \times 10^{-3}\%$ de la massa atmosfèrica total, una fracció mínima de l'aigua que hi ha al sistema climàtic, aproximadament una de cada 100.000 parts), el diòxid de carboni ($5,3 \times 10^{-7}\%$), i l'ozó ($6,42 \times 10^{-7}\%$).

La temperatura de l'atmosfera és la variable climàtica per excel·lència. La temperatura mitjana de la superfície terrestre és de 15°C . Els extrems de la temperatura superficial registrats són aquests: el més fred, -89°C , mesurat a la base antàrtica de Vostok, situada a 3.450 m per sobre del nivell del mar i el més calent, 58°C , enregistrat a Al Aziziyah, Líbia. Les temperatures extremes mostren la variació de la temperatura existent des dels tròpics fins als pols. Verticalment la temperatura a l'atmosfera, en general, varia en funció de l'altura. Així, a la troposfera, als primers 10 a 15 km, on s'acumula el 80% de la massa atmosfèrica i pràcticament tot el vapor d'aigua, la temperatura disminueix a raó de $6,5^{\circ}\text{C}$ per quilòmetre. L'aire fred i més dens es troba a les zones altes de la troposfera, mentre que l'aire càlid i humit es troba en contacte amb el sòl. Per la seua densitat major, l'aire fred tendeix a caure i a reemplaçar l'aire calent que té a sota. Aquesta tendència dóna lloc a uns moviments verticals d'aire, característics de la troposfera, que determinen bona part de la meteorologia local. Els moviments verticals d'aire, anomenats moviments convectius, transporten calor i vapor d'aigua a les capes més altes, el vapor d'aigua, en disminuir la temperatura, es condensa formant els núvols. En mitjana, la temperatura a la part alta de la troposfera és d'uns -80°C .

La hidrosfera

La hidrosfera conté tota l'aigua en fase líquida del planeta. Inclou els oceans, els llacs interiors, els rius i les aigües subterrànies. És l'altre subsistema important en els estudis climàtics. És aquí on s'absorbeix la major part de la radiació solar incident, i com a conseqüència de la seva gran massa, i de la seva capacitat calorífica,⁵ constitueix una ingent reserva d'energia solar.

A causa de la seva inèrcia, els oceans actuen com un element regulador de la temperatura, que actua des d'una escala estacional (mesos) fins a una escala de segles i mil·lennis. L'oceà també és essencial a escala regional. La meitat de l'energia que es transporta de l'equador vers els pols prové del moviment dels oceans. L'aigua, comparada amb l'aire, té una gran inèrcia mecànica i tendeix a estratificar-se. La superfície de l'oceà, els primers 100-200 m, conté una capa ben barrejada, on es produeixen els intercanvis amb l'atmosfera i està separada de la resta de l'oceà per una zona de transició, anomenada termoclina. La circulació de l'aigua dels oceans és molt més lenta que la circulació atmosfèrica, la qual cosa fa que



⁵ Propietat que caracteritza el canvi de la temperatura que experimenta un objecte en funció de la quantitat de calor que absorbeix.



es formen patrons de moviment que es mantenen durant molt temps i que influencien el clima global terrestre. Els llacs, rius i les aigües subterrànies són també elements essencials per al cicle hidrològic, i influencien, de forma important, el clima en una dimensió regional i local.

L'atmosfera i els oceans estan fortament acoblats, interaccionen en moltes escales espacials i temporals intercanviant energia, vapor d'aigua i velocitat a través de la precipitació, l'evaporació o amb l'acció del vent, per exemple. Tanmateix, l'escala de temps en què reaccionen els oceans és molt més lenta que els temps característics dels fenòmens atmosfèrics. En efecte, el temps de resposta de l'oceà varia entre les setmanes i els mesos, quan estem parlant de moviments superficials d'aigua, i fins a segles o mil·lennis si parlem de les aigües profundes. Aquesta és una característica molt important que s'ha de tenir en compte a l'hora d'estudiar els models d'evolució del clima.

La criosfera

La criosfera està formada per tot el gel que es troba prop de la superfície terrestre. El 2% de l'aigua de la Terra està gelada i, d'aquest percentatge, el 80% és aigua dolça. La criosfera inclou els gels de Groenlàndia (8,6%) i de l'Antàrtida (89%), altres glaceres continentals i camps de neu. Actualment, en mitjana, el gel cobreix l'11% del territori continental i el 7% de l'oceà.

Els canvis estacionals a la criosfera produeixen grans variacions anuals i interanuals en l'escalfament dels continents, atesos els canvis en el valor de la reflectivitat respecte de la radiació solar. A causa de la seva baixa conductivitat tèrmica els gels actuen com aïlladors de calor, evitant l'emissió a l'atmosfera de considerables quantitats de radiació. L'extensió dels grans camps de gel no varia de forma tan ràpida perquè afecte el clima en una escala estacional o interanual; tanmateix, juga un paper important en el clima per a escales de temps de milers d'anys. Les seves variacions s'utilitzen en l'anàlisi dels períodes glacials i interglacials.

La litosfera

La litosfera està formada pels continents i el fons dels oceans. La terra emergida ocupa actualment el 30% de la superfície terrestre, de la qual el 70% correspon a l'hemisferi nord. La relació entre la terra emergida i els oceans ha anat canviant al llarg de la història de la Terra i és un factor important per a la determinació del clima global. De totes les components del clima, la litosfera té el temps de resposta més llarg, si s'exclou la fina capa superficial del sòl que respon als canvis tèrmics de l'atmosfera. Pel que fa als temps geològics propers, la litosfera pot considerar-se com a constant. La interacció amb l'atmosfera, pel que afecta al clima, es produeix de forma constant amb l'emissió de partícules de

pols o aerosols, i de forma violenta i puntual, amb les erupcions volcàniques. També l'evolució de les conques oceàniques és un factor important per a conèixer la variació del nivell del mar a les zones costaneres, un dels impactes més importants i polèmics de les previsions del canvi climàtic.

La biosfera

La biosfera la formen la coberta vegetal i la fauna. La vegetació altera la capacitat del sòl de retenir aigua, i modifica l'evaporació i l'albedo superficial. Té una incidència fonamental en el cicle del carboni, mitjançant la fotosíntesi i la respiració vegetal; globalment, és molt sensible als canvis en el clima i, justament seguint les seves restes fòssils és com s'ha aconseguit la major part de la informació climàtica del passat.

L'efecte del clima sobre la biosfera és de cabdal importància, ja que els humans depenem completament de la biosfera per a resoldre les nostres necessitats alimentàries. A la vegada, la vegetació i les condicions del sòl també afecten el clima. Aproximadament un terç de la superfície terrestre emergida s'utilitza per a cultius i per al creixement d'animals, un terç és tundra o desert i, l'altre terç correspon als boscos. Tanmateix, el paisatge del nostre món no és únicament conseqüència del clima, les activitats humanes han intervingut directament en la utilització del sòl, l'elecció del tipus de vegetació o conreus i la distribució d'usos del territori han modulats el clima i han estat modulades per aquest.

4. ELS CANVIS EN EL SISTEMA CLIMÀTIC

Termodinàmicament, el sistema climàtic no és un sistema aïllat sinó tancat, ja que rep l'energia del Sol en forma de radiació electromagnètica d'ona curta i emet radiació electromagnètica d'ona llarga, l'anomenada radiació terrestre. El clima de la Terra, doncs, està controlat per la radiació solar incident que absorbeix el planeta, i per la capacitat d'absorbir la radiació infraroja dels gasos que componen l'atmosfera. La radiació solar s'absorbeix principalment a la superfície de la Terra, i si es fa un balanç anual, la radiació absorbida s'equilibra amb la radiació emesa. Aquest balanç de radiació global, que està controlat per les característiques de la superfície i de l'atmosfera, per la geometria de l'òrbita de la Terra i per la variabilitat de la radiació solar, controla l'habitabilitat de la Terra, la temperatura mitjana i l'existència de l'aigua en els seus tres estats.

La composició de l'atmosfera terrestre, pel que fa als gasos que absorbeixen la radiació solar, no és constant, com tampoc no ho és l'energia que arriba a la Terra procedent del Sol. D'una banda, l'activitat del Sol segueix un comportament cíclic canviant i els paràmetres de l'òrbita de la Terra al voltant del Sol també varien de forma regular, de





manera que es constitueixen així els anomenats cicles de Milankowich.⁶ D'una altra banda, durant la història de la Terra la composició atmosfèrica ha canviat i ara, especialment, estem interessats per conèixer i preveure els efectes dels canvis de la composició atmosfèrica en els gasos que absorbeixen la radiació associats a les activitats humanes. Les variacions de l'activitat solar i les dels paràmetres orbitals de la Terra constitueixen un component important en la denominada variabilitat natural del clima. L'altre component associat a la variabilitat natural es nodreix dels canvis en el comportament dels sistemes terrestres que són causats per canvis geofísics, com les erupcions volcàniques i, en menor mesura, els incendis forestals.

Es pot dir que, en tota la història climàtica del planeta, el clima s'ha mantingut essencialment estable. En efecte, els canvis en la temperatura i d'altres variables climàtiques han estat lents i aperiòdics, ja que l'estabilitat depèn d'una altra característica important del sistema climàtic: els temps de resposta o el temps característic d'estabilització davant d'un forçament.

<i>Subsistema</i>		<i>Temps (s)</i>	
Atmosfera	Lliure	10^6	Desenes de dies
	Capa Límit	10^5	Un dia
Hidrosfera	Capa de barreja	10^7	Mesos - anys
	Oceà profund	$10^{10} - 10^{11}$	Centenars - milers d'anys
	Llacs i rius	10^6	Desenes de dies
Criósfera	Neu i la capa superficial de la neu	10^5	Un dia
	Gel marí	$10^6 - 10^{10}$	Dies - centenars d'anys
	Geleres	10^{10}	Centenars d'anys
	Escorça de gel	10^{12}	Milers d'anys
Biosfera		$10^6 - 10^{10}$	Dies - centenars d'anys
Litosfera		10^{15}	Milions d'anys

Temps característic d'estabilització dels sistemes⁷

El resultat de les dues escales temporals: la de la pertorbació i la de la resposta del sistema climàtic proporciona un variat espectre de variabilitat climàtica.

5. ELS ACOBLAMENTS ENTRE ELS SUBSISTEMES DEL CLIMA

La descripció quantitativa de l'evolució del sistema climàtic es duu a terme plantejant les equacions que relacionen les variables d'interès climàtic corresponents a cadascun dels sistemes climàtics. Aquestes equacions, teòricament, no són complicades i es poden obtenir a partir

⁶ BERGER, A., «Milankovith theory and climate», *Reviews of Geophysics* 26, 1988, p. 624-657.

⁷ McGuffie K. -HENDERSON-SELLERS, A., «Forty years of numerical modelling», *Int. J. Climatol.* 2, 2001, p. 1.067-1.109.

de les equacions de balanç de massa, de moment i d'energia, i de les equacions d'estat. Sintèticament són aquests: l'equació de conservació de la massa, que s'utilitza per a conèixer els canvis en la densitat o en la concentració d'un determinat component, en funció de les fonts externes i dels embornals, i té en compte els fenòmens de transport; l'equació de conservació del moment o l'equació de Newton- Navier-Stokes, que ens descriu el moviment de l'aire o de l'aigua; l'equació de conservació de l'energia que s'usa per a predir els canvis temporals de la temperatura i incorpora termes per al transport de l'energia, les fonts externes i els embornals externs d'energia; les equacions d'estat que descriuen la relació entre la pressió, la densitat i la temperatura o, en el cas de l'aigua de mar, la relació entre la salinitat i la temperatura i la densitat; l'equació hidrostàtica que ens dóna la variació del camp de pressió en funció de la densitat i de l'altura i, finalment, les equacions de continuïtat per a altres variables, com per exemple, la humitat específica, que relaciona la seva dinàmica amb les fonts i embornals.



Un cop plantejades les equacions, la resolució, normalment, mai no és analítica, llevat de casos molt particulars i, sovint, amb poc interès pràctic. Per aquesta raó s'ha de recórrer a les solucions numèriques i, en poques ocasions, a l'anàlisi al laboratori. Una causa addicional de complicació per a assolir una anàlisi completa del sistema climàtic és representada pels acoblaments entre els subsistemes que el componen. Aquests acoblaments produeixen els mecanismes de retroacció o *feedback*, que és una de les característiques més significatives del sistema climàtic.

Una retroacció és, en general, un mecanisme mitjançant el qual el resultat d'una pertorbació modifica la mateixa pertorbació que l'ha originat. Conseqüentment, el resultat pot ser una amplificació (retroacció positiva) o un esmoreïment (retroacció negativa) El sistema climàtic mostra ambdós tipus de retroaccions, de les quals a continuació oferim alguns dels exemples més representatius per al sistema climàtic:

Retroacció de Stefan-Boltzmann

És la retroacció més immediata a considerar en l'estudi del clima. La radiació del Sol arriba a la superfície terrestre i l'escalfa. La superfície terrestre emet radiació d'ona llarga proporcionalment a la quarta potència de la temperatura, que segueix l'anomenada llei de Stefan-Boltzmann. Com més gran és la temperatura del sòl major és l'emissió, per cada watt per metre quadrat addicional de radiació solar que arriba a la superfície terrestre, la temperatura augmenta 0,26 graus; per tant, si únicament es té en compte l'efecte d'emissió de radiació, la constant solar hauria d'augmentar un 1,6% per a produir un canvi d'un grau en la temperatura del planeta. Aquesta xifra mostra que, en base a aquest procés, el clima és molt estable, ja que, difícilment, s'assoliran canvis d'aquesta magnitud en la constant solar. Si tenim com a base aquest mecanisme, és també



difícil reproduir els canvis produïts durant el passat, la qual cosa ens indica, per tant, que en el sistema climàtic han d'haver-hi fenòmens de retroacció més intensos.

Retroacció del vapor d'aigua

Un dels processos de retroacció més importants del clima és la dependència del contingut màxim de vapor d'aigua que pot haver-hi a l'atmosfera amb la temperatura. A mesura que la temperatura augmenta, la quantitat de vapor d'aigua que pot contenir l'aire és més gran. El vapor d'aigua és el principal gas hivernacle natural i, per tant, l'augment del vapor d'aigua fa créixer la capacitat de l'atmosfera de captar energia terrestre, la qual cosa constitueix, doncs, una retroacció positiva.

Les relacions que ens proporciona la termodinàmica indiquen que un 1% de canvi en la temperatura (uns tres graus) s'associen amb un 20% de canvi en el contingut màxim de vapor d'aigua que pot contenir l'atmosfera. Tanmateix, s'observa que la humitat mitjana relativa de l'atmosfera a les latituds mitjanes i altes tendeix a romandre constant, fins i tot si l'aire experimenta grans variacions estacionals. Aquest fet ha comportat que, en molts models, sobretot els de baixa resolució, s'utilitze una humitat relativa de l'atmosfera constant, malgrat que la temperatura i la quantitat absoluta de vapor d'aigua hi augmenten. Tanmateix, els models de circulació general no han estat capaços de reproduir amb completa confiança aquest comportament de la humitat atmosfèrica relativa, a causa de les nombroses incerteses sobre el cicle hidrològic a la superfície, i sobre els fluxos de vapor d'aigua entre l'oceà i l'atmosfera.

Retroacció gel-albedo

A les latituds altes, el gel del mar és un gran modulador de l'intercanvi d'energia entre l'oceà i l'atmosfera. El gel és una superfície que actua, alhora, com aïllador i com a element reflectant de la radiació solar. A l'Àrtic, hi ha una bona part de la superfície de glaç permanent, fins i tot a l'estiu. A l'hivern, la superfície del gel controla l'intercanvi de calor entre l'oceà, relativament calent, i la freda atmosfera. En aquesta estació hi ha entre un 1% i un 2% de la superfície lliure de gel, mentre que a l'estiu la fracció és superior. Les observacions experimentals i els models indiquen que els fluxos de calor sensible són un o dos ordres de magnitud superiors des de la superfície de l'aigua lliure que des de la superfície del gel. Per tant, modelar aquest punt és un dels aspectes pendents, importants en la simulació climàtica, que encara no està resolt, ja que la predicció de la distribució de les zones d'aigua lliure i de les característiques del gel és complexa.

Els efectes físics de l'expansió de la cobertura del gel a la superfície terrestre han estat una explicació habitual de com s'han pogut mantenir

les condicions de les glaciacions. Un dels efectes claus de la coberta de gel i de neu és el paper, molt important, que té sobre el valor de l'albedo planetari. Normalment l'albedo típic del mar en latituds altes és del 10%, mentre que el del mar amb gel, en les mateixes latituds, és del 60%. En refredar-se el clima durant els albors d'una glaciació, la superfície coberta pels gels creixia i augmentava la radiació solar reflectida a l'espai exterior. En absorbir-se menys energia solar es produïa un refredament addicional, i es conformava una retroacció positiva.

L'anàlisi d'aquest mecanisme, mitjançant els models de balanç d'energia, ha mostrat que una reducció de la constant solar en un 1,6% significaria que tota la Terra quedara coberta de gel. Aquest resultat és interessant, en la mesura que indica que canvis petits en el balanç energètic de la superfície terrestre poden produir transicions entre períodes glacials i interglacials del clima.

Retroaccions per l'emissió d'ona llarga i l'evaporació als oceans

L'anàlisi de les dades dels oceans mostren que les temperatures dels mars tropicals han canviat poc (1-2°C) durant els períodes glacials i interglacials i, en canvi, als pols la temperatura ha canviat desenes de graus. Són aquestes diferències atribuïbles únicament als efectes gel-albedo o hi ha altres processos importants? Sembla que la sensibilitat diferent entre les aigües tropicals i polars pot explicar-se tenint en compte els efectes lligats al balanç d'energia a la superfície.

El balanç d'ona llarga es fa considerant l'emissió de la superfície cap a l'atmosfera i l'emissió de l'atmosfera cap a la superfície. A temperatures inferiors a 7°C, quan augmenta la temperatura creix el dèficit d'ona llarga de la superfície. A temperatures superiors a 7°C, la pèrdua d'energia per radiació d'ona llarga, en augmentar la temperatura, disminueix, ja que creix considerablement la quantitat d'energia que es rep de l'atmosfera com a conseqüència de l'increment de la quantitat de vapor d'aigua atmosfèric.

A raó d'aquests resultats, els fluxos de radiació d'ona llarga cap a la superfície i des d'aquesta s'igualen a una temperatura d'uns quaranta graus aproximadament, mentre que les pèrdues d'ona llarga disminueixen més ràpidament al voltant dels trenta graus, que és la temperatura als tròpics. Així el balanç d'energia a la superfície és més efectiu a la temperatura dels tròpics i suposa un acoblament amb retroacció positiva. En efecte, si la temperatura augmenta, el refredament net de la superfície disminueix, i s'accentua l'increment de la temperatura.

Com hem vist abans, el refredament, induït per l'evaporació al tròpic, és més gran que el que produeix l'emissió de radiació d'ona llarga. Si avaluem la sensibilitat de l'evaporació resulta que, en mitjana, suposant la constància de la humitat relativa en augmentar la temperatura, l'energia





que s'evapora per metre quadrat i per grau d'augment de la temperatura en forma de calor latent és de $7 \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-1}$. Si comparem aquesta xifra amb el canvi màxim d'escalfament per radiació d'ona llarga, que resulta ser de $3 \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-1}$, veiem que el procés més important d'aquesta retroacció és l'evaporació, ja que el ritme de creixement del refredament per evaporació amb la temperatura és més del doble de la disminució del refredament de la superfície per emissió d'ona llarga. La superfície perd la seva capacitat de refredar-se per emissió d'ona llarga a mesura que la temperatura augmenta per sobre dels $27\text{-}30^\circ\text{C}$, però, en canvi, el refredament per evaporació augmenta molt ràpidament.

Retroacció dels núvols

Acabem de tractar la influència que sobre l'evaporació produeix un canvi de la temperatura. Aquesta retroacció positiva fa molt plausible l'augment de la concentració de vapor d'aigua a l'atmosfera i, per tant, que hi haja una major capacitat de captar energia radiativa. Una altra conseqüència, però, prové d'esperar que augmente la quantitat de núvols o, fins i tot, les seves propietats radiatives.

L'efecte radiatiu global dels núvols alts és escalfar l'atmosfera, ja que absorbeixen més energia d'ona llarga terrestre però, en canvi, no representen un gran augment de l'albedo. L'efecte radiatiu dels núvols baixos és, en general, refredar l'atmosfera, ja que representen un augment important de l'albedo. L'albedo de la Terra per l'acció dels núvols passa a ser de 0,15 a 0,30 i la capacitat de reduir o capturar radiació d'ona llarga és d'uns 30 Wm^{-2} . En mitjana, els núvols redueixen globalment l'energia que es queda en el sistema climàtic en 20 Wm^{-2} , és a dir, radiativament refreden l'atmosfera.

Si la quantitat i el tipus de núvols són influïts pel clima, és possible que els núvols proporcionen el mecanisme de retroacció més potent dels que governen el clima, ja que ocupen un 50% de l'àrea total. Així, un 10% de canvi en els núvols té la mateixa magnitud que el que preveuen els models sobre l'efecte de doblar el diòxid de carboni a l'atmosfera. Si disminuïrem la cobertura nuvolosa un 10% es duplicaria l'efecte de doblar el diòxid de carboni a l'atmosfera.

Tanmateix, avui els resultats que sobre els núvols aporten els diferents models són contradictoris. Els models de circulació general, que incorporen l'efecte dels núvols, ho fan en formes diferents, uns caracteritzant-los mitjançant uns paràmetres, i d'altres simulant els mecanismes microfísics de la seva formació. Alguns models mostren que l'efecte dels núvols, com a conseqüència de l'augment de l'efecte hivernacle, és incrementar l'escalfament atmosfèric i, d'altres, preveuen que els núvols exerceixen un efecte estabilitzador, és a dir, en augmentar els gasos hivernacle i escalfar-se l'atmosfera, es generen més núvols i aquests

globalment tendeixen a refredar-la. Malgrat les discrepàncies entre els models, és majoritari el convenciment que els núvols tendeixen a estabilitzar o a reduir els canvis produïts per l'augment de la presència a l'atmosfera dels gasos hivernacle.

Retroaccions biogeoquímiques

El sòl també conté possibles efectes de retroacció que poden ajudar a modular les formes del canvi, encara que, energèticament, no representa un magatzem d'energia tan gran com els oceans. El clima de la Terra ha estat modulats per la vida i, certament, la biologia juga un paper en la sensibilitat del clima, hi ha moltes maneres en què les plantes i els animals poden influir la sensibilitat climàtica, potser la més forta i més directa és l'efecte que produeix sobre la composició de l'atmosfera. La concentració de diòxid de carboni a l'atmosfera està controlada per un complex conjunt de processos, però el factor clau és l'absorció de CO_2 per les plantes a la superfície de l'oceà i a la terra. S'ha estimat que la meitat del refredament global produït durant el darrer període glacial va ser degut a la reducció del diòxid de carboni a causa d'una alteració de la biologia i la química als oceans.

La primera font de nuclis de condensació de gotes dels núvols sobre els oceans és conseqüència de la producció, per part de petits organismes en aigües superficials, de gasos sulfurosos. A l'atmosfera aquests gasos es converteixen en partícules d'àcid sulfúric que formen els nuclis al voltant dels quals es condensa el vapor d'aigua. Les gotes tendeixen a ser més petites si hi ha més nuclis de condensació disponibles, la qual cosa influeix sobre les característiques del núvol, com per exemple, l'albedo. En efecte, com més petits i més abundants siguin els nuclis de condensació del núvol, més gran és el seu albedo. Sembla doncs, que una major producció de gasos sulfurosos porta a albedos, produïts pels núvols, més grans sobre els oceans i, per tant, també a un efecte estabilitzador del clima. Si el ritme de producció de gasos sulfurosos depèn de la temperatura, ens trobem davant un mecanisme de retroacció.

El creixement de la vegetació és estimulat pel contingut més gran de diòxid de carboni. Si en augmentar el diòxid de carboni atmosfèric creix la producció primària, aquest augment produeix la fixació de carboni a la vegetació i, per tant, l'estabilització, i fins i tot, la disminució d'aquest gas a l'atmosfera, de forma que l'escalfament se'n veuria reduït. El carboni orgànic del sòl conté els dos terços del carboni de l'ecosistema terrestre i té temps de residència a l'atmosfera molt llargs. Per tant, un tema important és l'estudi de les variacions del creixement i de la transpiració de diferents espècies de plantes, enfront de diferents continguts atmosfèrics de CO_2 . També, els canvis en l'atmosfera poden afectar les característiques de les zones arbrades i la seva distribució per tot el plane-





ta. L'augment de l'àrea ocupada per prats i zones desèrtiques a les latituds subtropicals, amb un albedo més gran, pot compensar-ne la davallada a les zones polars, a causa d'una menor superfície, ocupada pels gels.

Finalment i per acabar, s'ha argumentat que tota la Terra constitueix un gran sistema realimentat. Aquest és el supòsit del qual parteix la teoria Gaia, que planteja la Terra com una única i complexa entitat que evoluciona de tal forma que sempre optimitza les condicions perquè la vida hi pugui existir i desenvolupar-s'hi. D'alguna manera la idea de la hipòtesi Gaia trenca la concepció estricta d'adaptació de la vida a les condicions de l'entorn i, en canvi, planteja que la vida també configura aquest entorn i dóna peu a les retroaccions que acabem de comentar.

Moltes vegades, la importància dels efectes de retroacció depèn de l'escala temporal dels subsistemes als quals afecta. De fet, aquest concepte d'escala temporal de la resposta d'un determinat procés és crucial per a la modelització del clima. A l'escala temporal se l'ha anomenat de formes diferents: temps d'equilibració, temps de resposta, temps d'ajustament o temps de relaxació; però, no és més que el temps que necessita un determinat subsistema per a reequilibrar-se després d'una petita perturbació. Clarament, un procés de modelització del sistema climàtic hauria d'incorporar tots els mecanismes de retroacció existents en el sistema. No obstant això, algun d'aquests mecanismes es pot excloure, si es considera que el seu temps de resposta característic és molt més gran que l'interval temporal que es vol simular.

6. ELS MODELS

Com s'ha dit abans, la modelització del sistema climàtic pot seguir dues direccions ben diferenciades: bé mitjançant experiments de laboratori, bé a partir de simulacions numèriques. Els experiments de laboratori per a modelar el sistema climàtic només han resultat satisfactoris per a caracteritzar processos generals, com per exemple la simulació de la forma del forat d'ozó en una taula rotatòria. La complexitat intrínseca del sistema climàtic, a més de les interaccions no lineals exemplificades per les retroaccions, impossibilita una reproducció detallada en un experiment de laboratori; per tant, l'única solució general és recórrer als resultats de tipus numèric.

El desenvolupament dels models climàtics ha seguit, des del seu inici, un camí paral·lel als progressos de la simulació de l'atmosfera, però amb una diferència essencial: mentre que els models de predicció meteorològica tenen per objectiu conèixer el comportament de l'atmosfera en una escala de temps d'hores o, com a molt, d'uns dies, els models climatològics pretenen conèixer l'estat del sistema climàtic en desenes i centenars d'anys. Això comporta, malgrat les similituds inicials,

diferències importants entre els models meteorològics i els climatològics, com ho són les condicions de contorn, molt més constants per als models meteorològics que no per als climatològics, o el fet que els meteorològics no tenen el lligam de la conservació de la massa i de l'energia a escala global, i els models climatològics, sí.

Tot i això, els primers models climatològics deriven dels models meteorològics de predicció, són tridimensionals, és a dir, pretenen copsar els canvis de les variables climàtiques en les tres dimensions espacials i, a més, divideixen tot el globus en petites cel·les d'uns centenars de quilòmetres d'ample i de llarg i d'altura variable. La grandària d'una d'aquestes cel·les és el que s'anomena resolució espacial del model i, per tant, el que caracteritza d'una manera immediata la capacitat predictiva regional d'un determinat model. Aquestes aproximacions tenen, però, una dificultat: són models molt complexos que pretenen incorporar de forma completa tota la informació disponible sobre el funcionament del clima.

Encara que el grau de coneixement climàtic actual és important, encara hi ha molts aspectes sobre els quals es té una manca de coneixement considerable, com per exemple, el paper dels núvols o el forçament radiatiu que produeix el sutge (partícules de carbó); això fa que els models tridimensionals s'utilitzin amb fiabilitat només en prediccions climàtiques a curt termini (desenes d'anys).

Hi ha, però, una altra alternativa als models tridimensionals: els models de baixa resolució. Aquests treballen amb variables globals (una única temperatura per a tota l'atmosfera, una temperatura que depèn de la latitud, etc.), però, en canvi, seleccionen els processos importants per a assolir una determinada simulació. Per exemple, si es vol simular la influència dels cicles d'activitat solar en la temperatura terrestre, el fenomen es pot entendre millor amb un model simple que no pas amb un model complex. Així, darrerament, les prediccions sobre la possible evolució de la temperatura terrestre, o del nivell del mar, o de la precipitació, que ha elaborat el IPCC, es basen, sovint, en aquests models més senzills.

Per a fer les simulacions numèriques es realitzen aproximacions com la *simplificació matemàtica*,⁸ que consisteix en la discretització de les equacions, les quals no s'accepten com a vàlides en un punt qualsevol del sistema, sinó en les diverses regions en què dividim el medi. Així, el domini espacial del model es divideix en una sèrie de cel·les de dimensió finita i els intervals de temps que es trien per a pronosticar les noves variables no són infinitesimals.

7. QUÈ ES CONCLOU DELS ESTUDIS DEL IPCC?

Com a resultat de l'ús dels models, i propiciat pel gran interès i l'actualitat del tema, en l'informe del IPCC recentment publicat⁹,



⁸ SCHLESINGER M. E. (ed.), *Physically based modelling and simulation of climate and climatic change*, Part 2, Kluwer, 1985.

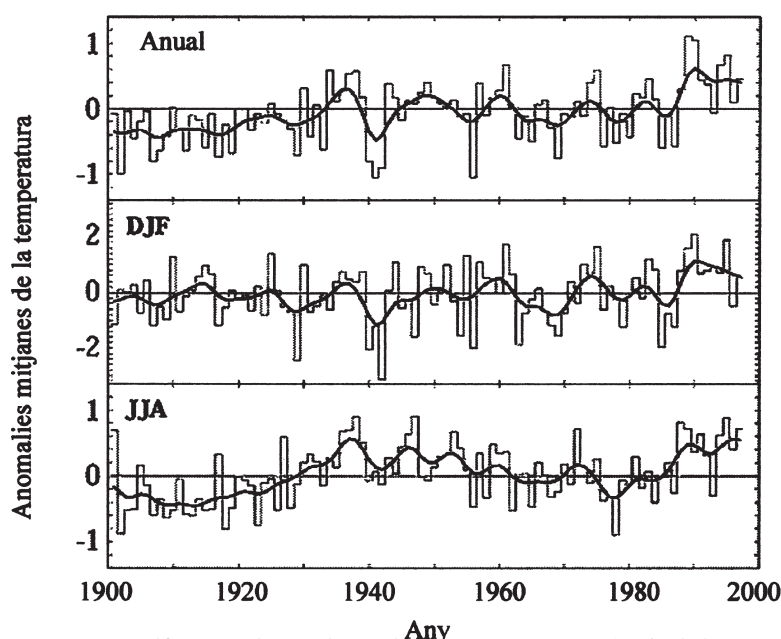
⁹ IPCC, «Climate Change 2001», en *The scientific basis*, Cambridge University Press, 2001.



s'estableixen una sèrie de conclusions que es basen en mesures instrumentals o en simulacions. A continuació en nomenem les més generals, però hi posarem un cert accent a l'àrea mediterrània.

Temperatura:

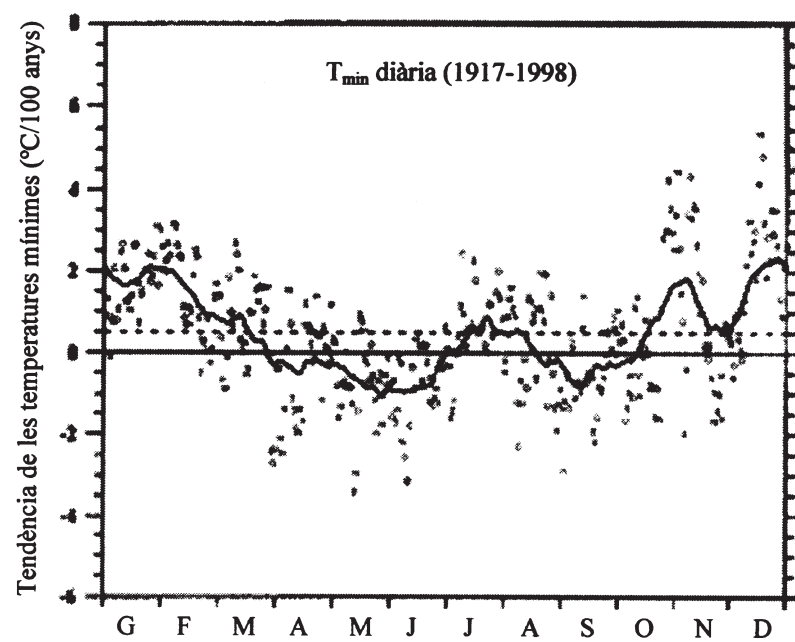
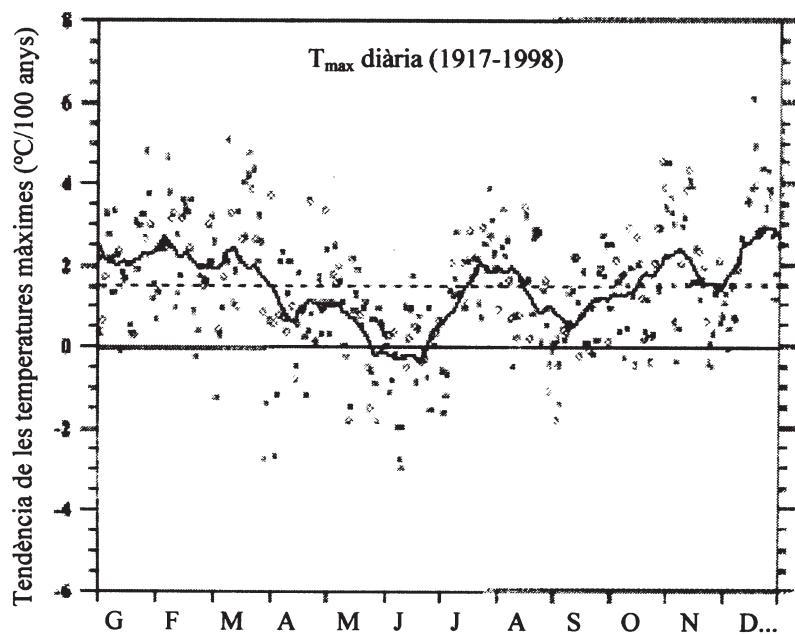
La major part d'Europa ha experimentat augments de la temperatura de l'aire superficial durant el segle xx. De fet, una de les conclusions del IPCC és que durant aquest segle, globalment, la temperatura ha crescut en tot el món (en mitjana, 0,6°C) i que la dècada dels anys 1990 ha estat la més càlida de tot el registre instrumental,⁹ a Europa, però, la temperatura ha crescut uns 0,8°C, com es veu en la figura.



L'escalfament s'ha produït, sobretot, com a conseqüència de l'augment de la temperatura nocturna més que no pas la diürna. Sembla que aquest procés està relacionat amb el creixement de la nuvolositat; tanmateix, a la zona mediterrània s'ha mesurat un comportament diferent: a Itàlia¹⁰ el creixement de les temperatures màximes és més gran que el de les mínimes, aspecte que també apareix en un estudi d'una sèrie a Barcelona entre 1917-1998¹¹, en el qual es registra, en el període analitzat, una tendència a créixer la T_{\max} 1,46°C/100 anys i la T_{\min} 0,48°C/100 anys. En el mateix estudi es comenta que la tendència de la temperatura és que cresquen més les que corresponen a períodes freds, que no pas les de períodes càlids i, per tant, es fa més petita la diferència de temperatures estacionals.

¹⁰ BRUNETTI, M. i al., «Trend of minimum and maximum daily temperature in Italy from 1865 to 1996», *Theoretical and Applied Climatology* (en premsa).

¹¹ SERRA C. - BURGUEÑO A. - LANA, X., «Analysis of maximum and minimum daily temperatures recorded at Fabra Observatory (Barcelona, NE Spain) in the period 1917-1998», *Int. J. Climatol.* 21, 2001, p. 617-636.





Precipitació:

Poden obtenir-se estimacions a gran escala a partir de mesures d'estacions, o a partir de mesures remotes des de satèl·lits. Les mesures instrumentals de les estacions proporcionen un registre continuat i segur sobre la precipitació a les zones continentals durant els darrers 100 anys, però com que solament abasten els continents, només es té informació de la precipitació d'un 25% a un 30% de la superfície terrestre. En contrast, la informació que ens donen els satèl·lits cobreix globalment el planeta però, únicament, els darrers 25 anys.

Les dades de les estacions indiquen que durant el segle xx la precipitació ha augmentat uns 9 mm, la qual cosa és petita comparada amb la variabilitat interanual. En general, la precipitació ha augmentat arreu de les zones continentals, llevat de les zones tropicals del nord d'Àfrica, Botswana i Zimbabwe, parts de la conca de l'Amazònia i de la vessant occidental d'Amèrica del Sud.¹²

Les precipitacions mostren la tendència a augmentar entre els 40°-80° N i a disminuir entre els 0° - 20° N. La variabilitat anual té a veure amb els episodis del Niño (ENSO) i de l'índex NAO. Hi ha una certa evidència estadística que indica que ha augmentat la intensitat de la precipitació diària, especialment a l'estiu. Aquests canvis d'intensitat s'han manifestat mitjançant l'increment de la freqüència de dies humits i l'augment de precipitació dels episodis més intensos. Sobre la major part d'àrees ha crescut la persistència dels episodis humits (una desviació estàndard per sobre de la mitjana). En contrast, és difícil afirmar que hi ha una tendència significativa (quantitativa i estadística) en la precipitació global sobre el continent durant el segle xx. La reducció de la precipitació en algunes zones del planeta, especialment al nord d'Àfrica, ha compensat l'augment generalitzat sobre les altres. Un segon problema per tal de poder fer alguna conclusió sobre la precipitació a escala global, és la manca de dades sobre la precipitació a l'oceà durant tres quartes parts del segle xx.

Pel que fa a les nostres contrades,¹³ estem situats a la zona de transició entre un comportament i un altre. Hi ha dos períodes marcats de pluges: setembre-novembre i març-maig. Una de les tendències que sembla observar-se és el desplaçament del període de pluges de la tardor cap al novembre i la falta de variacions significatives en la quantitat total de precipitació anual; una altra característica a destacar 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 influeixen la forma i la quantitat en què es produeix la precipitació. Entre aquests destaquen les activitats humanes i els processos ecològics i de degradació.

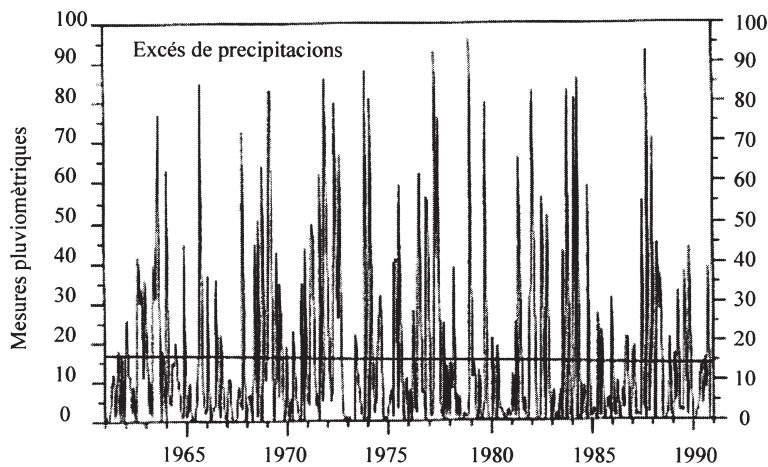
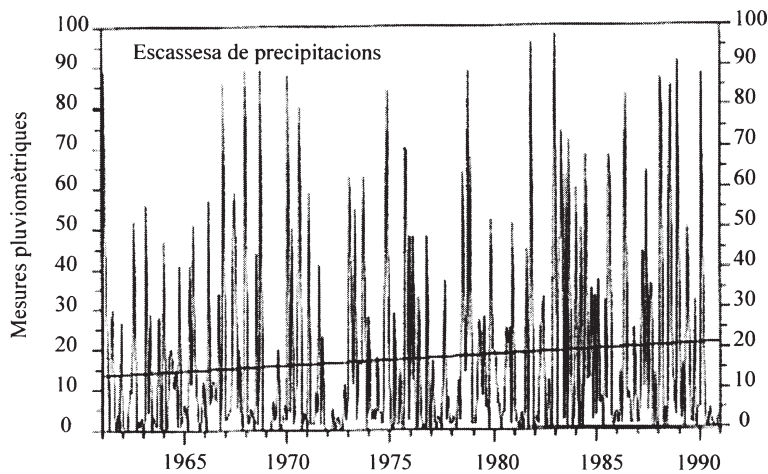
Un detallat estudi publicat recentment¹⁴ analitza estacionalment el comportament de la precipitació al País Valencià i ratifica que no hi ha una tendència perceptible anual, tot i que es constata una disminució de

¹² NEW, M. - TODD, M. - HULME, M. - JONES, Ph., «Precipitation measurements and trends in the twentieth century», *Int. J. Climatol.* 21, 2001, p. 1.899-1.922.

¹³ RODRÍGUEZ R. - LLASAT M.C., -WHEELER D., «Analysis of the Barcelona precipitation series 1850-1991», *Int. J. Climatol.* 19, 1999, p. 787-801.

¹⁴ GONZÁLEZ-HIDALGO, J. C. - DE LUIS - M. RAVENTÓS, J. - SÁNCHEZ, J. R., «Spatial distribution of seasonal rainfall trends in a western mediterranean area», *Int. J. Climatol.* 21, 2001, p. 843-860.

pluges durant la tardor i un augment irregular la resta de l'any, però no se'n poden treure conclusions sobre la tendència espacial i temporal. Un altre estudi realitzat al Principat,¹⁵ però, troba una marcada tendència d'augment dels episodis secs i una disminució dels episodis humits, també extrems. Els mateixos resultats s'han obtingut per a tota la conca mediterrània, però utilitzant les previsions que donen els models.¹⁶ Aquests tipus d'estudis tenen molta importància en la gestió dels recursos hídrics.



Ecologia

S'espera que el canvi climàtic altere el comportament biològic estacional: el creixement de les plantes, la floració o la migració d'animals; tots aquests processos depenen de la temperatura acumulada, és a dir, de la calor total requerida perquè un organisme passe d'un punt a un altre

¹⁵ LANA, X. - SERRA, C. - BURGUEÑO A., «Patterns of monthly rainfall shortage and excess in terms of the standardized precipitation index for Catalonia (NE Spain)», *Int. J. Climatol.* 21, 2001, p. 1.669-1.691.

¹⁶ PALMER T. N. - RAISÄNEN J., «Quantifying the risk of extreme seasonal precipitation events in a changing climate», *Nature*, 415, 2002, p. 512-514.



del seu cicle vital. Aquests canvis tindran, probablement, un ampli ventall de conseqüències per als processos ecològics, per a l'agricultura, per al forest, per a la salut humana i per a l'economia. A la Mediterrània s'ha constatat que el desenvolupament de les fulles dels arbres es realitza uns setze dies abans que fa cinquanta anys; també s'ha mesurat que les fulles cauen, en mitjana, tretze dies més tard. Així mateix, la floració s'avança al voltant d'una setmana.¹⁷

Observacions de l'índex diferencial normalitzat de vegetació, realitzades des de satèl·lits, indiquen que a tot Europa s'ha pogut constatar un avançament de vuit dies en l'estació del creixement i un retard de quatre dies en la de letargia. Aquestes dades es correlacionen amb un accelerat creixement dels arbres, inicialment atribuït a la fertilització amb nitrogen, que es pot deure al CO₂, cada vegada més abundant, i al període més llarg de creixement. Aquest fet pot tenir un efecte beneficiós en fixar carboni.

L'avançament de l'època de floració i l'aparició d'insectes anticiparà la disponibilitat d'aliment per als ocells; tanmateix, aquest fet no és necessàriament bo per a moltes espècies migratòries que vénen del sud i que en el seu lloc d'origen no tenen el senyal de començament de la seva migració acoblat a la disponibilitat alimentària del lloc de destinació. Per tant, els canvis en la fenologia de plantes i ocells mostren que l'escalfament del clima pot desacoblar les interaccions entre les espècies, com també els canvis en la temperatura o en els patrons de temperatura poden afectar la sincronització entre espècies. Un altre important estudi indicador dels canvis ambientals s'ha fet amb poblacions de papallones en alguns indrets europeus,¹⁸ i constata la desaparició d'algunes espècies de papallones del Principat.

Dels canvis fenològics depenen molts processos ecològics (cicles de nutrients i de l'aigua, pestes, malalties), agrícoles (disponibilitat de les collites, rendiments, durada de l'estació de creixement, epidemiologia de pestes i malalties, qualitat alimentària), i processos socioeconòmics i sanitaris (duració de la polinització, i distribució i població dels agents inductors de malalties).

Nivell del mar

Els resultats generals que es donen són molt menys espectaculars. L'informe del IPCC constata que durant el segle xx el nivell del mar ha pujat entre 10 i 20 centímetres de mitjana. Els registres instrumentals d'aquestes mesures són molt escassos, el coneixement que es té actualment sobre aquest fenomen encara està qüestionat per molts científics. La part que correspon a l'expansió tèrmica dels oceans, a la fusió de les geleres i del gel als pols o la contribució de la fusió de les masses de gel de l'Antàrtida i de Groenlàndia encara no està del tot clara. Tanmateix, els

¹⁷ PEÑUELAS J. -FILELLA I, «Responses to a warming world», *Science*, 294, 2001, p. 793-794.

¹⁸ PARMESAN C. i al., «Poleward shifts in geographical ranges of butterfly species associated with regional warming», *Nature*, 399, 1999, p. 579-583.

models preveuen un augment del nivell del mar al voltant dels 50 cm de mitjana. Pel que fa a la nostra àrea, al Principat hi ha el registre del mareògraf del senyor Josep Pascual, d'una gran qualitat, que durant el període 1990-2000 constata una variació de 6 cm, però, en qualsevol cas, mostra una tendència clara a l'ascens.



8. ALGUNS IMPACTES

A continuació farem una relació breu d'alguns impactes als quals ens podem veure sotmesos, com a conseqüència del canvi ambiental esbossat.

L'erosió hídrica i l'estrès

Comporta la pèrdua de sòl deguda a la desagregació i al transport de partícules de sòl per l'acció de l'aigua de pluja i l'escolament superficial. Actualment el 60% del Principat té taxes d'erosió considerades com a normals (inferiors a $12 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ any}^{-1}$) i un 10% presenta taxes d'erosió severa (majors de $25 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ any}^{-1}$)¹⁹. Al País Valencià aquesta taxa és del 40%-30% i a les Illes Balears assoleix un 30%-15%. Pel que fa a l'abastament d'aigua, el repartiment irregular de les pluges, lligat al continu increment de la demanda, podria produir situacions de manca de disponibilitat de recursos hídrics importants.

L'afeció per sals

Es preveu l'augment de la concentració de sals en el sòl. Els efectes són la sequera fisiològica en les plantes i la degradació de l'estructura del sòl. Es produeix per un dèficit de pluja o bé per un augment de l'evotranspiració.

La degradació biològica

Al sòl hi viuen tots els organismes dels ecosistemes terrestres. Els sòls són hàbitats de diverses comunitats d'invertebrats i de microorganismes que participen activament en la productivitat dels sistemes que habiten. La biodiversitat del sòl es redueix en la mesura que augmenta la intensitat de les actuacions o dels usos que es desenvolupen. El canvi climàtic impacta directament mitjançant els canvis de temperatura i de precipitació i, indirectament, mitjançant els canvis d'usos del sòl.

Els boscos

Els boscos són un important sector econòmic i de lleure. El canvi climàtic els afecta en tant que n'augmenta el creixement a causa de les concentracions de CO_2 , de l'efecte associat d'embornal, de l'expansió d'algunes espècies i de la incidència major d'incendis associats a períodes més càlids i a precipitacions més minses.

¹⁹ $1 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ any}^{-1}$ representa una tona per hectàrea i any. (N. de l'e.).



Prades

En els ambients àrids i semiàrids de la mediterrània aquests entorns són fonamentals per a la preservació de la diversitat d'espècies, especialment d'insectes. El foc, els canvis d'usos del sòl i la creixent urbanització són impactes negatius per a la conservació d'aquestes àrees.

Zones humides

L'augment de les secades pot produir impactes importants en les zones humides de les regions mediterrànies, les més sensibles són les aïllades, que en són la major part de les de l'àrea mediterrània, les quals es veuran més afectades durant l'estiu, quan els períodes de dèficit hídric són més probables.

Migracions d'animals

La variació de les temperatures produeix el desplaçament d'espècies d'insectes cap al nord; també s'espera que els impactes del canvi climàtic comporten l'augment de pestes i de malalties infeccioses sobre les plantes i els animals. En alterar-se el comportament estacional d'alguns hàbitats i en situar-se en llocs molt concrets a l'àrea mediterrània, les migracions d'ocells poden veure's afectades pel canvi climàtic.

9. EPÍLEG: QUÈ FER?

Tornem, a tall de cloenda d'aquest article, a la vessant política. Per un costat sembla que hi ha prou evidències que indiquen que l'acció humana està alterant el comportament climàtic del planeta. Hi ha, això sí, importants discrepàncies pel que fa al ritme i la magnitud d'aquests canvis. Tanmateix, la més elemental prudència aconsella desenvolupar accions per a pal·liar el canvi climàtic, els acords internacionals esmentats al començament d'aquest article en són un exemple. Aquestes accions van en la direcció de la mitigació, és a dir, la reducció de les causes del problema: les emissions. Una altra opció és l'adaptació. En efecte, si coneixem amb prou precisió què ens pot passar, podem adaptar-nos a les noves condicions. Això és especialment aplicable, per exemple, en el proveïment d'aigua o en la conversió de determinats conreus agrícoles, per altres de més rendibles en el context de les condicions canviants.

El problema global de fons està, però, a establir de quina manera s'incorporen els països en vies de desenvolupament als tractats internacionals. Des del punt de vista real, el clima evolucionarà en funció de com ho facen les emissions de gasos causants de l'efecte hivernacle i, les emissions evolucionaran segons el creixement econòmic dels països. Les emissions dels països industrialitzats podríem dir que estan estabilitzades, mentre que les dels països en vies de desenvolupament tenen una gran potencialitat de creixement. L'assoliment d'acords

internacionals on es gestione el fet que l'estat actual de l'atmosfera és fruit, majoritàriament, de les emissions produïdes pels països industrialitzats, és imprescindible per a poder incorporar la resta dels països a un escenari efectiu d'accions per a pal·liar el canvi climàtic i, això, encara està per fer.

BIBLIOGRAFIA

- ARRHENIUS, S., «On the influence of carbonic acid in the air upon de temperature of the ground», *Philosophical Magazine*, 41, 1896, p. 237-76.
- BERGER, A., «Milankovith theory and climate», *Reviews of Geophysics* 26, 1988, p. 624-657.
- BRUNETTI, M. i al., «Trend of minimum and maximum daily temperature in Italy from 1865 to 1996», *Theoretical and Applied Climatology* (en premsa).
- GONZÁLEZ-HIDALGO, J. C. - DE LUIS - M. RAVENTÓS, J. -SÁNCHEZ, J. R., «Spatial distribution of seasonal rainfall trends in a western mediterranean area», *Int. J. Climatol.* 21, 2001, p. 843-860.
- IPCC, «Climate Change 2001», *The scientific basis*, Cambridge University Press, 2001.
- LANA, X. - SERRA, C. - BURGUEÑO A., «Patterns of monthly rainfall shortage and excess in terms of the standardized precipitation index for Catalonia (NE Spain)», *Int. J. Climatol.* 21, 2001, p. 1.669-1.691.
- LLEBOT J. E., «Svante Arrhenius: els albers del canvi climàtic», en *Medi ambient. Tecnologia i cultura: onze referències del pensament ambiental*, Generalitat de Catalunya, Barcelona, 2001.
- *El canvi climàtic*, Rubes, Barcelona, 1998.
- MCGUFFIE K. -HENDERSON-SELLERS, A., «Forty years of numerical modelling», *Int. J. Climatol.* 2, 2001, p. 1.067-1.109.
- NEW, M. - TODD, M. - HULME, M. - JONES, Ph., «Precipitation measurements and trends in the twentieth century», *Int. J. Climatol.* 21, 2001, p. 1.899-1.922.
- PALMER T. N. - RÄISÄNEN J., «Quantifying the risk of extreme seasonal precipitation events in a changing climate», *Nature*, 415, 2002, p. 512-514.
- PARMESAN C. i al., «Poleward shifts in geographical ranges of butterfly species associated with regional warming», *Nature*, 399, 1999, p. 579-583.
- PEIXOTO José P. - OORT, A. H., «Physics of climate», *AIP*, 1989.
- PEÑUELAS J.- FILELLA I., «Responses to a warming world», *Science*, 294, 2001, p. 793-794.





RODRIGUEZ R. - LLASAT M. C., -WHEELER D., «Analysis of the Barcelona precipitation series 1850-1991», *Int. J. Climatol.* 19, 1999, p. 787-801.

SCHLESINGER M. E. (ed.), *Physically based modelling and simulation of climate and climatic change*, Part2, Kluwer, 1985.

SERRA C. - BURGUEÑO A. - LANA, X., «Analysis of maximum and minimum daily temperatures recorded at Fabra Observatory (Barcelona, NE Spain) in the period 1917-1998», *Int. J. Climatol.* 21, 2001, p. 617-636.