

# OZÓ I CLIMA: REPERCUSSIONS DELS CANVIS ANTROPOGÈNICS DE CONCENTRACIÓ DE L'OZÓ

J. LORENTE  
Universitat de Barcelona

## INTRODUCCIÓ

Malgrat la seva petita concentració a l'atmosfera, inferior en valor mitjà a 1 ppmv, l'ozó ( $O_3$ ) és un gas molt important des del punt de vista climàtic i biològic. La seva estructura molecular fa de l'ozó un gas radiativament molt actiu, tant per a la radiació solar, on presenta moltes bandes d'absorció a l'interval ultraviolat (UV), com per a la radiació terrestre, on té diverses bandes d'absorció a l'infraroig tèrmic. Com a conseqüència, l'ozó intervé de manera important en el balanç radiatiu del sistema Terra-atmosfera, determinant en gran part l'estructura tèrmica de l'estratosfera i contribuint també en la troposfera a l'efecte d'hivernacle que protagonitzen altres gasos com el vapor d'aigua,  $CO_2$ , els halocarburs (CFC's), els òxids de nitrogen i d'altres dels anomenats *gasos hivernacle*.

D'altra banda, l'absorció de radiació solar UV per l'ozó té un important i beneficiós efecte biològic, des del moment que impedeix que part d'aquesta radiació, principalment de l'UVC ( $200 < \lambda < 290$  nm) i UVB ( $290 < \lambda < 320$  nm), arribi a la superfície de la Terra. Aquesta radiació és perjudicial per als éssers vius i els pot produir diferents perjudicis a les zones exposades, tant en el cas de l'home (al qual afecta a la pell i als ulls) com en el d'animals i plantes.

Dins de la problemàtica del canvi climàtic antropogènic, i també dels canvis «naturals» de clima, l'ozó juga un paper destacable. A l'observada variació de concentració de gasos hivernacle, com el  $CO_2$ , CFC's,  $NO_x$ , etc., cal també afegir l'observada variació de concentració de l'ozó, de tipus antropogènic i també per causes naturals. No obstant això, i a diferència d'altres gasos hivernacle com el  $CO_2$  ben barrejats a l'aire, la influència de l'ozó en el forçament radiatiu del clima és particularment difícil d'avaluar degut a la marcada irregularitat de la seva concentració, tant segons la vertical, com pel que fa a la seva distribució geogràfica. En definitiva, i atès que el fet observat més destacat en relació amb l'ozó és la disminució de concentració a l'estratosfera, la major preocupació se centra en les repercussions biològiques d'aquest deteriorament de la capa d'ozó estratosfèrica, si bé encara és incert l'efecte climàtic global. Distingirem aquí els trets principals del forçament radiatiu del clima causat per les variacions de concentració del  $O_3$  a l'estratosfera i a la troposfera.

## EFECTES DE LA PÈRDUA D'OZÓ ESTRATOSFÈRIC

L'ozonosfera, regió de l'estratosfera compresa entre uns 15 i 50 km d'altitud, on es troba més del 90 % de l'ozó atmosfèric, experimenta un descens de la seva concentració en  $O_3$  des de gairebé els anys setanta (OMM, 1990), i és aquesta disminució més forta durant l'hivern i la primavera. El descens més espectacular (amb reduccions en la columna total d'ozó de gairebé el 50 %) és l'observat estacionalment en l'inici de la primavera a l'estratosfera antàrtica que fou detectat per primera vegada al principi dels anys vuitanta (Farman *et al.*, 1985), i que s'ha popularitzat com el *forat de la capa d'ozó*. Aquest forat, o més bé l'aprimament del gruix de l'ozonosfera si es considerés aquesta homogènia amb un gruix equivalent a la columna d'ozó, s'ha anat eixamplant superficialment i intensificant, de manera que aquest any 1995 el fenomen va començar ja al principi del mes de setembre amb valors notablement baixos de la columna d'ozó (OMM, 1994). També a latituds molt altes de l'hemisferi nord s'han observat fortes disminucions temporals, però abraçant regions molt més petites que en el cas de l'Antàrtida. A escala global, fora de l'Antàrtida també s'ha observat la constant disminució de la columna d'ozó estratosfèric a qualsevol latitud (Stolarski *et al.*, 1991), excepte a latituds baixes, on les variacions són poc significatives. A latituds mitjanes el descens és entorn del 0,5 % anual, i de l'1 al 2 % a latituds altes, amb un descens més notable a l'hemisferi sud (Stolarski *et al.*, 1991). Aquestes disminucions de l'ozó tenen lloc predominantment entre 14 i 20 km d'altitud i s'atribueixen a causes antropogèniques: la destrucció de les molècules de  $O_3$  pels àtoms de clor i de brom procedents del trencament de les molècules de CFC, cada cop més abundant a l'estratosfera. Aquest procés interaccionaria amb les reaccions fotoquímiques naturals de formació i de destrucció de l'ozó, i donaria com a resultat concentracions d'equilibri més baixes a l'estratosfera, juntament amb una modificació del perfil d'aquesta concentració. Altres fenòmens, com les erupcions volcàniques explosives, poden impactar també en el procés de destrucció de l'ozó i fer, així, més difícils les previsions quantitatives de l'ozó estratosfèric. No obstant això, s'espera que la proporció de CFC's a l'estratosfera augmenti durant almenys una o dues dècades.

La pèrdua d'ozó a l'estratosfera es tradueix en un forçament radiatiu negatiu entorn dels 0,1 i el 0,2  $Wm^{-2}$  a latituds mitjanes i altes (IPCC, 1994); és a dir, que cal esperar un descens de temperatura d'aquesta capa degut a la menor absorció de la radiació solar per l'ozó. Tanmateix, el valor d'aquest forçament resulta molt dependent del canvi del perfil de concentració del  $O_3$ , sobretot si aquest canvi és a prop de la tropopausa. Això significaria una certa compensació, estimada en el 50 %, del forçament positiu que indueix l'efecte d'hivernacle dels CFC's. Malgrat això, tot indica que l'efecte d'escalfament produït pels CFC's fou més fort durant els anys seixanta i setanta en què aquests gasos generaven forçament positiu i no havien encara fet disminuir la concentració d'ozó. L'aplicació dels models de circulació general (GCM) dona refredaments de la baixa estratosfera causats per la disminució d'ozó de 0,4 °C/dècada (Hansen *et al.*, 1993a). Els models també donen un descens de la temperatura a la baixa estratosfera de latituds tropicals, on la pèrdua d'ozó és poc significativa. Les prediccions dels models han estat corrobo-



rades per les observacions, que mostren una tendència al refredament a la baixa estratosfera (WMO, 1994), més gran a altes latituds de l'hemisferi sud, on arriba a 1 °C/dècada. Malgrat que l'increment de concentració de gasos hivernacle pot produir també un refredament de la baixa estratosfera, en retenir més radiació d'ona llarga prop de la superfície terrestre, el refredament observat és massa gran per ser atribuït a aquesta causa i sembla determinat per la pèrdua d'ozó, amb alguna incertesa en els valors quantitius reals derivada de les altres contribucions procedents de la troposfera (vapor d'aigua, núvols, aerosols, etc.). En definitiva, la pèrdua d'ozó pot aminorar una mica, aproximadament un 15 % (Hansen *et al.*, 1993*b*), l'escalfament global produït pels gasos hivernacle.

#### CONSEQUÈNCIES DE L'AUGMENT D'OZÓ A LA TROPOSFERA

A diferència del que succeeix a l'estratosfera, l'ozó està en continu augment a la troposfera, com a conseqüència de certes reaccions entre els gasos emesos a la superfície com els hidrocarburs, òxids de nitrogen, monòxid de carboni, etc. Com a resultat d'aquest augment cal esperar un forçament radiatiu positiu, estimat en 0,02 Wm<sup>-2</sup> per cada ppbv d'augment de l'ozó. Això representaria un efecte entorn dels 0,6 Wm<sup>-2</sup> des de l'era preindustrial fins ara (IPCC, 1990). Degut al fet que els canvis d'ozó troposfèric varien molt d'unes zones a d'altres, l'escalfament produït per aquest augment seria també dependent de la regió considerada.

L'efecte net de la variació de concentració d'ozó a l'atmosfera és encara mal conegut i es pensa que el predomini en el forçament positiu o negatiu depèn de l'època considerada, tot i que és positiu des del començament de l'era industrial fins fa una dècada (WMO, 1985). Les realimentacions que determinen els diversos processos químics entre les emissions antropogèniques (incloent de manera destacada les dels avions a l'alta troposfera) compliquen encara més el problema.

#### EFFECTES BIOLÒGICS DE LA VARIACIÓ DE LA COLUMNA TOTAL D'OZÓ

Un altre aspecte molt important lligat a les variacions del contingut d'ozó a l'atmosfera és el dels efectes biològics que es poden derivar de la seva variació. La protecció de l'ozó davant de la radiació solar UV podria disminuir si així ho fes la columna total O<sub>3</sub>. Gràcies a la important banda de Hartley, i en menor manera a les bandes de Huggins, la radiació UV que incideix a la superfície terrestre està desproveïda d'UVC i només té una proporció molt petita d'UVB, la qual podria augmentar amb la disminució d'ozó. Per quantificar els efectes biològics de la radiació n'hem de tenir en compte l'espectre d'acció, és a dir, l'efecte relatiu segons la longitud d'ona. En el cas de la pell humana, per exemple, el màxim poder de cremada (eritema) correspon a la radiació de 298 nm, la qual té un efecte eritemàtic 10.000 vegades superior a la radiació de 400 nm (límit de l'UV) de la mateixa potència energètica (McKinlay i Diffey, 1987). Per això és molt útil la definició d'irradiància eritemàtica (Lorente *et al.*, 1994), la qual pondera la irradiància en

un interval amb l'espectre d'acció. Per adonar-se de la protecció de l'ozó atmosfèric només cal dir que, mentre la irradiància solar eritemàtica normalitzada a 300 nm incident perpendicularment al cim de l'atmosfera és entorn dels  $5 \text{ Wm}^{-2}$ , el seu valor al nivell del mar en un dia d'estiu a latituds mitjanes no ultrapassa els  $0,5 \text{ Wm}^{-2}$ , la qual cosa representa una transmissivitat «eritemàtica» d'un 10 %. En canvi, per a la radiació solar total la transmissivitat en les mateixes condicions pot superar el 70 %.

Tal com s'ha indicat abans, l'escenari de variació del  $\text{O}_3$  atmosfèric experimenta una disminució a l'estratosfera i un augment a la troposfera, de manera que, donada la gran desproporció entre les dues columnes (90 % de la total la primera i el 10 % la segona), la variació neta de la columna total és la disminució de  $\text{O}_3$ , que es quantifica en un 0,5 % anual a latituds mitjanes. Les conseqüències serien un possible augment de la radiació solar UV incident a la superfície terrestre i també de la irradiància solar eritemàtica. La quantificació d'aquest augment és molt difícil per diverses raons, entre les quals les més importants són el paper dels núvols i les partícules aerosols en la dispersió de la radiació solar UV i l'efecte compensador de l'ozó troposfèric, més eficaç en l'atenuació de l'UV que l'estratosfèric. Encara que hi ha indicis d'augment de casos de càncer de pell en algunes regions de l'hemisferi sud, no està del tot establert un augment de la radiació solar UV a escala planetària en superfície. Per a aquests tipus d'estudis manca una xarxa de mesura d'irradiància solar espectral que validi els models numèrics.

## CONCLUSIONS

La destrucció de l'ozó estratosfèric degut a l'acció dels CFC's és un problema d'abast mundial i comporta diverses conseqüències de tipus climàtic i biològic. Quant al clima global, la repercussió no està encara ben establerta, si bé sembla cert que el refredament de la baixa estratosfera és causat principalment pel descens de la concentració d'ozó. L'efecte net de forçament positiu surt en considerar l'augment de l'ozó troposfèric, entès com un contaminant secundari important de la baixa troposfera. Els efectes biològics de la disminució d'ozó són més clars i s'espera un augment de la radiació solar UVB per aquesta causa, encara no quantificat, generat per la intervenció d'altres factors (aerosols, núvols, etc.) en la transmissivitat atmosfèrica.

## BIBLIOGRAFIA

- FARMAN, J. C.; GARDINER, B. G.; SHANKLIN, J. D. «Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal  $\text{ClO}_x/\text{NO}_x$  interaction». *Nature*, núm. 315 (1985), p. 207-210.
- HANSEN, J. E.; LACIS, A.; RUEDY, R.; SATO, M.; WILSON, H. «How sensitive is the world's climate?». *Nat. Geog. Research and Exploration*, núm. 9 (1993), p. 142-158.
- HANSEN, J. E.; ROSSOW, W.; FUNG, I. «Long-term monitoring of global climate forcings and feedbacks». *NASA CP3234, Proceedings of workshop held at Goddard Institute for Space Studies*. Nova York: 1993b.

- IPCC-WMO Climate Change, the IPCC scientific assessment. Cambridge University Press. Nova York: 1990.
- IPCC-WMO Climate Change, radiative forcing of climate change. Cambridge University Press. Nova York: 1994.
- LORENTE, J.; REDAÑO, A.; DE CABO, X. «Influence of urban aerosol on spectral solar irradiance». *J. App. Meteor.*, núm. 33 (1994), p. 406-415.
- McKINLAY, A. F.; DIFFEY, B. L. «A reference action spectrum for ultra-violet induced erythema in human skin». *Human Exposure to UV Radiation: Risks and Regulations*. Elsevier Science (1987), p. 83-87.
- OMM. *Scientific Assessment of ozone depletion 1994*. Ginebra: WMO, 1994.
- STOLARSKI, R. S.; BLOOMFIELD, P.; MCPETERS, R. D.; HERMAN, J. R. «Total ozone trends deduced from Nimbus 7 TOMS data». *Geophys. Res. Lett.*, núm. 18 (1991) p. 1015-1018.