

Robert Kandel

Il riscaldamento climatico

Indice

Introduzione

I. Il riscaldamento climatico, il *problema* del xx secolo?, X – II. Realtà e rischi: 1. La trasformazione dell'atmosfera, X; 2. Il controllo atmosferico del clima, X; 3. Il clima si riscalda (e si riscalderà), X – III. Clima e politica, X.

CAPITOLO I – La trasformazione dell'atmosfera planetaria

I. Le misure del cambiamento: 1. Le misurazioni di Mauna Loa, X; 2. Il CO₂ sulla Terra prima del 1957, X; 3. Gli altri gas a effetto serra, X; 4. I clorofluorocarburi e l'ozono, X; 5. Gli altri cambiamenti: il fumo nero, X; 6. Il biossido di zolfo e gli altri agenti inquinanti gassosi, X – II. Tra passato e presente: 1. Le alternanze del Pleistocene e dell'Olocene, X; 2. Le cause del rapidissimo cambiamento attuale, X; 3. Le previsioni sulle emissioni, X.

Capitolo II – Il controllo dell'atmosfera sul clima

I. La trasformazione del flusso solare irradiato: 1. I fattori di controllo del clima, X; 2. La natura fisica dei fattori di controllo, X – II. Il *forcing* del cambiamento: 1. La definizione di *forcing*, X; 2. Il *forcing* naturale, X; 3. Il *forcing* antropico, X – III. Elementi di complessità: 1. I *forcing* indiretti, X; 2. Il ciclo dell'acqua e le sue retroazioni, X; 3. Il *forcing* solare, X; 4. La variabilità interna, X – IV. Verso una simulazione della Terra?, X.

Capitolo III – La climatologia fra passato, presente e futuro

I. Climi e cambiamento climatico: 1. Il clima, aspetto costante della meteorologia, X; 2. La geografia dei climi, X – II. Le medie locali e la realtà del riscaldamento: 1. Verso una copertura globale, X; 2. Fonti di squilibrio, X; 3. La variabilità, X; 4. Le modalità del cambiamento, X – III. L'evoluzione delle tecniche di misurazione – 1. La terza dimensione, X; 2. L'osservazione spaziale dell'atmosfera, X; 3. Dati per i modelli, X; 4. Sorvegliare ghiacci e oceani, X – IV. La ricerca sui climi passati: 1. Perché studiare il passato?, X; 2. Gli strumenti della paleoclimatologia, X; 3. 3. Le variazioni rapide del clima, X – V. I rischi climatici del XXI secolo: 1. Verso una catastrofe climatica?, X; 2. La retroazione critica del ciclo dell'acqua, X; 3. Le proiezioni sui cambiamenti climatici, X; 4. Cambiamento climatico e variabilità, X; 5. Il livello dei mari, X – VI. Gli ultimi sviluppi, X.

Conclusione – Il clima e la politica

I. Storia della politica del clima: 1. Da Stoccolma a Ginevra, X; 2. Gli anni Ottanta, X; 3. Il lavoro dell'IPCC e il summit della Terra, X – II. Il protocollo di Kyoto, X – III. Le prospettive: 1. Uno sviluppo sostenibile?, X; 2. Un'ingegneria del pianeta?, X.

Bibliografia

Introduzione

I. Il riscaldamento climatico, il problema del XXI secolo?

Da una quindicina d'anni, e sempre più spesso, il "riscaldamento globale" compare sui quotidiani, è protagonista di servizi sulle riviste, anima numerosi dibattiti radiofonici. Quando sugli schermi televisivi si mostra la desolazione lasciata dalle catastrofi meteorologiche, immediatamente ci si premura di accusare il riscaldamento, come se in precedenza non si fosse mai verificato alcun disastro. Chi può però sostenere con serietà che il riscaldamento – del resto reale – abbia avuto un ruolo significativo all'interno delle vicende straordinarie e terribili del XX secolo? La vita delle persone è cambiata non a causa del riscaldamento, ma soprattutto in funzione delle nuove tecnologie della produzione industriale, dei trasporti, delle telecomunicazioni, dei progressi della sanità pubblica e della medicina, dello sviluppo economico, delle guerre.

Gli scienziati hanno sollevato il problema del riscaldamento prima del 1900 e lo hanno riconsiderato sempre più spesso a partire dal 1972. Sul piano diplomatico, si è parlato con chiarezza di un rischio di riscaldamento durante la prima conferenza mondiale sul clima, tenuta a Ginevra nel 1979, quando si concluse che i tempi non erano ancora maturi per la convocazione di una riunione a livello ministeriale. Il contesto è cambiato dopo gli anni Ottanta, prima con la firma della convenzione-quadro dell'ONU sul cambiamento climatico, al tempo del "summit della Terra" di Rio del 1992, e poi con i colloqui per il protocollo di Kyoto, alla fine del 1997.

Sul piano della storia naturale, è certo che nel corso del XX secolo l'ambiente è stato oggetto di numerosi sconvolgimenti, ma su di esso i mutamenti climatici hanno avuto un peso minore rispetto all'azione diretta e sempre più forte delle attività umane: aumento demografico, deforestazione tropicale ed estensione delle superfici messe a disposizione dell'agricoltura e dell'allevamento, crescita della popolazione di bovini e altri ruminanti, smisurato sviluppo della conurbazione e delle zone industriali, intensificazione insostenibile della pesca industriale.

Le cose rischiano di andare diversamente nel XXI secolo. L'uomo sta alterando la composizione dell'atmosfera di tutto il pianeta. I gas che immettiamo in sempre maggiore quantità nell'aria provocano – come sappiamo – il riscaldamento della superficie terrestre e degli strati bassi dell'atmosfera. Si va verso il "riscaldamento globale". Questa traduzione imperfetta del termine inglese *global warming* rappresenta forse meglio del termine inglese stesso quello che temiamo: un riscaldamento della superficie terrestre a livello globale, nonostante a livello locale ci si possa aspettare anche un raffreddamento.

Secondo le previsioni del gruppo d'esperti intergovernativo sull'evoluzione del clima, costituito dall'ONU nel 1998 (IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change), l'aumento medio della temperatura sulla superficie terrestre, da oggi al 2100, andrà a collocarsi tra 1,4 e 5,7 °C. Un riscaldamento di 4 °C o più sarà pertanto corrispondente all'aumento di temperatura che mise fine all'ultima era glaciale, quindi a una variazione che ha modificato profondamente la situazione del nostro pianeta. Se però il cambiamento naturale ha richiesto alcune migliaia di anni, siamo ora in presenza di riscaldamento dello stesso ordine concentrato in un solo secolo: un vero e proprio shock climatico.

Queste proiezioni corrispondono a varie ipotesi di emissione dei gas a effetto serra, nonché a stime sul riscaldamento indicato da tali scenari se tarati su diversi modelli climatici. Come scegliere però uno di questi scenari? Cosa accadrà in futuro? Quali saranno le conseguenze delle nuove tecnologie che appariranno o che si svilupperanno nel corso dei prossimi decenni? In che direzione si evolveranno le economie dei paesi ricchi o di quelli attualmente poveri e in via di sviluppo? Fino a che punto si diffonderà l'AIDS, e quali nuove malattie compariranno? È difficile fornire delle risposte... Tuttavia, se l'azione dell'uomo si assommerà alle variazioni naturali e a quelle provocate

dalle reazioni della natura stessa, da qui all'anno 2100 andremo incontro a un riscaldamento globale di alcuni gradi: sarà questo *il* grande problema che noi, i nostri figli e i nostri nipoti dovremo affrontare nel corso del XXI secolo.

II. Realtà e rischi

Mentre alcuni avvertono del rischio di catastrofe planetaria se perseverassimo nel nostro attuale stile di vita e produzione, altri prospettano una catastrofe economica se solo cercassimo di modificarlo appena. A chi dobbiamo credere? Possiamo distinguere un dato numero di realtà e di fatti dimostrati e classificare i molteplici rischi reali, che vanno dagli avvenimenti quasi certi alla fantasmagoria catastrofista e all'incubo. Non si tratta di un esercizio puramente speculativo, poiché sappiamo che le azioni umane hanno già influenzato il pianeta nel suo complesso e che le future scelte d'intervento (o di non intervento) andranno in parte a plasmare il nostro avvenire. Restiamo però circondati da tante incertezze e, pur contando sui grandi progressi del nostro sapere, non possiamo sperare di eliminarle tutte. Occorre nondimeno fornire un contenuto concreto a quello che è chiamato "principio di precauzione": soppesare certezze, probabilità e dubbi, riuscire a scacciare i fantasmi senza per questo scartare le eventualità improbabili ma totalmente inaccettabili.

1. La trasformazione dell'atmosfera. – Nella prima parte di quest'opera sarà esposta l'innegabile trasformazione antropica dell'atmosfera terrestre intervenuta dopo l'avvento della rivoluzione industriale e si descriverà come questa variazione differisca dai cambiamenti naturali del passato. Saranno poi analizzati i rischi del forte mutamento dell'atmosfera che sta avendo luogo nel XXI secolo. Oggi è noto che le attività umane immettono nell'atmosfera una quantità sempre maggiore di gas serra, non solamente anidride carbonica (CO₂) ma anche metano (CH₄) e molti altri. Comunque i cambiamenti atmosferici non si limitano più a queste immissioni. Altre forme d'inquinamento modificano la quantità e la percentuale di particolari sostanze solide e liquide sospese nell'atmosfera (gli aerosol) e influenzano direttamente e indirettamente la disposizione atmosferica dell'energia solare e la superficie terrestre, causando un raffreddamento locale, ma non generale, della superficie stessa dovuto all'intensificazione di quello che è chiamato "effetto ombrello". Una stabilizzazione entro il 2100 della quantità di gas serra nell'atmosfera sembra improbabile ma non impossibile. D'altra parte, si può facilmente immaginare – e realizzare – una riduzione della quantità di aerosol antropici nell'atmosfera, dove per "antropico" (opposto a "naturale") si indica tutto quello che deriva in modo diretto o indiretto dall'attività umana.

2. Il controllo atmosferico del clima. – Si è richiamata l'attenzione sull'effetto serra e l'effetto ombrello, ma occorre ancora definirli. Nella seconda parte del volume svilupperemo questi concetti, che si riferiscono a una rappresentazione schematizzata dei processi che governano il clima. Si sa che la Terra è riscaldata dal Sole, e che ogni significativa variazione del secondo può e deve modificare il clima. Tuttavia, l'atmosfera, con l'effetto ombrello, determina la percentuale di irradiazione solare che viene trasformata in calore e, con l'effetto serra, regola il trasferimento dei flussi di calore dal nostro pianeta allo spazio sotto forma di radiazioni infrarosse termiche. Un modello molto semplice (a dimensione zero!) del sistema climatico permette di identificare i fattori esterni del controllo del clima e di definire i termini del suo *forcing* (le cause forzanti), che sia naturale o antropico, diretto o indiretto. Non si può comunque essere soddisfatti da questo schema semplicistico, in cui non figura che una media globale dei flussi energetici. Occorre quindi cominciare presentando il ciclo dell'acqua, aspetto essenziale del clima, e considerare quelle che vengono denominate, benché in maniera semplificatrice, le sue "retroazioni". È poi necessario osservare che il sistema climatico possiede una propria variabilità interna, indipendente dalle cause forzanti esterne. Tale variabilità deriva in gran parte da congiunzioni imperfette e non sincrone tra l'atmosfera e le altre componenti del sistema climatico, soprattutto l'idrosfera (gli oceani e le altre masse liquide composte d'acqua) e la criosfera (nevi e ghiacci), nonché dalla ripartizione

asimmetrica dei continenti su un pianeta che non è illuminato dal Sole in maniera uniforme. A ogni modo, è solo in seguito alla rivoluzione dei calcolatori digitali che si può seriamente cercare di misurare l'evoluzione cronologica di questo complesso sistema a tre dimensioni.

3. Il clima si riscalda (e si riscalderà). – Nella terza parte si affronterà la climatologia in senso classico, vale a dire le osservazioni che permettono di definire i climi e di scoprire i loro cambiamenti. Nonostante le numerose difficoltà – lacune nelle osservazioni storiche, in particolare per quanto riguarda la copertura dell'intero pianeta e le epoche precedenti al XX secolo, evoluzione delle tecniche di misurazione, sconvolgimenti causati da fenomeni locali – la realtà di un riscaldamento cominciato alla fine del XIX secolo appare ben assodata. Questo riscaldamento, sebbene lieve se comparato alle variazioni di temperatura intervenute fra le ere glaciali e interglaciali, sembra differenziarsi notevolmente dalle altre mutazioni climatiche subentrate nell'ultimo millennio. Anche gli altri aspetti del clima – precipitazioni, frequenza di violenti uragani o di siccità prolungate – presentano variazioni marcate su differenti scale spazio-temporali; non disponiamo però dei dati e di una visione retrospettiva relativa a questi cambiamenti, da cui, a ogni modo, non potremmo ricavare il corso dell'evoluzione globale. Per comprendere meglio il funzionamento del sistema climatico attuale e per cercare di prevederne l'evoluzione in risposta al *forcing* attuale e futuro, non occorrono solamente dei calcoli migliori, ma il perfezionamento e il completamento dell'indagine su tutte le componenti del sistema a livello globale, attraverso l'utilizzo diffuso dell'osservazione spaziale dell'atmosfera e della superficie terrestre, nonché dell'esame delle profondità marine. Gli strumenti effettivamente adatti a un'indagine completa – come basi spaziali di controllo o reti di stazioni equipaggiate con strumenti scientifici – non esistono ancora e, sotto quest'aspetto, una climatologia basata sull'osservazione riguarda soprattutto il futuro. Allo stesso tempo, però, la paleoclimatologia avanza a grandi passi. L'approfondimento della conoscenza del clima del passato, talvolta completamente differente da quello attuale, e dei mutamenti climatici più o meno rapidi mette alla prova l'attendibilità delle simulazioni di cambiamento e dei modelli relativi alle più diverse cause del *forcing* climatico: quale sarà quindi la crescita del riscaldamento globale, e come si manifesterà? E, in particolare, quali saranno i cambiamenti all'interno del ciclo dell'acqua?

III. Clima e politica

Alcune scelte intorno allo sviluppo economico sembrano dover trascinare il pianeta verso un riscaldamento radicale, che in meno di cent'anni tratterà nuove coste e disegnerà nuove mappe della media delle precipitazioni, dell'estensione dei deserti, della frequenza delle siccità, del rischio di uragani. Se riteniamo che questo prezzo – per l'ambiente dell'uomo e per la biodiversità, come anche per l'economia mondiale – sia inaccettabile, possiamo cambiare rotta? Si affronterà questo problema nell'ultima parte dell'opera, tracciando la storia dell'irruzione della questione climatica sulla scena politica internazionale e analizzando sia il protocollo di Kyoto sia alcune incognite future. In fin dei conti, si tratta di sapere se le attività umane, che oggi producono un *forcing* climatico globale con retroazioni fisiche e biogeochimiche, possono allo stesso modo provocare un processo retroattivo sull'intelligenza, ovvero la scelta di un avvenire meno spiacevole di quello verso il quale l'umanità sembra dirigersi.

Capitolo I

La trasformazione dell'atmosfera planetaria

I. Le misurazioni del cambiamento

1. **Le misurazioni di Mauna Loa.** – Nel 1895 il chimico svedese Svante Arrhenius osserva che la crescente combustione dei carburanti fossili (carbone, gas naturale e petrolio) deve necessariamente aumentare la quantità di anidride carbonica (biossido di carbonio, CO₂) nell'atmosfera. Egli formula così l'ipotesi che questa crescita rinforzerà l'effetto serra e porterà a un riscaldamento della superficie terrestre. Negli anni Settanta del XX secolo l'osservazione diretta conferma l'aumento di CO₂ nell'atmosfera. Durante l'Anno geofisico internazionale (1957-1958), lo statunitense Charles David Keeling comincia la sua lunga serie di misurazioni sistematiche e precise della concentrazione atmosferica di questo gas. I suoi strumenti, collocati a 3400 metri di altitudine sull'antico campo lavico di Mauna Loa (19°32'N, 155°35'W; un vulcano relativamente poco attivo situato sull'isola di Hawaii), analizzano delle masse d'aria che sono quasi sempre dei campioni rappresentativi dell'atmosfera di tutta la Terra. Nel giro di qualche anno i risultati sono indiscutibili: il CO₂ atmosferico cresce in maniera costante (cfr. fig. 2, in alto). Nel 1958 la concentrazione media annua era di 315 parti per milione (o ppm) (1). Nel 1974 passa a 330 ppm. Si nota chiaramente un'oscillazione annua: il CO₂ scende di parecchie ppm nel corso dell'estate nell'emisfero Nord, per poi risalire nel corso dell'inverno. Quest'oscillazione è determinata dalla distribuzione asimmetrica delle aree continentali sul globo. Durante la stagione di crescita della vegetazione nella zona temperata eurasiatica e nordamericana, la fotosintesi cattura il CO₂ atmosferico per creare materia organica e rilasciare ossigeno; nel resto dell'anno, quando prevale la respirazione, la fotosintesi rimanda quasi tutto il CO₂ nell'atmosfera. Tuttavia, dopo gli anni Cinquanta, l'aumento atmosferico di CO₂, decennio dopo decennio, travalica l'ampiezza del suo ciclo annuale. Nel 2001 la sua concentrazione atmosferica superava le 370 ppm: si tratta del valore medio per tutta l'atmosfera del pianeta.

2. **Il CO₂ sulla Terra prima del 1957.** – La grandezza e la rapidità della crescita del CO₂ atmosferico – 5% d'aumento del valore relativo in meno di vent'anni – confermano dal 1957 l'attendibilità dell'ipotesi di un prossimo raddoppio della quantità di questo gas, incoraggiando così a nuovi sforzi mirati a completare le osservazioni di Keeling. Alcune precedenti analisi della composizione atmosferica ci indicano che nel 1900 il CO₂ era pari a 290 ppm. Le indagini sulle bolle d'aria contenute negli strati di ghiaccio – le nevi di un tempo – fanno ipotizzare per il 1750 un livello di 277 ppm. La quantità di CO₂ atmosferico è dunque aumentata di più di un quarto nel corso del XX secolo, e di più di un terzo dall'avvento della rivoluzione industriale.

La trasformazione della composizione dell'atmosfera misurata a Mauna Loa ha portato alla costruzione di altre numerose stazioni di rilevamento sparse in tutto il pianeta: da quelle di Alert (Canada), situata a 800 km dal Polo Nord, e di Barrow (Alaska), sulle coste dell'Oceano Artico, alla stazione scientifica statunitense del Polo Sud e a quella francese sull'isola di Amsterdam (37°52'S, 77°32'E), nella parte meridionale dell'Oceano Indiano. In tutte queste basi le misurazioni confermano l'effettivo e crescente aumento del livello di CO₂. Come ci si aspettava, l'ampiezza e la fase della sua oscillazione annua differiscono da una stazione all'altra in funzione della latitudine e della condizione in rapporto alla superficie di copertura vegetale.

3. **Gli altri gas a effetto serra.** – L'osservazione non si limita più al biossido di carbonio. Gli scienziati s'interessano a numerosi altri gas meno abbondanti che rivelano a loro volta ulteriori modifiche nella composizione chimica dell'atmosfera. Tutti i gas costituiti da molecole

poliatomiche (composte da due atomi o più) possono contribuire ad aumentare l'effetto serra. Si tratta in particolare del metano (CH_4) e del protossido d'azoto (N_2O). Come per il CO_2 , la quantità di questi gas nell'atmosfera è in crescita. Confrontando le misurazioni dirette degli ultimi decenni con studi sugli ultimi due secoli effettuati utilizzando i ghiacci, si riscontra il drammatico aumento della concentrazione di metano, più che raddoppiata, essendo salita dalle 800 ppb del 1850 alle attuali 1700 (fig. 2).

4. I clorofluorocarburi e l'ozono. – Si deve anche far cenno ai differenti gas della famiglia dei clorofluorocarburi, o CFC, una creazione industriale risalente al 1938. Queste molecole, che presentano la stessa struttura del CH_4 – ma con l'atomo di carbonio circondato da atomi di cloro e fluoro e non d'idrogeno – hanno un ciclo vitale più lungo. Raggiungendo la stratosfera, i CFC si inseriscono nel ciclo di distruzione catalitica dell'ozono (O_3) rivelato nel 1985 dalla scoperta di un "buco" sopra l'Antartico. L'azione dei CFC in questo processo ha portato nel 1987 all'adozione del protocollo di Montréal, che ha messo fine alla loro produzione. Già ora si nota una stabilizzazione, se non addirittura un leggero decremento, della concentrazione atmosferica di alcuni CFC (fig. 2). Tuttavia non scompariranno tanto presto, in quanto sono ancora presenti in grandi quantità nei circuiti di refrigerazione e di climatizzazione, finendo spesso nell'atmosfera quando questi impianti terminano il loro ciclo di vita. I CFC rimarranno quindi ancora per numerosi decenni nell'atmosfera. Durante questo periodo il buco dell'ozono crescerà ogni primavera sopra l'Antartico e continuerà la sua "lottizzazione selvaggia" dell'Artico. L'ozono della stratosfera va preservato perché assorbe le radiazioni solari ultraviolette, proteggendo così la vita all'aperto. Nell'aria che respiriamo, però, l'ozono, un potente ossidante, costituisce un inquinante nocivo sia per gli animali sia per la vegetazione. Contribuisce inoltre all'effetto serra. La sua concentrazione è cresciuta in maniera significativa non solo vicino alle aree urbane inquinate ma anche su regioni più estese.

5. Gli altri cambiamenti: il fumo nero. – Molti considerano le emissioni di CO_2 come un fattore inquinante, ma il loro prevedibile aumento nel corso del XXI secolo avrà poche conseguenze negative sulla salute, fuorché quelle dovute all'interazione con i cambiamenti climatici da esse provocati. Il CO_2 resta una materia prima essenziale per la fotosintesi; il suo aumento sta già favorendo, e lo farà sempre di più in avvenire, la crescita delle piante, posto che tutti gli altri elementi – disponibilità d'acqua e di elementi nutritivi, temperatura dell'ambiente – restino inalterati. Anche se si bruciassero *tutti* i carburanti fossili disponibili sulla Terra, il CO_2 atmosferico non potrebbe raggiungere un livello direttamente nocivo per la salute. Si dovrebbe invece temere, e cercare di impedire, una salita troppo rapida e troppo violenta della concentrazione di biossido di carbonio per gli effetti che quest'aumento avrebbe sul clima. A parte il problema dei gas serra, gli interventi umani sull'atmosfera modificano la quantità di particelle in sospensione (gli aerosol), influenzando direttamente e indirettamente la disposizione dell'energia solare tra la superficie e l'atmosfera planetaria e provocando talvolta un raffreddamento locale, ma non diffuso, della superficie terrestre dovuto all'intensificazione dell'effetto ombrello.

Il fumo nero o particolato atmosferico, composto da particelle di fuliggine, costituisce il più visibile effetto di questo tipo di inquinamento, sotto accusa dall'inizio dell'era industriale ma in realtà presente da quando l'uomo utilizza il fuoco. Le condizioni di combustione imperfetta che originano queste particelle visibili favoriscono inoltre la produzione di monossido di carbonio (CO), un gas tossico invisibile. Nel settore privato e industriale il fumo nero è sintomo di spreco, di combustione incompleta del carbonio: nei paesi avanzati è così in via di scomparsa. La visibilità del fumo nero determina un assorbimento di luce solare: un processo che riscalda le particelle di fuliggine e l'aria circostante ma che riduce l'energia solare disponibile alle quote più basse. Queste particelle non restano comunque nell'aria a lungo, in quanto vengono "ripulite" dalle precipitazioni. Il loro raggio d'azione resta così limitato: le incontreremo nell'aria, sottovento al punto d'emissione, negli incendi di campi, boschi o foreste, nei camini delle case o delle fabbriche. Il raggio d'azione si estende quando le particelle giungono negli strati più alti dell'atmosfera provenienti da ciminiere o,

soprattutto, da colonne d'aria che salgono da focolai molto caldi. Le cappe di fumo originate dagli incendi boschivi o da altri particolari eventi, come la distruzione da parte degli iracheni dei pozzi petroliferi del Kuwait, hanno influenzato regioni estese solo per un limitato periodo. Nella zona tropicale, però, dove gli incendi volontari sono spesso impiegati come mezzo (mal controllato) di trasformazione delle foreste in pascoli o piantagioni, l'atmosfera è sempre più pesantemente carica di aerosol di carbonio. Nel 1998 Singapore e Kuala Lumpur sono state inquinate da cappe di fumo provenienti da incendi di foreste scoppiati in Indonesia, a mille chilometri di distanza. Così, il fumo nero, scomparso dai paesi avanzati, fa spesso la sua comparsa in altri cieli, quelli dei paesi in via di rapido sviluppo. Per la prima volta un inquinamento industriale massiccio colpisce la zona tropicale, area in cui il lavaggio dovuto alle piogge si fa attendere per tutti i mesi della stagione secca. Gli aerosol e gli altri agenti inquinanti si accumulano poi nell'atmosfera, formando quella "nube scura asiatica" che si spiega fino a sud dell'Oceano Indiano.

6. Il biossido di zolfo e gli altri agenti inquinanti gassosi. – La combustione dei carburanti fossili conduce inevitabilmente all'aumento della concentrazione di CO_2 in tutta l'atmosfera terrestre. Queste emissioni non sono aggressive nel senso stretto della parola ma, in compenso, esistono altre esalazioni che vengono da molto tempo considerate inquinanti. Il carbone e il petrolio contengono spesso delle impurità solfuree, che si trasformano in biossido di zolfo (SO_2) durante la combustione. Se non si fa nulla per "ripulirle" prima dell'uscita dalle ciminiere, queste esalazioni avvelenano l'area circostante. Ma hanno anche effetti più vasti? Nell'atmosfera, l' SO_2 si trasforma in particelle acide, soprattutto in goccioline di acido solforico, rapidamente eliminate dalle precipitazioni. I differenti composti di zolfo rimangono quindi nella troposfera solo per qualche giorno. La distribuzione degli aerosol solfati riflette da una parte la distribuzione delle fonti d'emissione dei gas precursori (SO_2 , legato alla combustione e all'attività vulcanica, dimetilsolfuro, d'origine biologica marina), dall'altra la circolazione atmosferica e i fenomeni di precipitazione. Le particelle che si formano nella stratosfera dopo le eruzioni vulcaniche possono invece rimanere sospese per mesi o anni, quindi sufficientemente a lungo per essere disperse lontano dall'area interessata dall'eruzione. Queste particelle, riducendo il flusso di irraggiamento solare disponibili per riscaldare gli strati più bassi dell'atmosfera e la superficie terrestre, rafforzano l'effetto ombrello e agiscono pertanto nel senso di un raffreddamento globale.

Gli aerosol antropici originati dallo zolfo, ripuliti dalle grandi precipitazioni, hanno anche effetti su larga scala? In Scandinavia, verso gli anni Sessanta, si osservò un aumento dell'acidità dei laghi causato dalle piogge acide dovute alla crescente emissione di SO_2 in Gran Bretagna e in Europa centrale. Questa forma d'inquinamento transfrontaliero testimonia il trasporto atmosferico di particelle inquinanti a un migliaio di chilometri e più. Esse influenzano quindi la disponibilità di irraggiamento solare su regioni molto estese. Le emissioni antropiche di SO_2 si sono letteralmente decuplicate tra il 1890 e il 1990 (fig. 3), moltiplicando il carico di aerosol solfati nella troposfera per dieci o venti volte sopra alcune regioni: l'area nordorientale degli Stati Uniti, l'Europa centrale e orientale sino agli Urali, l'Asia sudorientale. Dagli anni Ottanta si cerca di rendere l'aria più pulita; di conseguenza, si sono ridotte le emissioni di SO_2 in Europa occidentale e in America del Nord, come anche negli altri paesi aderenti all'OCSE (Organizzazione di cooperazione e di sviluppo economico). Si è così osservata una diminuzione dell'acidità dei laghi e dei corsi d'acqua dolce. Nei paesi sorti dall'ex blocco sovietico dell'Europa orientale e dall'ex URSS, "in transizione verso l'economia di mercato", la crisi economica degli anni Novanta e le ricadute dello spreco di energia che vi regnava hanno ugualmente portato a una forte riduzione degli emissioni di SO_2 . Tuttavia, in alcuni paesi in via di sviluppo a rapida crescita economica, l'eliminazione di SO_2 dalle ciminiere non è ancora partita. La quantità di aerosol antropici aumenta sotto la spinta dei nuovi centri industriali dell'Asia orientale e meridionale. Questa crescita rafforza l'effetto ombrello, contrastando l'intensificazione antropica dell'effetto serra su alcune aree.

Le emissioni di SO_2 alterano notevolmente il ciclo dello zolfo, con effetti diretti e indiretti sull'equilibrio radiativo della Terra e, di qui, sul clima. Fra le altre emissioni, gli ossidi d'azoto (NO

e NO₂) – formati in piccole quantità dall’azoto (N₂) dell’aria “pura” in base alle condizioni di combustione –, i composti organici volatili e qualche ulteriore gas possono avere, oltre a varie conseguenze sulla salute degli esseri viventi, effetti indiretti sull’equilibrio radiativo, in quanto partecipano a reazioni chimiche riguardanti l’ozono.

II. Tra passato e presente

1. **Le alternanze del Pleistocene e dell’Olocene.** – Anche se la trasformazione antropica dell’atmosfera è un fatto nuovo nella storia del pianeta, non bisogna più di tanto pensare a una composizione atmosferica costante nel corso delle ere. La geologia ci insegna che fino a un’epoca relativamente recente, cioè alcune centinaia di milioni d’anni, l’ossigeno (O₂) era molto raro nell’atmosfera, mentre il CO₂ era molto più abbondante, presentando una concentrazione superiore alle 1000 ppm (contro le 370 ppm attuali). L’atmosfera si è evoluta, proprio come il Sole, la Terra, la Vita. Per comprendere il clima del Cretaceo, occorre quindi tenere conto di quest’evoluzione, come anche delle differenze di distribuzione fra i continenti e gli oceani. Tuttavia, se limitiamo la nostra attenzione a un periodo più recente, cioè al Pleistocene – due milioni d’anni durante i quali la deriva dei continenti fu minima –, scopriremo delle grandi alternanze tra le ere glaciali e interglaciali. I climi passati sono registrati dai rapporti isotopici di idrogeno e ossigeno nel ghiaccio accumulato nel corso dei millenni o in quelli di carbonio e ossigeno nei carbonati (degli scheletri dei microrganismi) dei sedimenti marini. In via generale, la temperatura media così determinata segue una curva discendente per un periodo di circa 100 mila anni (fig. 4); questa non è costante, ma presenta piuttosto degli sbalzi con una periodicità compresa fra 21 mila e 40 mila anni. Il volume dei ghiacci sui continenti aumenta nel corso dei periodi più freddi; queste variazioni concordano con quelle dedotte dalle tracce lasciate sulla superficie della Terra dall’avanzata dei ghiacci stessi.

Nel corso della discesa verso il parossismo glaciale, l’accumulo delle nevi diventate ghiaccio sui continenti vicini ai Poli corrisponde a quello dell’acqua ritirata dagli oceani per evaporazione, che ha fatto abbassare il livello del mare di circa 130 metri. Questa variazione appare così nelle zone fossili sottomarine presso le coste.

I picchi glaciali – l’ultimo risale a solo 18 mila anni fa – terminano con una transizione assai rapida, non più di qualche millennio, verso un clima “interglaciale” come quello che attualmente domina da circa 10 mila anni. Grazie alle dettagliate analisi della composizione delle bolle d’aria formatesi nel ghiaccio dopo decine e centinaia di migliaia d’anni, sappiamo che anche la stessa composizione dell’aria è variata in concerto con il clima.

La concentrazione atmosferica di biossido di carbonio e di metano è calata all’epoca delle glaciazioni (fig. 4). Le concentrazioni massime rilevate durante i periodi interglaciali non hanno però mai superato, prima del 1800, le 290 ppm per il CO₂ e le 750 ppb per il metano. La crescita di questi livelli con l’avvento dell’era industriale – e fortemente accelerata a partire dal 1950 (fig. 2) – costituisce quindi un fenomeno nuovo nella storia del nostro pianeta. I valori registrati nel 2000 (circa 370 ppm per il CO₂ e 1750 ppb per il CH₄) erano decisamente i livelli massimi da milioni di anni.

Nel 1839 il geologo inglese Charles Lyell dava il nome di Olocene (“interamente nuovo”) all’ultima era interglaciale, quella che vide l’invenzione dell’agricoltura e la nascita della civiltà. Tuttavia, dal punto di vista dei climi e della composizione dell’atmosfera, nulla distingue l’Olocene conosciuto da Lyell dalle ere interglaciali precedenti (che siano di 110 mila anni fa, 210 mila, ecc.). Ora tutto cambia, e molto in fretta. A causa dell’azione umana, l’era dell’Olocene è realmente del tutto nuova. Dobbiamo chiamarla “Antropocene”?

2. – Le cause del rapidissimo cambiamento attuale

A) *Il biossido di carbonio*. – La quantità di CO₂ nell'aria dipende dagli scambi di questo gas fra l'atmosfera e gli oceani, come anche dagli eventuali apporti (vulcanici) provenienti dalle profondità terrestri. Dipende inoltre dagli scambi tra l'atmosfera e la biosfera legati alla fotosintesi, alla respirazione e all'ossidazione. L'aumento del biossido di carbonio atmosferico da un minimo vicino a 180 ppm nell'ultimo picco glaciale di 18 mila anni fa a più di 226 ppm all'inizio dell'Olocene, 11 mila anni fa, non è certamente dovuto all'azione umana, sebbene l'uomo fosse già presente. Questa crescita è al tempo stesso una conseguenza del riscaldamento avvenuto alla fine dell'era glaciale e una causa del riscaldamento supplementare, operante nel circuito di retroazione positiva di rinforzo dell'effetto serra. Lo stesso vale per il metano, la cui concentrazione passa da 300 a 700 ppb fra l'ultimo picco glaciale e l'inizio dell'Olocene. Sino al XIX secolo, il clima e la composizione atmosferica sono rimasti relativamente costanti per ottomila anni. È vero che la concentrazione di CH₄ è scesa a 500 ppb cinquemila anni fa, e quella di CO₂, che era di 260 ppm ottomila anni fa, non ha raggiunto 280 ppm se non duemila anni fa, ma questi cambiamenti riflettono l'evoluzione della biosfera, che ha impiegato alcuni millenni per approfittare pienamente del riscaldamento e del ritiro dei ghiacci.

Da due secoli e mezzo tutto sta cambiando, e in modo sempre più veloce. All'origine di questo mutamento così rapido, e nuovo, c'è l'uomo. Lo sviluppo dell'allevamento e dell'agricoltura, iniziato all'incirca diecimila anni fa, modifica la copertura vegetale, aumentando spesso l'albedo (la riflettività) di quelle superfici che si estendono con l'aumento della popolazione umana. Con l'accelerazione della crescita demografica, un nuovo processo interviene in maniera diretta nella modifica della composizione dell'aria. Infatti, la rivoluzione industriale che comincia in Gran Bretagna ha nel carbone la principale fonte d'energia. Questa combustione di carburante fossile crea un nuovo flusso, sempre maggiore, di biossido di carbonio nell'atmosfera. Alla fine del XIX secolo, quando l'atmosfera contiene all'incirca 2350 miliardi di tonnellate di biossido di carbonio (640 miliardi di tonnellate di carbonio), la combustione, soprattutto di carbone, trasforma in CO₂ approssimativamente 500 milioni di tonnellate di carbonio fossile all'anno. Nel 1990 la combustione di carburanti fossili (petrolio e gas naturale, oltre che di carbone) ha trasformato otto miliardi di tonnellate di carbonio fossile in CO₂. Nel 2002 l'atmosfera conteneva 820 miliardi di tonnellate di carbonio sotto questa forma, quindi 3000 miliardi di tonnellate di CO₂. La crescente immissione di biossido di carbonio nell'atmosfera crea una profonda situazione di squilibrio che aumenta il flusso di CO₂ verso gli oceani e verso la parte della biosfera che può trarre vantaggi da questa sovrabbondanza di materia prima per la fotosintesi. Tuttavia, il flusso in crescita verso quelli che sono chiamati i "pozzi di carbonio" non compensa, senza poterla equilibrare, che per circa la metà la nuova fonte rappresentata dalla combustione di carburanti fossili. Sui 1300 miliardi di tonnellate di CO₂ aggiunte all'atmosfera dall'attività umana tra il 1900 e il 2000, essenzialmente a causa della combustione di carburanti fossili, pressappoco la metà vi è rimasta. L'altra metà deve essere stata assorbita in parte dagli oceani, in parte dalla biosfera.

Gli studiosi sono ancora lontani dall'aver determinato l'azione dei differenti meccanismi in gioco: dissoluzione negli strati oceanici superficiali, passaggio attraverso il fitoplancton e lo zooplancton ai fondi oceanici, fertilizzazione della biomassa continentale nelle zone temperate, spostamento di masse continentali negli oceani attraverso l'erosione e il trasporto fluviale. La rispettiva importanza delle foreste dell'America del Nord e dell'Eurasia come pozzi di carbonio resta oggetto di controversie sia scientifiche che diplomatiche. La zona tropicale funziona oggi da *sorgente* di CO₂, sia perché è stata bruciata la maggior parte della materia vegetale eliminata durante i dissodamenti sia perché la denudazione del suolo intensifica l'ossidazione della materia organica. Il dissodamento in Nordamerica durante il XIX secolo, e ancor di più la deforestazione della zona tropicale nel XX secolo, hanno senza dubbio contribuito all'aumento di CO₂ precedente agli anni Settanta. Nondimeno, a partire dagli anni Cinquanta, è la combustione di carburanti fossili a dominare la scena. La diminuzione del rapporto isotopico (¹⁴C/¹²C) tradisce la crescente immissione nell'atmosfera di CO₂ originato dal carbonio fossile, in quanto non contiene l'isotopo radioattivo carbonio 14 (emivita 5700 anni) prodotto negli alti strati dell'atmosfera dai raggi cosmici.

B) *Il metano*. – Lo spettacolare aumento del metano atmosferico dopo il 1850 dipende da numerosi fattori. Per una parte è il risultato dello sfruttamento dei carburanti fossili, con il relativo aumento del flusso d'uscita di gas (CH₄) dai giacimenti di carbone e delle fughe di gas naturale (sempre di CH₄) da molti campi petroliferi. Se il gas naturale viene sempre più spesso raccolto per essere sfruttato, e quindi per essere bruciato e trasformato in CO₂, è ancora troppo frequentemente lasciato consumare inutilmente nelle torchiere o addirittura abbandonato nell'atmosfera all'uscita di pozzi petroliferi o con fughe da gasdotti a cattiva tenuta. La maggior parte del metano recentemente immesso nell'atmosfera proviene tuttavia da processi biologici favoriti dalla crescita della popolazione umana e dal concomitante sviluppo dell'agricoltura e dell'allevamento. Alcuni batteri che vivono negli ambienti privi di ossigeno producono metano – da qui il gas delle paludi e dei fuochi fatui. Inoltre, in importanti aree del mondo, dove il riso costituisce l'alimento base della popolazione, le superfici dedicate alla risicoltura stanno aumentando: in molti casi, la coltura viene fatta in risaie inondate in cui proliferano batteri metanogeni. Attualmente, le emissioni dovute alla risicoltura sfiorano i cento milioni di tonnellate annue di CH₄, più del doppio di quelle imputate all'estrazione del carbone e cinque volte quelle dovute alle perdite nei campi petroliferi o nelle fughe da gasdotti.

Se dal 1850 le emissioni di metano dovute alla risicoltura sono più che raddoppiate, quelle legate all'allevamento sono aumentate in maniera ancora maggiore e dal 1990 ne costituiscono la fonte principale. Affiancando la crescita della popolazione umana e del suo benessere, la popolazione bovina è cresciuta in proporzioni spettacolari. Di conseguenza, i batteri metanogeni che vivono nello stomaco dei ruminanti contribuiscono notevolmente ad aumentare il metano atmosferico. Si tratta dell'atmosfera di tutto il pianeta, e non solo di quella delle zone in cui sono presenti gli allevamenti, perché il metano, a parte la percentuale che si ossida e si trasforma in CO₂, permane sufficientemente a lungo nell'atmosfera – circa cinque anni – per entrare nel circuito della circolazione atmosferica. Sebbene questo gas sia ancora raro (meno di 2 ppm), il suo contributo all'intensificazione dell'effetto serra non è trascurabile.

A ogni modo, dal 1999 la concentrazione di metano sembra essersi fissata a 1751 ppb. Si tratta di una pausa temporanea oppure di una vera e propria stabilizzazione? Si può supporre che la riduzione delle fughe dai pozzi petroliferi o dai gasdotti malfunzionanti abbia ridotto le emissioni, ma come si evolveranno quelle legate alla risicoltura e all'allevamento dei ruminanti?

C) *Gli altri gas*. – Fra gli altri gas serra che stanno aumentando in maniera rilevante va incluso il protossido d'azoto (N₂O), un composto associato alla forte alterazione del ciclo dell'azoto causata dall'impiego dei fertilizzanti industriali. Vi sono inoltre i clorofluorocarburi, o CFC, che grazie alla loro inerzia chimica sono molto utili in numerose applicazioni (particolarmente nella refrigerazione). La loro inerzia fa in modo che queste molecole permangano e si accumulino nell'atmosfera, poiché possono essere eliminate solo nella stratosfera, dove partecipano a reazioni di distruzione catalitica dell'ozono. Queste molecole sono estremamente rare: nel 2000 si registrava una concentrazione di 600 ppt per il CFC 12 e di 200 ppt per il CFC 11. Con il blocco della produzione di CFC in applicazione del protocollo di Montréal, questi livelli non potranno più aumentare e certamente cominceranno a scendere. La scomparsa totale dei CFC richiederà però alcuni decenni. Nel frattempo, nonostante la loro estrema rarità, oltre alla distruzione dell'ozono della stratosfera, contribuiranno a rinforzare l'effetto serra.

I livelli di aerosol hanno conosciuto in passato grandi variazioni. La loro presenza è diminuita in base a un fattore cento in 18 mila anni, sia perché il clima dell'ultimo picco glaciale era più secco di quello attuale (per la maggiore estensione dei deserti), sia perché la circolazione atmosferica più sostenuta trasportava con più efficacia il pulviscolo verso l'Antartico. Per quanto riguarda gli aerosol solfati, si sono osservati in campioni di ghiaccio della Groenlandia dei picchi d'acidità legati alle grandi eruzioni vulcaniche, come quelle di Tambora del 1815 e di Krakatoa del 1883. Questi fenomeni di ricaduta restano comunque transitori, ma anche altre analisi hanno rivelato i

dettagli dei cambiamenti degli ultimi secoli e millenni. A causa della permanenza molto breve delle particelle di aerosol nell'atmosfera, ogni decisione diretta a bloccare questo tipo di inquinamento (per esempio, il piombo nella benzina) avrà effetti pressoché immediati. Il carico di aerosol aumenta quando la velocità d'emissione o di formazione cresce, ma, contrariamente a quanto accade con il CO₂ o i CFC, non si verifica mai un loro accumulo nell'atmosfera.

La velocità di deposito degli aerosol solfati, che tre secoli fa era molto ridotta rispetto all'ultimo picco glaciale, è aumentata con l'industrializzazione e la combustione dello zolfo contenuto nel carbone e nel petrolio. Nell'emisfero Nord le emissioni antropiche di zolfo (essenzialmente sotto forma di SO₂) si sono moltiplicate per sei tra il 1860 e il 1900, sorpassando quelle naturali (oceani, vulcani, suolo, piante); un ulteriore aumento successivo al 1900 ha portato la produzione annua di zolfo attuale a 73 milioni di tonnellate. Le emissioni di SO₂ dovute al traffico marittimo sorpassano le fonti naturali in tutto l'Atlantico settentrionale. Nel xx secolo, la crescita spettacolare delle emissioni antropiche di SO₂ ha certamente condotto a un aumento della quantità di aerosol solfati e a un rinforzo, pur differenziato su scala regionale, dell'effetto ombrello.

A ogni modo, dagli anni Sessanta le emissioni europee e nordamericane sono in diminuzione. A partire dal 1950 i carburanti che contengono una minor quantità di zolfo – petrolio e soprattutto gas naturale – hanno in parte sostituito il carbone; dopo il 1980 sono inoltre stati fatti notevoli sforzi per ripulire le emissioni eliminando l'anidride solforosa prima che fuoriesca dalle ciminiere. La crisi economica del blocco sovietico ha fortemente ridotto le emissioni di SO₂ (come di CO₂) in Europa orientale. In compenso, dal 1970 le emissioni dell'Asia sono più che raddoppiate. Il risultato è un aumento molto pronunciato dell'inquinamento da solfati in Asia e il suo calo in Europa e in Nordamerica. In Francia le emissioni di SO₂ sono passate da 1904 a 3319 kilotonnellate annue (kt/a) tra il 1960 e il 1975, per poi scendere a 688 kt/a nel 2000; entro il 2010 dovranno ridursi a 400 kt/a. L'evoluzione in Germania è stata ancora più marcata: da 7607 kt/a nel 1985 (comprendendo la Repubblica federale e quella democratica) a 2099 kt/a nel 1995, dopo la riunificazione, e 744 nel 2000; per il 2010 l'obiettivo è di 518 kt/a. L'aria è diventata immediatamente più pulita per quanto riguarda il contenuto di SO₂ e di aerosol. Il ritorno di laghi e corsi d'acqua dolce a un livello meno acido necessita di un periodo più lungo, ma è già in atto.

3. Le previsioni sulle emissioni. – Cosa succederà nel XXI secolo? Se lasciamo da parte gli effetti sporadici di eruzioni vulcaniche impreviste, l'evoluzione del carico di aerosol e la sua ripartizione geografica reagirà molto rapidamente a qualsiasi andamento dello scenario di emissione. Se da oggi al 21 dicembre 2020 si installeranno in tutto il mondo dei sistemi di ripulitura del biossido di zolfo, in modo da ridurre le emissioni dell'80%, la quantità di aerosol solfati antropici potrà diminuire del 50% prima del 21 marzo 2021. Riguardo al tasso atmosferico di gas serra, soprattutto di CO₂ e di CFC, va osservato che l'atmosfera risponderà assai meno rapidamente. Il tempo di permanenza nell'atmosfera di questi gas si misura infatti in decenni, e non in giorni. La fissazione di un limite per le emissioni di CO₂ non stabilizzerà la quantità di questo gas nell'atmosfera. I livelli da prevedere dipenderanno infatti dall'evoluzione delle fonti di emissione (combustione di carburanti fossili, deforestazione) ma anche di assorbimento – essenzialmente le foreste, a meno di non trovare qualche altra soluzione. Il futuro delle fonti di emissione (e di quelle di eventuale assorbimento) sarà legato allo sviluppo economico, alla crescita demografica, alla disponibilità (o all'esaurimento) dei differenti carburanti, ma anche alle scelte tecnologiche e, in fin dei conti, politiche. Gli studiosi di scienze sociali stanno cercando di creare modelli compatibili con questi differenti processi. Nell'ambito dell'IPCC gli esperti hanno invece preferito formulare un certo numero di schemi o di insiemi di scenari di emissione dei differenti gas. Secondo alcuni di questi, le emissioni di CO₂ aumenteranno ancora con fattore dieci nel corso del XXI secolo; per altri scenderanno a zero, o diverranno leggermente negative con lo sviluppo dei pozzi di carbonio. Tuttavia, la maggioranza degli scenari si colloca tra una stabilizzazione – pertanto un proseguimento dell'arricchimento atmosferico – e un fattore cinque d'aumento, vale a dire un'accelerazione. Per il metano alcune ipotesi intravedono una riduzione (del 30%) delle emissioni, altre una crescita stimata in base a un

fattore tre. Gran parte delle ipotesi – ma non tutte – prevedono un forte calo delle emissioni di SO₂ in Europa e in America del Nord prima del 2050, ma anche, fino a quell'anno, un proseguimento della loro crescita in Asia. Secondo alcune previsioni, la Cina dovrebbe passare dalle venti megatonnellate del 1990 a più di 90 Mt/a nel 2050 (o a meno di 50 Mt/a per altre); per l'India, che emetteva circa 4 Mt/a nel 1990, i calcoli vanno per il 2050 vanno da 13 a 44 Mt/a. In base al modello preso in considerazione, il totale mondiale raggiungerà un valore tra le 60 e le 110 Mt/a tra il 2020 e il 2050. Infine, praticamente tutte le previsioni lasciano intuire che nel 2100 le emissioni mondiali saranno sensibilmente diminuite, arrivando allora a 20 Mt/a, cioè un terzo del totale registrato nel 1990.

Una volta scelta l'ipotesi di previsione delle emissioni, il calcolo dell'evoluzione della composizione atmosferica coinvolgerà i processi fisici e chimici legati all'atmosfera stessa, in particolare l'ossidazione del metano, la formazione degli aerosol a partire dal biossido di zolfo e il loro lavaggio ad opera delle precipitazioni. Occorrerà inoltre tenere conto dei cambiamenti nell'atmosfera e nella biosfera. I mutamenti climatici provocati dalle variazioni della composizione atmosferica vanno infatti a loro volta a influenzare questi differenti processi. Alcuni modelli, in particolare, lasciano prevedere che gli effetti del riscaldamento sulla salute di alcune foreste, che attualmente svolgono la funzione di pozzi, le potranno piuttosto tramutare in nuove sorgenti di carbonio per l'atmosfera.