
Clima e risorse idriche tra atmosfera e sottosuolo

Paolo Martano

Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Lecce

Marco Delle Rose

Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Lecce

La vita, almeno così come la conosciamo, ha bisogno di acqua liquida per svilupparsi e mantenersi giacché le reazioni metaboliche di base avvengono in fase acquosa, e questo genera limitazioni importanti per poter essere ospitata su un pianeta, sia sulla chimica (presenza di acqua libera in superficie) che sulla fisica (temperatura e pressione in superficie), e quindi sul suo clima. Verso il traguardo degli 8 miliardi di esseri umani, la Terra non appare più tanto grande per il fabbisogno idrico della specie, che ammonta ad oltre $5 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{anno}$. Tale valore arriva a raddoppiare se calcolato come *impronta idrologica* ossia come quantità totale di acqua mobilizzata per tutte le attività umane. In ogni caso, il nostro fabbisogno è ancora inferiore al bilancio totale tra evapotraspirazione (evaporazione di superficie + traspirazione della copertura vegetale) e precipitazione sulla terraferma, dal quale dipende la ricarica delle risorse idriche. Tuttavia il rapido aumento della popolazione e quindi dell'utilizzo (che va avvicinandosi al li-

mite del bilancio naturale), la disuniforme distribuzione legata al clima delle diverse aree del pianeta e il fatto che l'acqua utilizzata nelle principali attività (industria, agricoltura ed anche uso domestico) spesso non possa essere direttamente riutilizzata o rimessa nel ciclo ambientale, fanno sì che la disponibilità di acqua dolce costituisca un problema di importanza crescente.

Clima e Ciclo Idrologico

Le risorse idriche sono quindi strettamente associate alla climatologia della regione interessata, ed in questa prospettiva l'interazione tra clima e ciclo idrologico e le loro possibili variazioni congiunte, sia globali che regionali, sono sempre più oggetto di studio e ricerca.

Il concetto di ciclo idrologico schematizza la successione dei processi di accumulo e di trasferimento dell'acqua, con in relativi cambi di stato fisico, tra atmosfera, idrosfera, litosfera e biosfera. La figura 1 mostra le sue componenti, ottenute mediante una complessa e attenta combinazione di dati di misura di superficie, rianalisi con dati satellitari e modelli di simulazione numerica (tutti necessari, perché i dati da satellite sono

legati alla calibrazione con misure in superficie, queste sono spesso mancanti su vaste aree, per esempio gli oceani, o molto sparse: basti pensare alle misure di evapotraspirazione che hanno bisogno di strumentazione dedicata e quindi spesso con scarsa copertura spaziale e temporale [1], e a quelle di precipitazione, che è una grandezza molto variabile anche su brevi distanze, ma si stima che la superficie totale coperta dai pluviometri usati per il monitoraggio globale non arrivi a quella di un campo di calcio! [2]).

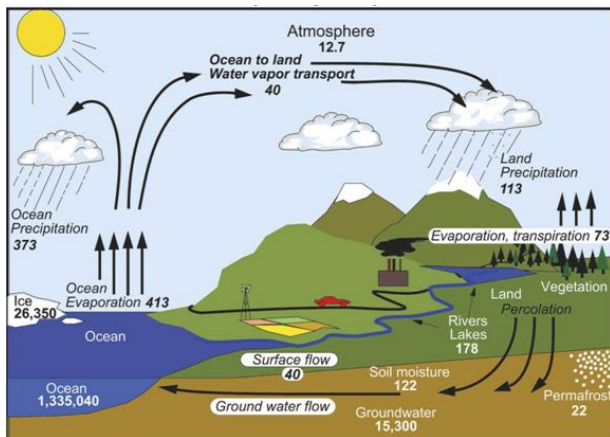


Figura 1: Il ciclo idrologico: dati di medi annuali di flusso e contenuto idrico (in migliaia di km³). Da [3].

In bianco risaltano i serbatoi di acqua e in nero gli scambi medi annuali. Gli oceani costituiscono evidentemente il grande serbatoio idrico primario mentre l'acqua si ridistribuisce sulla superficie attraverso il bilancio precipitazione/evaporazione e poi attraverso l'infiltrazione nel suolo sotto la superficie dei continenti. Si può notare che la quantità di evaporazione e precipitazione annuale sono ben superiori al contenuto medio di acqua in atmosfera, che è limitato dalla pressione di vapore saturo (equazione di Clausius-Clapeyron). Mediante una semplice divisione, si vede immediatamente come il tempo medio di ricambio (o permanenza) dell'acqua in atmosfera sia dell'ordine di appena una decina di giorni, il che implica il fatto che la precipitazione e l'evaporazione totali (cioè la somma della evaporazione dai bacini idrici e della evapotraspirazione dalla superficie solida) si bilancino su scala annuale (figura 1). Il contenuto idrico dei suoli e dei bacini idrici superficiali (fiumi, laghi) è ben più limitato rispetto agli altri serbatoi naturali (ghiacciai, falde idriche) e costituisce, per lo più, un transito verso il ritorno in atmosfera (eva-

potraspirazione) o il trasferimento al mare, diretto o attraverso il passaggio intermedio negli acquiferi del sottosuolo. Questo passaggio chiude il ciclo cominciato con l'evaporazione oceanica. Infatti sulla superficie dell'oceano l'evaporazione supera la precipitazione mentre il contrario avviene sulla terraferma, dove l'evapotraspirazione è limitata dalla porosità dei suoli e dalla risposta fisiologica della vegetazione (un problema modellistico interdisciplinare, multiscala ed estremamente complesso!) e il surplus di precipitazione ritorna quindi all'oceano attraverso l'idrografia di superficie. Il ciclo idrologico è fortemente accoppiato al bilancio energetico della superficie terrestre. Il 50% circa della radiazione solare disponibile alla superficie viene utilizzato come calore latente di evaporazione e contribuisce a raffreddare la superficie, mentre il vapore prodotto è un efficace gas serra. Inoltre, la sua condensazione in nubi rilascia di nuovo parte del calore nell'atmosfera (a volte con effetti molto evidenti, come i cicloni tropicali), mentre le nubi influiscono nuovamente sia sulla radiazione solare incidente che su quella termica emessa di ritorno dalla superficie terrestre. Oltre a queste risposte rapide alla radiazione incidente, le masse oceaniche sono poi il volano lento che invece mitiga, ritardandoli, i possibili cambiamenti di regime termico sia locale che globale, mentre le masse ghiacciate tendono ad agire da fattore di amplificazione dei cambiamenti che si verificano a scala climatica (*feedback* positivo; maggiori dettagli sulle interazioni tra clima e ciclo idrologico alla fine di questa sezione). A causa di queste strettissime interrelazioni, un intenso programma di ricerca internazionale (GEWEX, www.gewex.org) è attivo dagli anni '90, anche per coordinare gli sforzi ed i progetti regionali (in Europa per esempio HyMeX, www.hymex.org) che cercano di comprendere e modellare al meglio l'interazione tra ciclo idrologico, bilancio energetico terrestre, e clima.

Come è noto, infatti, negli ultimi decenni è stato misurato un aumento globale della temperatura media alla superficie del pianeta, che si attesterebbe intorno ai 0.9 °C nel decennio 2006-2016 rispetto alla media di riferimento del 1850-1900 [4]. Siamo abituati a considerare e osservare le variazioni caotiche a breve termine delle variabili meteorologiche (il tempo atmosferico), o

quelle periodiche diurne e stagionali, e anche, più recentemente, alcune variazioni interannuali più lente (le cosiddette **teleconnessioni** tra cui la giustamente famosa ENSO, *El Niño Southern Oscillation*), che modulano il comportamento del sistema atmosfera-oceano, tuttavia, anche l'insieme delle caratteristiche statistiche delle variabili meteorologiche (e cioè il clima) può cambiare, anche se la loro osservazione deve coinvolgere evidentemente periodi temporali di alcuni decenni almeno. Nonostante la Terra abbia avuto notevoli variazioni climatiche nel corso della sua storia, sia passata per epoche più calde di quella attuale per esempio nel Mesozoico e anche attraverso glaciazioni cicliche nel Quaternario, il tasso di riscaldamento globale dell'ultimo secolo non sembra avere attualmente una spiegazione diretta, convincente, e sostenibile in termini quantitativi, eccezion fatta per l'aumento dell'effetto serra dovuto all'aumento della anidride carbonica e altri gas serra immessi dalle attività antropiche dall'inizio dell'era industriale [5]. In effetti questo momento storico è stato proposto anche come inizio di un'epoca geologica denominata Antropocene per i mutamenti su larga scala indotti sul pianeta dalla attività umana a causa soprattutto dell'aumento di ordini di grandezza dell'utilizzo di energia pro capite attraverso l'introduzione su larga scala dei motori e la necessità dell'uso di combustibili fossili per fornire grandi quantità di energia concentrata [6] (l'organismo umano è una macchina biologica di appena 100 W circa di potenza media, in equilibrio con il bilancio energetico della biosfera, che utilizza pochi watt per metro quadro di radiazione solare incidente, ma ad esempio il conducente di una piccola automobile ha già a disposizione un motore della potenza di decine di kilowatt [7]). In effetti, per quanto riguarda il clima, il tasso di aumento annuale di CO₂ risulta in ragionevole accordo con le emissioni antropogeniche annuali stimate e gli studi della sua composizione isotopica, che mostrano una diminuzione progressiva del contenuto di isotopi del carbonio ¹⁴C e ¹³C provano che l'esubero di CO₂ in atmosfera non ha origine dal metabolismo biologico planetario, ma in gran parte da fonti fossili [5]. Si è anche ipotizzato che l'immissione di gas che hanno effetto sul clima (climalteranti) nell'atmosfera, e quindi una sua apprezzabile variazione in composizio-

ne chimica sia cominciata già oltre diecimila anni orsono all'inizio della epoca storica, con l'avvento delle pratiche agricole (diossido di carbonio, CO₂) e dell'allevamento (metano, CH₄), ma è sicuramente con l'avvio dell'era industriale che l'immissione di gas climalteranti è cresciuta con una rapidità sconosciuta in precedenza.

Il sistema atmosfera-oceano è una macchina termica attivata dal flusso di radiazione solare (in gran parte visibile, ad alta temperatura) e in equilibrio termodinamico con questo flusso attraverso un flusso uscente di radiazione termica (infrarossa, a bassa temperatura). L'effetto serra causato alla presenza dell'atmosfera mantiene la temperatura media in superficie prossima ai 15°C, invece che intorno ai circa -20°C che si avrebbero se questa fosse direttamente in equilibrio termico con la radiazione solare incidente, e che si ottengono equiparando il flusso netto di radiazione solare entrante a quella termica uscente dalla superficie totale del pianeta attraverso la legge di Stefan-Boltzmann per la radiazione di corpo nero. L'effetto è tanto maggiore quanto maggiore è l'assorbimento della radiazione termica all'interno del mezzo (in questo caso la miscela di gas attivi in atmosfera), come risulta evidente anche dai più semplici modelli fisici basati solo sulla emissione di corpo nero [8] (vedi riquadro).

Una variazione di temperatura della superficie e della troposfera (la parte bassa dell'atmosfera soggetta alla convezione termica indotta dalla superficie e che contiene circa il 75% della massa totale di aria nei suoi 10 km circa di spessore medio) avviene in compensazione di una variazione del flusso di radiazione termica uscente alla sua sommità (in prima approssimazione ancora la legge di Stefan-Boltzmann del corpo nero) a causa di un mutato assorbimento a partire dagli strati più bassi, o più in generale dallo sbilanciamento tra flusso solare entrante e flusso totale uscente (la cosiddetta forzante radiativa [9]), flussi che sarebbero uguali in uno stato di equilibrio termodinamico. Questo sbilanciamento può avvenire per svariate ragioni: variazioni del flusso solare incidente, variazione di concentrazione di gas climalteranti, variazioni di albedo (riflettività) della superficie o della stessa troposfera, ecc. Nel caso dei gas serra tale variazione può essere in effetti calcolata in maniera più precisa

Equilibrio radiativo in atmosfera grigia

Il modello di equilibrio radiativo più semplice [8] è quello ad atmosfera in generale grigia nell'infrarosso (ma trasparente alla radiazione visibile). La radiazione infrarossa proviene quindi dalla superficie riscaldata (qui piatta per semplicità) e ogni spessore dz di atmosfera assorbe (legge di Lambert) ed emette (legge di Stefan-Boltzmann) due flussi di radiazione infrarossa (F_1 verso l'alto e F_2 verso il basso). Prendendo l'asse z verticale verso l'alto con $z = 0$ alla sommità della atmosfera e $z = z_0$ alla superficie si possono definire le seguenti relazioni

$$\begin{aligned}\frac{dF_1}{dL} &= F_1 - B \\ \frac{-dF_2}{dL} &= F_2 - B ,\end{aligned}$$

dove lo spessore ottico L è

$$L(z) = - \int_0^z \rho(z')k(z') dz' .$$

Ovviamente $L(0) = 0$, e definiamo $L(z_0) \equiv L_0$ e $B(z_0) \equiv B_0$.

Nell'equazione precedente abbiamo indicato con ρ la densità dell'aria, e con k la costante di assorbimento. Il coefficiente B dipende dall'altezza e dalla temperatura secondo la relazione $B(z) \propto \sigma T^4(z)$. Assumendo lo stato stazionario si ha:

$$\rho C_p \frac{dT}{dz} = \frac{d(F_1 - F_2)}{dz} = 0 ,$$

che implica $(F_1 - F_2) = \Delta F = \text{costante}$. Quindi dalle condizioni al contorno alla sommità dell'atmosfera e alla superficie del pianeta, $F_2(0) = 0$, $F_1(z_0) = B_s$, si ottiene:

$$B(z) = \Delta F(L(z) + 1)/2, \quad B_s - B_0 = \Delta F/2, \quad B_s = \Delta F(L_0 + 2)/2,$$

che mostrano quindi sia il tipico salto di temperatura tra la superficie e lo strato inferiore dell'atmosfera ($B_s - B_0$ che innesca la convezione), sia l'aumento della temperatura per entrambi all'aumentare dello spessore ottico L , e quindi con la concentrazione di gas serra (ρk).

sulla base della variazione misurata dei componenti di gas serra (CO_2 e CH_4 in primo luogo, ma anche altri, come ossidi di azoto e ozono troposferico) attraverso modelli costruiti sulla fisica degli scambi radiativi delle molecole coinvolte [8]. All'interno di un ragionevole intervallo di incertezza dovuto alla complessità modellistica, la forzante radiativa complessiva può essere calcolata non solo per i gas serra ma anche per le altre componenti che influiscono sulla forzante a breve termine (aerosol, variazioni della irradianza solare, variazioni di albedo a causa di cambio di uso del suolo ecc.). Si può poi utilizzare questa forzante in modelli numerici climatici sia per seguire l'andamento nel tempo delle temperature e del clima in generale, che per trovare la risposta della superficie in termini di aumento di tempe-

ratura all'equilibrio, quella che si avrebbe se il bilancio radiativo tornasse nullo, quando cioè anche il riaggiustamento lento dovuto a vari fattori tra cui la inerzia termica degli oceani e la risposta dei ghiacciai ha avuto luogo, supponendo costante la forzante a breve termine. L'aumento della temperatura di equilibrio corrispondente alla forzante attuale oscillerebbe grosso modo tra 1°C e 3°C circa rispetto alla media 1850-1900 [5]. Quello attualmente misurato è vicino all'estremo inferiore di questo intervallo, a causa dei riaggiustamenti lenti a cui si è accennato. Infatti se i tempi di risposta dell'atmosfera alle forzanti termiche sono di alcuni giorni, quelli degli oceani, a causa della massa in gioco di più di due ordini di grandezza superiore e della alta capacità termica dell'acqua, spaziano anche su decenni.

Questo ci fa capire che il riscaldamento globale che stiamo osservando oggi potrebbe ancora variare anche se la composizione dell'atmosfera venisse congelata allo stato attuale. Ma, visto che la previsione di equilibrio a lungo termine non è verificabile subito e, come anche quelle generate dai modelli numerici che seguono l'evoluzione temporale del sistema climatico con la concentrazione dei gas climalteranti, ha un intervallo di incertezza non trascurabile, non potremmo pensare che l'attuale riscaldamento possa essere legato ad altri fenomeni che in tempi passati hanno causato i cambiamenti del clima? In realtà la variazione di contenuto di CO₂ risulta correlata con la variazione delle temperature in pressoché tutte le epoche geologiche alle quali si può risalire dai carotaggi nei ghiacciai polari e nei fondali oceanici, anche se l'inizio delle fasi interglaciali sembra precedere l'aumento di CO₂[10]. Inoltre, la variazione dell'effetto serra con il contenuto di gas climalteranti risulta da cento anni di raffinamento di una teoria che si serve dei risultati della moderna spettroscopia supportata dai calcoli quantomeccanici della interazione delle molecole gassose con la radiazione, e che viene utilizzata nel contesto della fluidodinamica atmosferica attraverso calcoli numerici sofisticati inglobati nei modelli attuali di previsione climatica [9]. È noto tuttavia che i grandi cambiamenti ciclici globali di temperatura dell'era quaternaria sono correlati con le variazioni cicliche dei parametri dell'orbita terrestre, che causano periodiche variazioni della radiazione solare incidente (cicli di Milankovich), come provano appunto i carotaggi dei sedimenti oceanici. Questi fanno sì che la Terra in questa era geologica si sia comportata come un sistema essenzialmente bistabile, che è passato da stati di glaciazioni a stati interglaciali ogni 10⁵ anni circa, in fase con alcune variazioni cicliche dei parametri orbitali, che nonostante causino una forzante solare probabilmente insufficiente da sola per passare da una glaciazione a una fase interglaciale, riescono a innescarle ugualmente attraverso le perturbazioni generate dalle fluttuazioni intrinseche al sistema oceano-atmosfera, cioè le dinamiche interne a più breve termine a cui si è già accennato, e il *feedback* associato alla formazione del ghiaccio stesso (vedi più avanti in questa stessa sezione) [11, 12].

Questo può darci informazioni sullo stato attuale e futuro del pianeta? La Terra è entrata circa 15000 anni fa in un periodo interglaciale, e si trova ora, nello spazio dei parametri che caratterizzano le variazioni a lungo termine della sua orbita, in una posizione molto vicina a due glaciazioni passate dell'era quaternaria. La figura 2, estratta da un recente studio [13] mostra, insieme alle ultime glaciazioni del Quaternario, la posizione di queste due glaciazioni, denominate MIS11 e MIS19 (dove MIS è l'abbreviazione di *Marine Isotope Stage*, che si deduce, previa datazione radiometrica, dal rapporto tra ¹⁶O e ¹⁸O calcolato su campioni prelevati da sedimenti oceanici).

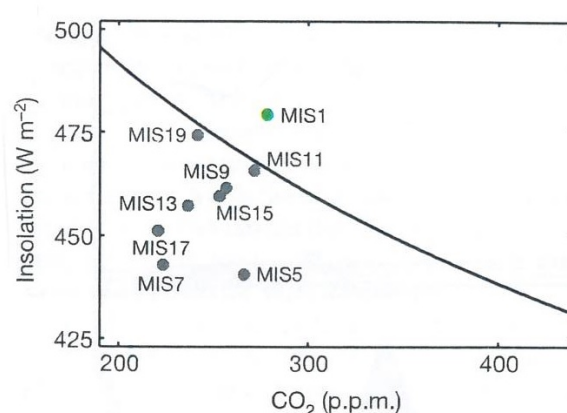


Figura 2: *Insolazione critica: i punti indicano le posizioni della Terra all'inizio delle ultime glaciazioni del Quaternario rispetto alla linea critica di innesco (curva continua), nel piano insolazione-concentrazione di anidride carbonica. MIS1 indica la posizione nell'Olocene preindustriale. Da [13].*

La regione al di sotto della linea continua rappresenta condizioni di possibile innesco delle glaciazioni nel piano della forzante relativa alla concentrazione di CO₂ rispetto alla radiazione solare calcolata dai parametri orbitali a 65° dell'emisfero nord (una ragionevole misura per la forzante orbitale, dato che le glaciazioni, privilegiano l'innesco nell'emisfero nord caratterizzato dalla più alta concentrazione di terra solida, per l'azione di *feedback* del ghiaccio di superficie). La linea continua è stata infatti calcolata usando un modello climatico tarato per simulare bene le due glaciazioni MIS11 e MIS19 in termini di condizioni orbitali di innesco e di ghiaccio totale (ri)prodotto. Queste sono state scelte proprio

perché la loro posizione in termini dei parametri orbitali è vicina a quella attuale. La curva (logaritmica rispetto alla concentrazione di CO₂) è stata quindi ottenuta cambiando i parametri orbitali in modo da ottenere valori soglia per l'innesco della glaciazione nel modello consistente con questi vincoli paleoclimatici, in funzione della concentrazione di CO₂, e pertanto è la linea critica che determina l'innesco o meno della transizione interglaciale/glaciale. Questo è confermato a posteriori dal fatto che tutti i punti che rappresentano lo stato del pianeta all'innesco delle precedenti 8 glaciazioni vengono a trovarsi al di sotto della linea critica nel grafico, ma la posizione della Terra nell'Olocene, cioè la nostra epoca (preindustriale) ne è al di sopra (MIS1). L'ultima glaciazione aspettata in ordine di tempo quindi sembra sia stata mancata già con la concentrazione pre-industriale di CO₂ di 280 ppm (non sarebbe neanche una cattiva notizia), e c'è anche chi ritiene, come si è accennato, che tale concentrazione, sia già dovuta all'attività umana sulla Terra a partire dalla introduzione dell'agricoltura [14]. Comunque siano andate le cose, con la attuale concentrazione di CO₂ (410 ppm) ci accorgiamo che il nostro pianeta risulta ben lontano oramai dalla linea critica, e risulterebbe già lontano per decine di migliaia di anni a venire dalla prossima eventuale glaciazione [13], potendo forse anche entrare in una fase di transizione non più direttamente assimilabile alla storia climatica della Terra dell'ultimo milione di anni [15]. Uno dei cosiddetti *tipping points*, o punti di non ritorno visibili per marcare un cambio di regime climatico, può essere proprio la completa fusione della calotta artica, a causa degli effetti di retroazione che possono innescarsi [10].

Ma tornando al ciclo idrologico: come interagisce questo con la forzante radiativa e la variazione della temperatura globale? In vari modi [16].

1. Il vapore acqueo è esso stesso un gas serra e un suo aumento globale in atmosfera (vedi punto 6 e sezione seguente) avrebbe in sé un *feedback* (retroazione) positivo sulla forzante radiativa (cioè rinforza, retroagendo, la stessa causa della sua variazione, e cioè l'aumento di temperatura).
2. Le nubi però hanno una potente albedo (ri-

flessione) sulla radiazione solare entrante e congiuntamente assorbono e riemettono nell'infrarosso. Una variazione della copertura nuvolosa in generale si comporta quindi in maniera potenzialmente ambigua rispetto alla forzante radiativa, dipendendo da fattori diversi come la altezza della nube e la sua microstruttura a livello di dimensioni e densità delle goccioline. La produzione di nubi da parte del vapore disponibile è anche fortemente condizionata dalla presenza o meno di minuscoli nuclei di condensazione (aerosol, o particolato), e l'insieme di fenomeni implicati, la cui dinamica continua ad essere oggetto di studio e ricerca, è uno dei fattori principali che contribuiscono alla incertezza già menzionata delle previsioni dei modelli climatici.

3. Atmosfera e oceano sono enormi masse fluide con grande capacità termica, tuttavia come già accennato, mentre l'atmosfera ha una inerzia termica di alcuni giorni per un forzante esterno, l'oceano, a causa della massa enormemente superiore e della grande capacità termica dell'acqua, risponde su scale di anni o decenni, e questo suggerirebbe come il riscaldamento previsto all'equilibrio per gli attuali livelli di CO₂ in atmosfera (410 ppm contro le circa 280 dell'epoca preindustriale) sia probabilmente ancora da raggiungere.
4. Queste due grandi masse fluide sono fortemente accoppiate dal punto di vista termodinamico e questo accoppiamento è associato, oltreché alle dinamiche a scala diurna o di pochi giorni (evaporazione, brezze, cicloni ecc.) anche alle variazioni stagionali o interannuali del clima regionale (ad esempio i monsoni o le cosiddette teleconnessioni come *El Niño*) e ad alcune caratteristiche importanti del clima del pianeta come lo conosciamo oggi. Per esempio il clima dell'Europa è legato alla presenza di un nastro trasportatore oceanico la cosiddetta **circolazione termoalina** che convoglia acque calde verso il nord Atlantico in superficie e acque fredde e salate di ritorno in profondità dal circolo polare artico verso il sud. Il funzionamento di questo convogliatore di calore è direttamente dipendente dalla densità delle

acque polari superficiali, e quindi dalla loro salinità e temperatura, che sono legate alla presenza e quantità di ghiaccio artico e alla quantità di precipitazioni.

5. L'aumento globale delle temperature provoca un aumento del livello del mare attraverso la lenta espansione termica degli oceani: il calcolo è complesso data la grande dipendenza del coefficiente di espansione termica dell'acqua dalla temperatura e la stratificazione termica dell'oceano, e si fa con modelli numerici, tuttavia l'ordine di grandezza della variazione di altezza è dell'ordine dei centimetri per grado °C. La possibile progressiva fusione delle calotte glaciali terrestri (non di quelle marine ovviamente) aggiunge tuttavia il rischio di un aumento di livello più sostanziale. I due processi sono già in atto e l'ultimo se avviato è soggetto ad una intrinseca accelerazione dovuta all'effetto di forte diminuzione dell'albedo della superficie non ghiacciata, e quindi al potenziale aumento della temperatura, nella zona di scioglimento del ghiaccio (lo stesso *feedback* che all'inverso favorisce il progredire di una glaciazione una volta iniziata).
6. La forzante radiativa e il conseguente aumento delle temperature hanno un effetto diretto sulla evaporazione dalla superficie del pianeta e sulla pressione di vapore in atmosfera.

I primi quattro punti rappresentano il *feedback* del ciclo idrologico sull'aumento globale delle temperature e sul clima globale in generale, che è ancora non del tutto chiarito e oggetto di studio. Il quinto può causare un aumento sia della attività erosiva sulle coste, sia dell'intrusione di acque marine negli acquiferi costieri. L'ultimo riguarda direttamente l'effetto della forzante radiativa sul passaggio del vapore acqueo in atmosfera, cioè la dinamica del bilancio evaporazione/precipitazione, e quindi, per quanto detto, sulla disponibilità delle risorse idriche sulla terraferma per l'utilizzo umano: che cosa potremmo aspettarci in questo caso?

Precipitazione, evaporazione e risorse idriche

Possiamo ricavare una informazione sia pure a carattere molto generale, usando due note equazioni della termodinamica basica applicata all'atmosfera: l'equazione di Clausius-Clapeyron, per la pressione del vapore saturo in funzione della temperatura, e l'equazione di Priestly-Taylor per l'evapotraspirazione da una superficie saturata (oceano) in atmosfera in funzione della temperatura e del flusso netto di radiazione (vedi riquadro).

Usando una temperatura media in superficie di 15 °C, possiamo calcolare le variazioni percentuali della pressione di vapore e della evaporazione per un grado di aumento della temperatura. Il risultato di questo calcolo, pur grossolano, è che la pressione di vapore aumenta di circa il 6% mentre l'evaporazione globale di circa il 2%. Che conclusioni possiamo trarne? Dato che il tempo di permanenza delle molecole di acqua in atmosfera è di pochi giorni concludiamo che anche la precipitazione media annuale su scala globale dovrà aumentare di circa il 2% per grado °C per bilanciare la evaporazione. Tuttavia la capacità dell'atmosfera di immagazzinare vapore aumenta del 6%, assumendo quindi un maggiore potenziale di accumulo locale di vapore, e quindi di potenziale intensità di precipitazione producibile. Quindi possiamo aspettarci la possibilità di un aumento di intensità locale delle precipitazioni in misura maggiore del loro aumento medio globale, e conseguentemente, per pareggiare il bilancio, anche un allungamento locale dei periodi secchi (dove locale non vuol dire necessariamente nello stesso posto, anzi le stesse considerazioni suggerirebbero che le precipitazioni potrebbero intensificarsi dove già sono intense e così i periodi di secca, il che sembra effettivamente verificarsi [17, 18]). Un indice denominato HY-INT (Hydroclimatic Intensity [19]), può descrivere questo fenomeno a partire da dati di misura o di simulazione numerica. Si tratta del prodotto tra la massima intensità di pioggia annuale nei giorni piovosi (cioè con precipitazione maggiore di 1 mm), normalizzata alla media sull'intero periodo in studio, e la massima durata annuale dei periodi secchi (giorni consecutivi con precipitazione minore di 1mm), anch'essa

Vapore acqueo: Clausius-Clapeyron e Priestley-Taylor

L'espressione

$$S = dP/dT = Q_v/(TV) ,$$

è l'equazione di Clausius-Clapeyron, da cui si ottiene anche, ricavando il volume specifico del vapor d'acqua V dalla equazione di gas perfetti:

$$dP/P = (Q_v M_v) dT / (RT^2) ,$$

dalla quale si ottiene la variazione percentuale di pressione parziale del vapore P per grado di temperatura assoluta T . (Q_v = calore latente di evaporazione, M_v = peso molecolare dell'acqua, R = costante dei gas perfetti).

L'equazione di Priestley-Taylor per la evaporazione potenziale E in atmosfera in funzione della radiazione solare incidente E_r si scrive come:

$$E = A(s E_r) / (s Q_v + C_p)$$

dove C_p è il calore specifico dell'aria alla pressione atmosferica costante P_a , $s = r S / P_a$ dove r è il rapporto tra i pesi molecolari medi del vapore e dell'aria secca, e A una costante adimensionale. Dalle equazioni precedenti si ricava:

$$dE/E = (dP/P - 2dT/T)[C_p / (s Q_v + C_p)]$$

che è sempre minore di dP/P per variazioni positive di temperatura.

parimenti normalizzata alla media dell'intero periodo considerato. Nel lavoro del 2011 [19], Giorgi e collaboratori mostrano che questo indice risulta in generale crescita sui dati globali di rianalisi meteorologica disponibili nell'ultimo trentennio, così come nelle simulazioni da modelli climatici nello stesso trentennio e per questo secolo. La stessa crescita, che evidenzia un graduale cambio nella modalità di distribuzione temporale delle precipitazioni, si ha anche a scala regionale in quasi tutti i continenti, anche se con modalità differenti nelle varie aree del pianeta [20].

Pur non avendo valore di tendenza climatica, la figura 3 mostra come esempio l'indice HY-INT calcolato dal 2003 al 2016 dai dati pluviometrici della stazione micrometeorologica ISAC-CNR di Lecce (www.basesperimentale.le.isac.cnr.it), che cresce in maniera statisticamente significativa durante il periodo considerato, almeno nel semestre caldo (aprile-settembre) [21].

Il regime delle precipitazioni deve avere evidentemente un effetto diretto sui bacini idrici superficiali e sugli acquiferi sotterranei che da es-

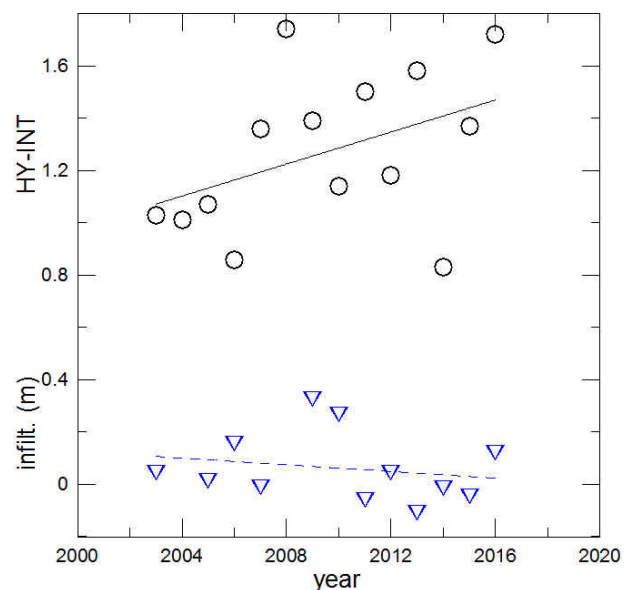


Figura 3: Indice di intensità idroclimatica (HY-INT, vedi testo) e infiltrazione superficiale dal database della stazione micrometeorologica ISAC-CNR (www.basesperimentale.le.isac.cnr.it), per il periodo 2003-2016 (semestre aprile-settembre). Adattato da: [21].

se si alimentano e che alimentano direttamente il consumo umano. Una parte delle acque piovane

che si infiltra nel suolo, dopo aver attraversato spessori più o meno cospicui di roccia (la cosiddetta zona vadosa) per effetto della sola forza di gravità, si accumula nel sottosuolo per formare i serbatoi sotterranei. Questi ultimi contengono una percentuale rilevante del volume delle acque dolci della Terra (figura 1) e costituiscono le principali riserve idriche disponibili per il soddisfacimento dei nostri bisogni che, come già accennato, ammontano a oltre $5 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{anno}$ [22]. L'impatto ambientale di questo imponente consumo d'acqua, si può esprimere in termini di **impronta idrologica** ossia di acqua dolce incorporata nei prodotti e nelle attività di tipo agricolo, industriale e domestico, un concetto analogo quindi a quello di **impronta ecologica** [23]. Le stime della impronta idrologica in Italia arrivano fino a 6400 litri d'acqua pro capite al giorno, una quantità che pone il nostro paese al quarto posto su scala mondiale e al primo su quella europea, e che attualmente vengono assicurati per oltre la metà mediante importazione di prodotti esteri (l'Italia è così il quinto importatore d'acqua del pianeta). Il rapporto tra l'acqua prelevata e consumata come impronta idrologica e quella realmente disponibile dal bilancio idrologico è un ulteriore parametro che consente di valutare la possibilità di sostenere nel tempo gli stili di vita all'origine dei consumi. Ma tornando al prelievo locale per uso diretto, in Puglia, dove gli acquiferi costituiscono la risorsa idrica principale, la domanda d'acqua continua a crescere soprattutto nelle aree del Tavoliere e delle Murge a causa dell'incremento delle superfici irrigabili avvenuto negli ultimi decenni. Tuttavia, un incremento dei prelievi si è registrato anche nel settore potabile, sicché nel Salento il prelievo dai pozzi per tale uso ha superato il 75% del fabbisogno [24].

L'acquifero profondo del Salento

Le riserve idriche della penisola salentina sono immagazzinate in diversi acquiferi, il principale dei quali è il più profondo ed ha un'estensione pari a quella dell'intera penisola, mentre gli altri costituiscono serbatoi circoscritti e superficiali. L'acquifero profondo è formato da rocce calcaree (molto permeabili perché diffusamente carsificate) e contiene una massa di acqua dolce

che galleggia, con l'interposizione di una fascia di transizione a contenuto salino gradualmente variabile, sull'acqua marina di intrusione continentale (relazione di Ghyben-Herzberg, vedi riquadro).

La falda idrica contenuta in questo acquifero costituisce l'unica risorsa autoctona di acqua potabile. Come molti acquiferi costieri quindi, l'acquifero profondo salentino è soggetto al possibile incremento dell'intrusione di acqua marina dovuto sia a cause naturali, sia a cause antropiche [25]. Questo rischio aumenta prevalentemente con la diminuzione del livello piezometrico derivante dall'aumentare dell'emungimento per usi antropici, ma la potenziale tendenza alla crescita del livello del mare certamente non va in direzione della riduzione del rischio. La ricarica dell'acquifero avviene attraverso l'infiltrazione di acque piovane nel sottosuolo. Una prima stima della infiltrazione su scala annuale o stagionale può essere ricavata dalla differenza tra precipitazione e evapotraspirazione, e risulta annualmente mediamente pari a circa la metà della precipitazione stessa, come risulta da una media pluriennale dal database della stazione micrometeorologica ISAC-CNR di Lecce. In mancanza di dati certi, stimando un prelievo di acqua per uso agricolo pari a 5 volte circa quello domestico [22], ma tenendo presente che la metà delle acque di irrigazione mediamente torna nel sottosuolo, e considerando un uso domestico pro capite tipico di 200 litri al giorno circa (il prelievo è probabilmente maggiore, date le notevoli perdite nella distribuzione) [26], si può calcolare che quel 75% del fabbisogno idrico locale estratto dall'acquifero ammonta a più del 20% della infiltrazione annuale sul Salento, e cioè costituisce già una parte non trascurabile della ricarica potenzialmente disponibile, stimata probabilmente per difetto. Questa rappresenta solo la porzione effettivamente estratta, senza tener conto di quella che degrada per salinizzazione o inquinamento. Se poi si dovesse considerare l'impronta idrologica totale annuale della popolazione, questa supererebbe già la disponibilità di ricarica per infiltrazione, e quindi la sostenibilità locale del consumo [27]. La figura 3 mostra l'andamento della infiltrazione per la stagione estiva (aprile-settembre) dal database della stazione ISAC CNR per il periodo 2003-2016 (i valori negativi corrispondono al

L'acquifero costiero e l'infiltrazione

La relazione di Ghyben-Herzberg deriva direttamente dall'applicazione del principio di Archimede all'acqua marina di intrusione continentale e alla massa di acqua dolce proveniente dalla superficie attraverso la infiltrazione efficace, e che galleggia su quella marina perchè meno densa. In prima approssimazione quindi la altezza Z della massa di acqua dolce al di sotto del livello del mare è legata a quello della altezza H al di sopra da:

$$Z = H \rho_d / (\rho_s - \rho_d)$$

dove ρ_d e ρ_s sono rispettivamente le densità dell'acqua dolce e salata. L'infiltrazione efficace I (volume di acqua disponibile per la ricarica dell'acquifero per unità di superficie) è stimabile dal bilancio idrologico di superficie. In regioni sprovviste di bacini idrici superficiali rilevanti, e quindi con trascurabile scorrimento in superficie (*runoff*), questo si può scrivere come:

$$I = P_c - E - \Delta\Theta T_s$$

in funzione della precipitazione P_c e della evapotraspirazione E cumulate nello stesso intervallo di tempo. Il termine $\Delta\Theta T_s$ rappresenta l'immagazzinamento temporaneo nel suolo di spessore T_s quando il suo contenuto d'acqua mediato in verticale varia di una quantità $\Delta\Theta$. I flussi verticali di evapotraspirazione possono essere misurati direttamente attraverso il metodo della *eddy covariance* calcolando cioè il prodotto medio tra le fluttuazioni della umidità atmosferica e quelle della velocità verticale dell'aria, misurate attraverso strumentazione micrometeorologica a campionamento rapido (con frequenza >10 Hz).

disseccamento del suolo per evapotraspirazione). Un aumento della intensità idroclimatica sembra corrispondere quindi anche a una diminuzione della infiltrazione, pur non essendo quest'ultima statisticamente significativa e richiedendo una analisi più estesa e approfondita al fine di trarre conclusioni. Ma come risponde l'acquifero a variazioni della distribuzione temporale di precipitazione e evapotraspirazione? Questo dipende dalla scala tipica dei tempi di ricarica tramite infiltrazione, che non sono facili da stimare data la complessità della conformazione dello strato roccioso sovrastante (la cosiddetta zona vadosa), che ha caratteristiche di permeabilità che possono variare di molti ordini di grandezza anche per volumi relativamente contenuti. Tuttavia si può ottenere qualche informazione correlando misure di livello in opportuni pozzi di monitoraggio con misure di infiltrazione dalla superficie. Si deve disporre di due serie temporali di misure di livello e di infiltrazione, sufficientemente lunghe ma con passo temporale breve, e calcolarne un prodotto medio normalizzato (correlazione) per ciascun intervallo di n passi di sfasamento tem-

porale tra le due serie stesse. Questo è stato fatto utilizzando dati di campagne di misura di lungo periodo di livello dei pozzi di monitoraggio e misure simultanee su vari anni di precipitazione, evapotraspirazione e anche contenuto idrico del suolo, dalle quali è possibile una stima più precisa della cosiddetta **infiltrazione efficace** (vedi riquadro). Il grafico della funzione di correlazione per il livello medio dei pozzi di monitoraggio è mostrato nella figura 4, dove si osserva un picco per uno sfasamento di circa 2-3 giorni, e un risultato molto simile si ottiene per i singoli pozzi [21].

Questo permette di affermare che una parte considerevole della ricarica derivante dalla precipitazione locale avviene nel giro di pochissimi giorni e che quindi l'acquifero è potenzialmente soggetto a seguire lo stress idrico derivante da un allungamento dei periodi di siccità. Questa rapida ricarica lascia supporre un notevole grado di fratturazione e presenza di ampie cavità connesse nella zona vadosa. Questo fatto è confermato anche attraverso misure di contenuto di acqua in percentuale nella massa rocciosa, effettuate

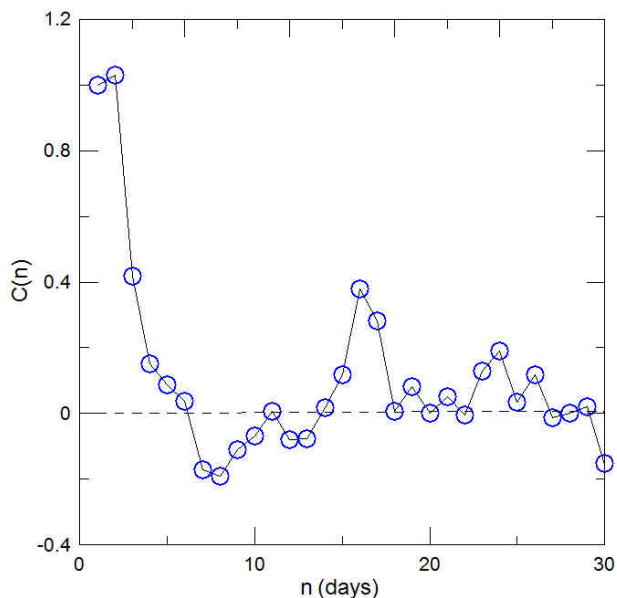


Figura 4: Correlazione tra variazioni di livello piezometrico medio di alcuni pozzi dell'acquifero salentino e infiltrazione efficace calcolata dal database della stazione micrometeorologica ISAC-CNR. Adattato da: [21].

comparando con la quantità di infiltrazione le variazioni di livello in alcuni pozzi di monitoraggio durante una serie di eventi piovosi limitati e intensi. Il risultato conferma una alta capacità e quindi un notevole contenuto di cavità della massa rocciosa [28]. Il quadro che emerge è simile a quello di un grande serbatoio sotterraneo che accumula rapidamente gli apporti dalla superficie in virtù di un alto grado di fratturazione e di carsificazione della roccia. L'acquifero profondo è quindi soggetto sia all'infiltrazione dalla superficie di sostanze inquinanti specie in occasione di intensi eventi piovosi, sia all'intrusione dell'acqua marina quando, viceversa, la ricarica è scarsa e il prelievo antropico è elevato, come nei periodi di siccità. Entrambe queste condizioni, come si è visto, mostrano un generale aumento in frequenza con la tendenza climatica globale. Una risorsa idrica di importanza primaria quindi, ma al contempo fragile e da salvaguardare, perchè doppiamente esposta alle conseguenze delle attività umane, sia attraverso il suo sfruttamento diretto che attraverso i possibili effetti antropici sul clima [29].



- [1] W. Brutsaert: *Evaporation into the atmosphere*. Kluwer Acad.Pub., Alphen aan den Rijn (1982).
- [2] C. Kidd, A. Becker, G. J. Huffman, C. L. Muller, P. Joe, G. Skofronick-Jackson, D. B. Kirschbaum: "So, how much of the Earth surface is covered by rain gauges?", *BAMS* **1** (2017) 69.
- [3] K E. Trenberth, L. Smith, T. Qian, A. Dai, J. Fasullo: "Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data", *J. of Hydrometeorology* **8** (2007) 758.
- [4] IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change): *Summary for policymakers*. IPCC, (2018).
- [5] IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change): *Climate Change. The physical science basis*. IPCC, (2013).
- [6] P. J. Crutzen: *The Anthropocene*. in: *Earth System Science in the Anthropocene*, Springer, Berlino (2006).
- [7] L. Sertorio, E. Renda: *Ecofisica*. Boringhieri, Torino (2009).
- [8] J. T. Houghton: *The physics of atmospheres*. Cambridge University Press, Cambridge (1986).
- [9] V. Ramaswamy *et al.*: "Radiative forcing of climate: the historical evolution of the radiative forcing concept, the forcing agents and their quantification and applications", *Meteorological Monographs* **59** (2019) 14.1.
- [10] F. Paparella: "La fine del ghiaccio artico ed il futuro del clima", *Ithaca, Viaggio nella scienza II* (2013) 57.
- [11] Budyko M.I.: "The effect of solar radiation on the climate of the Earth", *Tellus* **21** (1969) 611.
- [12] R. Benzi, G. Parisi, A. Sutera, A. Vulpiani: "Stochastic resonance in climate change", *Tellus* **34** (1982) 10.
- [13] A. Ganopolsky, R. Winkelmann, H. J. Schellnuber: "Critical insolation-CO₂ relation for diagnosing past and future glacial inception", *Nature* **259** (2016) 6494.
- [14] W. F. Ruddiman: "The anthropogenic greenhouse era began thousands of years ago", *Clim. Change* **61** (2003) 261.
- [15] W. Steffen *et al.*: "Trajectories of the Earth system in the Anthropocene", *PNAS* **115** (2018) 181014115.
- [16] M. T. Chahine: "The hydrological cycle and its influence on climate", *Nature* **359** (1992) 373.
- [17] M. R. Allen, W. J. Ingram: "Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle", *Nature* **419** (2002) 228.
- [18] K. E. Trenberth, A. Dai, R. M. Ramussen, D. B. Parsons: "The changing character of precipitation", *BAMS* **84** (2003) 1205.
- [19] F. Giorgi, E.-S. Im, E. Coppola: "Higher Hydroclimatic intensity with global warming", *Journal of Climate* **24** (2011) 5309.
- [20] F. Giorgi, F. Raffaele, E. Coppola: "The response of precipitation characteristics to global warming for climate projections", *Earth Syst. Dynam.* **10** (2019) 73.
- [21] M. Delle Rose, P. Martano: "Infiltration and Short-Time Recharge in Deep Karst Aquifer of the Salento Peninsula (Southern Italy): An Observational Study", *Water* **10** (2018) 10030260.

- [22] M. Marani: *Processi e modelli dell'idrometeorologia*. Univesità di Padova, Padova (2004).
- [23] M. M. Mekonnen, A. Y. Hoekstra: "The green, blue and grey water footprint of crops and derived crop products", *Hydrology and Earth System Sciences* **15** (2011) 1577.
- [24] M. Maggiore, P. Pagliarulo: "Circolazione idrica ed equilibri idrogeologici negli acquiferi della Puglia", *Geologi e Territorio* **1/04 suppl.** (2004) 13.
- [25] M. Delle Rose, A. Federico, C. Fidelibus: "A computer simulation of groundwater salinization risk in Salento peninsula (Italy)", *In Risk Analysis II, Witpress* (2000) 465.
- [26] ISTAT (Istituto Nazionale di Statistica): *Report Acqua, Testo Integrale* <https://www.istat.it/it/files/2019/03/TestointegraleReportAcqua2019.pdf> (2019)
- [27] E. Bonamente, S. Rinaldi, A. Nicolini, F. Cotana: "National Water Footprint: Toward a Comprehensive Approach for the Evaluation of the Sustainability of Water Use in Italy", *Sustainability* **9** (2017) su9081341.
- [28] M. Delle Rose, C. Fidelibus, P. Martano: "Assessment of Specific Yield in Karstified Fractured Rock through the Water-Budget Method", *Geosciences* **8** (2018) 8090344.
- [29] S. Corti S. et al.: *Clima, cambiamenti climatici globali e loro impatto sul territorio nazionale*. ISAC CNR, (2009).



Paolo Martano: è ricercatore in Fisica dell'Atmosfera presso L'Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima del CNR. Si occupa di micrometeorologia e interazione atmosfera-superficie.

Marco Delle Rose: è ricercatore in Scienze della Terra presso l'Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima del CNR. Si occupa di idrogeologia, geomorfologia e cambiamenti climatici.