GIOVANNA PUPPI

Foresta e città: effetti sul clima locale

I Microclimi

Lo studio climatico di una regione è lo studio delle situazioni meteorologiche verificatesi in numerose annate (generalmente 30 e comunque non meno di 5).

Il clima ha una dimensione spaziale e temporale ed anche gli strumenti che utilizziamo per conoscerlo sono diversi a seconda che si intenda studiare o descrivere il clima di una vasta regione (Europa centrale), di una valle o di un piccolo bacino fluviale, di un campo agricolo.

Macroclima, mesoclima e microclima sono termini ormai consueti, anche se la distinzione tra l'uno e l'altro ambito è piuttosto arbitraria e dipende dalla preferenza o convenienza.

Orientativamente le scale spaziali sono: al di sopra dei 100-200 km per il macroclima, tra i 10 e i 100 km per il mesoclima, al di sotto del chilometro per il microclima. Il termine microclima dunque viene riferito all'insieme delle misure climatiche relative ad una zona ristretta di dimensioni variabili dal chilometro fino alle dimensioni degli strumenti di misura: e va inteso come differenziazione nell'ambito di un sistema climatico più esteso. Ad esempio nell'ambito di un mesoclima vallivo si può evidenziare il microclima di un paese, e così nell'ambito di un clima urbano si può studiare il microclima dei portici delle strade.

Per la rappresentazione del mesoclima e del macroclima vengono usate misure provenienti da reti di stazioni, poste in siti erbosi, in luoghi aperti e privi di ostacoli; per studiare il microclima ovviamente i sensori saranno distribuiti e situati diversamente caso per caso, ed i metodi di analisi saranno strettamente connessi con quelli della dinamica dei fluidi (problemi di comune interesse includono il comportamento dei flussi turbolenti, i trasferimenti di calore, trasferimenti di vapor d'acqua ecc.).

Sono stati molto studiati finora gli effetti del clima sugli organismi viventi e sull'uomo in particolare, ma recentemente gli ecologi hanno fatto notare l'importanza dell'influenza esercitata dalla biosfera sul tempo meteorologico e sul clima.

Verranno qui esaminati due esempi, e cioè l'effetto di una foresta e di una città sul clima *locale*: gli esempi sono interessanti anche perché rappresentano, l'uno una struttura in regresso, e l'altra in rapida moltiplicazione, ambedue per opera dell'uomo.

Il clima delle foreste

Le condizioni atmosferiche e più in generale climatiche costituiscono *un fattore limitante* fondamentale nella instaurazione e nella evoluzione delle comunità vegetali. Sappiamo che queste d'altra parte modificano l'ambiente in cui si sono sviluppate permettendo una successione di associazioni sempre più complesse e diversificate. Uno degli effetti risultanti dall'interazione tra vegetazione e ambiente fisico può essere un cambiamento del clima locale o regionale a seconda dell'estensione e del tipo di struttura della vegetazione.

Le modificazioni indotte da una foresta

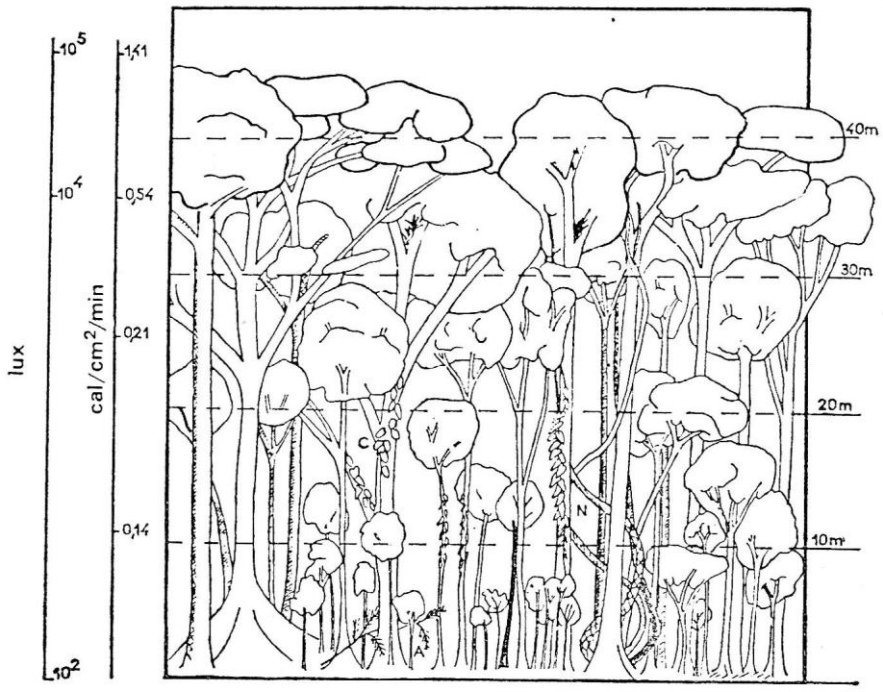

Fig. 1 - Diagramma botanico della foresta tropicale del Banco nella Costa d'Avorio, che rappresenta una porzione di vegetazione di circa 40 metri di altezza. A sinistra è riportata l'illuminazione (in lux) e l'energia solare (in cal/cm²/min) in funzione dell'altezza dal suolo. (da Cachan 1963)

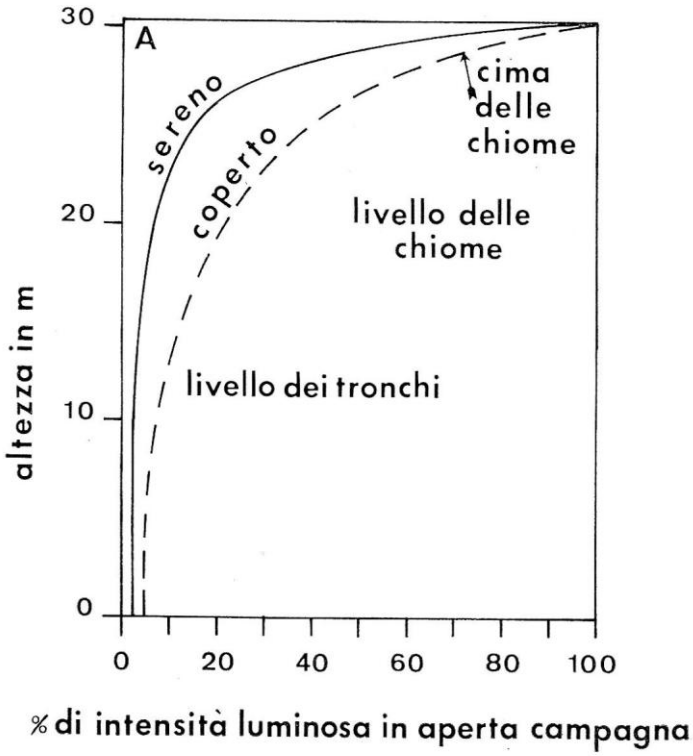

Fig. 2 - Quantità di luce come funzione della altezza dal suolo in un denso bosco di faggi (Fagus sylvatica) **in Austria. L'intensità luminosa è misurata in % dell'intensità registrata al di sopra delle chiome.** (da Barry e Chorley 1972)

sul clima possono essere spiegate sia in base a fattori biologici sia in termini di geometria delle strutture forestali e di caratteristiche delle superfici.

Per quanto riguarda i fattori biologici si intendono le attività fisiologiche proprie della materia vegetale, come la captazione e trasformazione di energia solare, gli scambi gassosi, l'attività di evapotraspirazione, condizionate a loro volta dall'età e dalle caratteristiche tassonomiche delle piante.

La geometria della foresta è rappresentata dalla morfologia degli alberi e degli arbusti (dimensioni, ramificazione, densità e superficie delle foglie), dalla densità delle piante, dalla copertura e dalla stratificazione.

Ovviamente tipi diversi di foreste hanno differenti organizzazioni spaziali e quindi differenti effetti microclimatici al loro interno.

Ad esempio le foreste tropicali umide (figura 1) presentano un grande sviluppo verticale (le cime degli alberi sono dell'ordine dei 50 metri) una enorme varietà di specie e forme vegetali, una marcata stratificazione, con un rigoglioso sottobosco, tronchi poco ramificati e in genere due strati di fogliame arboreo. Questo tipo di stratificazione determina la caratteristica più saliente del clima della foresta tropicale, cioè forti variazioni dei fattori climatici secondo gradienti verticali; il microclima di ciascuno strato evolve con le stagioni, e i diversi complessi microclimatici subiscono spostamenti verticali durante l'anno.

Le foreste delle regioni temperate come sappiamo, sono meno complesse sia come struttura che come varietà di specie, ed hanno uno spessore minore.

Tra queste le foreste di decidue hanno spiccate variazioni stagionali a causa della perdita delle foglie; inoltre foreste di faggi, di querce o di betulle differiscono tra loro per dimensioni, fogliame e sottobosco. All'interno di uno stesso bosco poi le condizioni microclimatiche variano da luogo a luogo, cosicché lo studio dei microclimi si presenta estremamente complesso.

In questa conversazione sembra conveniente descrivere le condizioni climatiche in termini di flussi di energia e circolazione di aria, e le loro modificazioni della temperatura e umidità ambientale, cercando di sintetizzare le caratteristiche più generali possibile.

L'energia solare

La reflettività alle radiazioni solari (albedo) delle superfici a copertura vegetale varia ampiamente a seconda del tipo di vegetazione e della sua densità:

le foreste di conifere riflettono il 10-13% delle radiazioni incidenti;

le foreste di caducifoglie in primavera-estate il 15-20%;

le foreste tropicali umide il 18-24%;

i prati il 20-26%;

il suolo nudo arabile il 20%;

i deserti il 28%;

la luce che arriva alle chiome dunque viene in piccola parte riflessa verso lo spazio mentre la maggior quantità viene intrappolata nelle foglie.

In una densa foresta di faggi l'80% delle radiazioni solari è catturato dalle chiome degli alberi e meno del 5% arriva al suolo.

Naturalmente l'efficienza di assorbimento della luce diminuisce quando i raggi non sono perpendicolari alla superficie delle foglie, ma sono diffusi in tutte le direzioni, come quando il cielo è coperto (fig. 2).

Il fogliame inoltre agisce come un filtro determinando un assorbimento selettivo per certe lunghezze d'onda e lasciandone passare altre (come l'infrarosso).

Vi sono ovviamente notevoli differenze qualitatite e quantitative di assorbimento in diversi tipi di foreste: le resinose ad esempio «hanno scarsa selettività» mentre le foglie delle decidue hanno un forte assorbimento selettivo e così mostrano una colorazione giallo-verde; i boschi di betulle lasciano passare fino al 50-75% della luce, nelle abetaie al suolo può arrivare il 5-25% del totale, e nelle foreste tropicali la quantità si riduce allo 0,1 e ancor meno.

Va tenuto presente che questi valori hanno significato indicativo in quanto si dovrebbe tener conto di altre variabili quali le specie, la densità, le dimensioni e l'età delle piante e il periodo dell'anno (fig. 3).

Circolazione dell'aria

La foresta smorza o impedisce i movimenti d'aria orizzontali e verticali, in parte per motivi di ostruzione meccanica, in parte a causa della particolare stratificazione termica (moti verticali); in generale si può dire

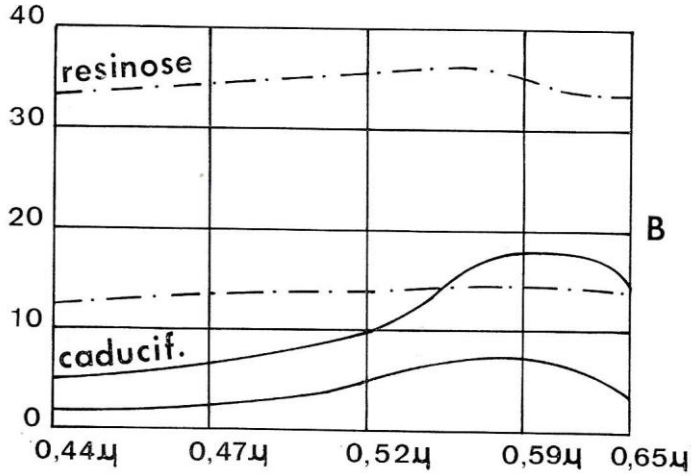

Fig. 3 - Trasmissione selettiva della luce da parte delle caducifoglie e delle resinose; sono rappresentate curve relative a popolamenti fortemente illuminati e mediamente illuminati ricavate portando in ascisse la lunghezza d'onda ed in ordinate la percentuale di trasmissione della luce. (da Roussel 1953)

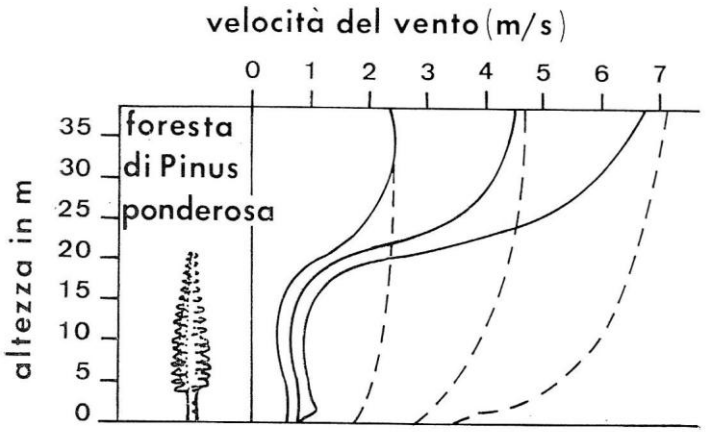

Fig. 4 - Influenza esercitata da una densa pineta a Pinus ponderosa **(California) sui profili della velocità del vento. Le linee tratteggiate indicano il profilo del vento in aperta campagna.** (Barry e Chorley 1972)

che i movimenti d'aria all'interno sono molto deboli in tutto lo spessore verticale (fig. 4).

La velocità del vento vicino ai margini delle foreste è più alta nella zona dei tronchi e diminuisce bruscamente a livello della chioma degli alberi; questo effetto però si fa sentire solo per alcune decine di metri all'interno: oltre i 60-100 metri dal limite del bosco il profilo verticale delle velocità si eguaglia entro il volume occupato dalla vegetazione e solo negli strati più alti delle chiome si registra un rapido gradiente. Il movimento d'aria nella foresta è mantenuto dal vento sovrastante mediante lo scambio di quantità di moto attraverso il fogliame, e la turbolenza meccanica generata dalla complessa struttura del fogliame oltre alla turbolenza convettiva (determinata da differenze di riscaldamento delle superfici) determina un rimescolamento totale anche nello spazio dei tronchi, così da eguagliare le velocità del vento ai due livelli.

Una osservazione sperimentale in una pineta (Brookhaven Lab. Upton) ha mostrato che si instaurano correnti discendenti attraverso delle aperture nel fogliame e che queste sono compensate da movimenti ascendenti che avvengono attraverso le parti più dense degli alberi.

Un aspetto interessante della ostruzione meccanica rappresentata dagli alberi è il loro effetto di filtro sulle particelle portate dall'aria e sulle goccioline di nebbia. In una foresta in Germania è stata misurata una diminuzione delle particelle sospese in aria, per l'effetto filtrante, da 9000 a 2000/litro d'aria.

La captazione di *goccioline di nebbia* può in certi casi influire sulla quantità di precipitazione all'interno della foresta: ad esempio vicino a Melbourn in Australia si registrano 50 cm di piogge invernali al di fuori e 60 cm dentro una foresta di eucalipti.

Modificazioni dell'umidità ambientale

Il vapore acqueo può essere immesso nell'ambiente aereo attraverso l'evaporazione dell'acqua di precipitazione intercettata dalle parti aeree delle piante o depositata al suolo, e attraverso la evapotraspirazione effettuata dalle foglie.

L'evaporazione dal suolo è piuttosto scarsa nella foresta, poiché la sua rapidità dipende dalla insolazione, dalla velocità del vento, e diminuisce con l'aumento della umidità relativa dell'aria.

L'acqua intercettata dalle superfici aeree della vegetazione invece contribuisce in maggior misura alla produzione di vapore; il fogliame delle chiome degli alberi infatti è fortemente riscaldato dal sole, e comunque più esposto ai movimenti d'aria.

Tra l'altro la capacità di captazione della pioggia da parte del fogliame è piuttosto elevata, e pur variando notevolmente con le intensità delle piogge si possono stimare dei valori medi stagionali o annuali per tipi diversi di alberi: per le *faggete* il 40% delle precipitazioni estive ed il 20% di quelle invernali, le *pinete* in media intercettano il 30 per cento, i *querceti* mediterranei il 35% circa: l'acqua intercettata dal fogliame può poi evaporare completamente oppure in parte scorrere lungo il tronco fino al suolo, o ancora, gocciolare (è molto difficile valutare con precisione questi fattori). L'evaporazione dalle chiome è funzione delle radiazioni assorbite: così valori piuttosto alti si riscontrano per le foreste sempreverdi brasiliane (20%) e quelle mediterranee.

Comunque l'alta umidità relativa caratteristica dei microclimi forestali è in gran parte dovuta alla evapotraspirazione. Questo meccanismo permette l'immissione di grandi quantità di vapore nell'atmosfera sottraendo umidità al suolo.

In una foresta di *Picea abies* in Germania è stata calcolata una evapotraspirazione media annua di 340 mm, mentre l'acqua di evaporazione dalle superfici aeree degli alberi

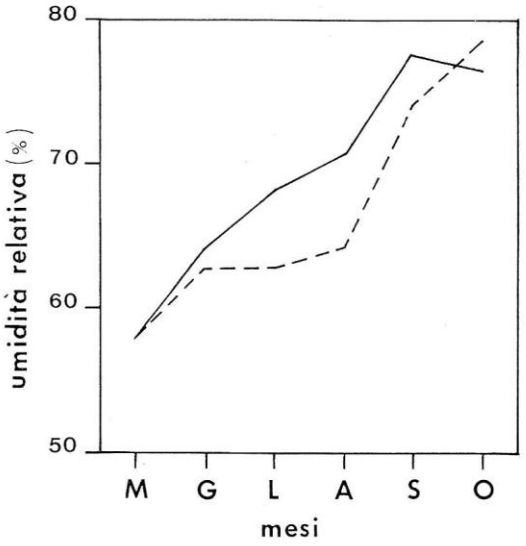

Fig. 5 - Influenza delle stagioni sulla umidità relativa di una foresta di Faggi, Betulle ed Aceri del Michigan. (U.S. Dept. Agricolture Yearbook 1941)

ammontava a 240 mm. Il Tonzig stima per una faggeta, una traspirazione di 3,6 milioni di litri d'acqua per ettaro e quindi un equivalente di 360 mm: in questo caso cioè circa il *60% delle precipitazioni* viene restituito all'atmosfera dalle piante.

La differenza di umidità relativa della foresta in confronto all'aria esterna è del 3-10 per cento, ed è più marcata in estate: in particolare per i faggi è di 9%, per gli abeti dell'8,5%, per i larici 8%, per il pino silvestre 4%.

La quantità di umidità subisce variazioni giornaliere oltre che stagionali: ad es. nelle foreste tropicali di notte si raggiunge la saturazione a tutti i livelli, mentre di giorno la U.R. decresce con l'altezza.

La influenza delle strutture forestali sulle precipitazioni sono ancora un problema irrisolto, a causa della scarsa affidabilità delle misure pluviometriche vicino agli alberi o nelle radure. Comunque alcune analisi dei dati di precipitazione in una regione della Germania prima e dopo l'afforestazione indicano un aumento del 6% della piovosità. Non si pensa tuttavia che le foreste abbiano una grande influenza sulle piogge cicloniche: semmai possono avere un marginale significato orografico nell'innalzamento di masse d'aria e aumentando la turbolenza.

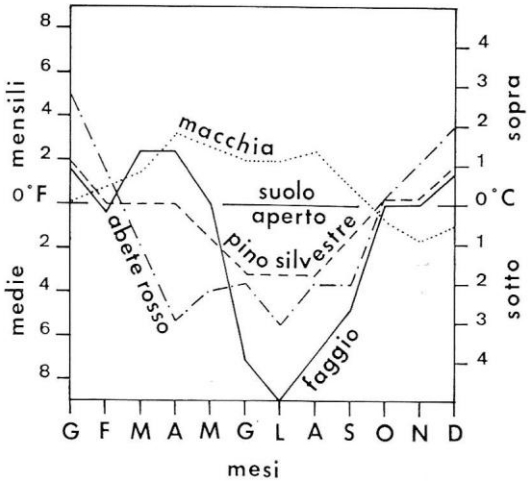

Fig. 6 - Andamento stagionale della temperatura nelle foreste. Le temperature medie mensili misurate dentro 4 tipi di foreste italiane sono paragonate alle temperature medie sopra terreno scoperto. Si tratta di popolamenti di Querce, di Pino silvestre, di Abete rosso e di Faggio. (F.A.O. 1962)

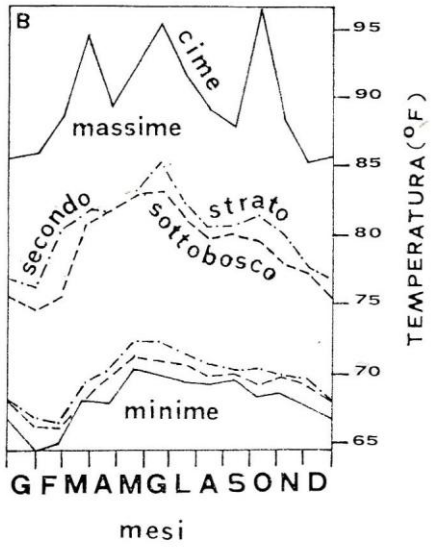

Fig. 7 - Effetto della stratificazione di una foresta tropicale sulla temperatura. Sono riportate le medie settimanali dei massimi e dei minimi di temperatura in tre strati della vegetazione di una foresta. (Isole Filippine). (da Barry e Chorley 1972)

Modificazioni dell'ambiente termico

Da quel che è stato detto sembra che la vegetazione forestale debba avere un importante effetto sulle condizioni di temperatura in microscala.

Molte caratteristiche della struttura delle foreste *influiscono sui profili verticali* delle temperature all'interno ed anche al di sopra della foresta stessa.

Le fitte chiome degli alberi da un lato assorbono efficientemente le radiazioni solari diminuendo drasticamente il riscaldamento diretto del suolo, d'altro lato costituiscono un impedimento meccanico agli scambi di aria e quindi di calore tra aria aperta e sottobosco; si verifica così durante i giorni soleggiati una stratificazione termica con aria più fredda a livello dei tronchi ed aria calda tra il sovrastante fogliame, e tale stratificazione tende a mantenersi per assenza di moti convettivi (inversione termica = aria molto stabile) fino alla sera quando il fogliame inizia nuovamente a raffreddarsi per irraggiamento: la regione dei tronchi a sua volta viene raffreddata per subsidenza dell'aria fredda delle chiome, così mediante questo rimescolamento si instaura una isotermia a tutti i livelli o talvolta un dobelo gradiente negativo. Questi processi vengono profondamente alterati dalla forza del vento e dalla nuvolosità.

Nel bilancio termico va ricordato che una parte di calore va perduta per evapotraspirazione: la evapotraspirazione di una foresta sempreverde è superiore a quella di una copertura erbacea nelle stesse condizioni climatiche.

I risultati più evidenti di tutte queste caratteristiche sono una riduzione delle escursioni termiche specialmente giornaliere; una diminuzione della temperatura media annua rispetto a quella di estensioni erbacee, di circa mezzo grado centigrado nelle regioni temperate con una massima differenza in estate di —2 gradi circa.

In alcuni casi però quando la traspirazione per ragioni ecologiche e fisiologiche è bassa, la temperatura del sottobosco può aumentare, invertendo la tendenza.

Clima della città

Le condizioni climatiche della città come è ampiamente riconosciuto, differiscono da

quelle della campagna circostante nella temperatura, ma anche in molti altri aspetti.

Gli effetti della urbanizzazione si possono misurare direttamente come differenze di temperatura, umidità, ventosità, oppure con la comparsa di fenomeni «urbani» come lo smog persistente, la fioritura precoce delle piante, l'accorciarsi del periodo di gelate.

La città in se stessa per la sua struttura è causa di notevoli modificazioni del clima, e naturalmente a questi vanno aggiunti gli effetti delle attività dei suoi abitanti.

Si possono individuare tre gruppi di fattori:

1) configurazione delle superfici e tipo di materiali propri della struttura urbana.

2) Produzione di calore.

3) Modificazione della composizione atmosferica.

Per quanto riguarda il primo gruppo notiamo che i materiali che costituiscono le superfici della città (pietra, mattoni, asfalto) possono condurre il calore almeno 3 volte più velocemente del suolo della campagna.

Inoltre è necessaria più energia (circa 1/3 in più) per riscaldare fino ad una determinata temperatura una certa quantità di questo materiale rispetto alla stessa quantità di suolo.

Quindi alla fine di una giornata i muri delle case avranno immagazzinato più calore che un eguale volume di suolo.

In secondo luogo le strutture della città hanno maggiore varietà di forme e orientamenti.

Si possono paragonare ad un labirinto di superfici: in parte riflettenti, in parte assorbenti l'energia che giunge dal sole. In un paesaggio aperto le radiazioni riflesse dal suolo ritornano nello spazio, nelle città invece i raggi incidenti vengono riflessi più volte sulle pareti delle costruzioni prima di essere rimandati nello spazio, e quindi maggiore sarà la quantità di energia assorbita.

D'altra parte nel processo di raffreddamento dovuto alla radiazione da parte della superficie terrestre, una parte delle radiazioni emesse dai muri delle case viene riassorbita dalle case stesse, causando un rallentamento di questo processo.

Poiché l'aria è riscaldata quasi interamente per contatto piuttosto che per radiazione, una città con il suo enorme sviluppo di superfici rappresenta un sistema altamente efficiente per riscaldare grandi volumi d'aria.

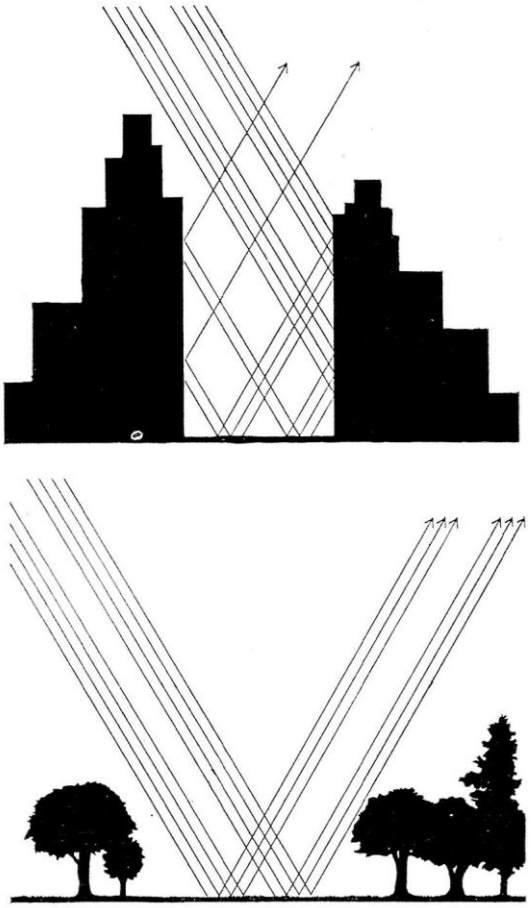

Fig. 8 - Forma ed orientamento delle superfici in una città ed in campagna. Le pareti verticali tendono a riflettere le radiazioni solari verso il fondo delle strade in città, mentre le superfici orizzontali della campagna tendono a riflettere gran parte della radiazione incidente nuovamente verso il cielo. (da Lowry 1967)

Inoltre le strutture verticali rompono il vento e ritardano l'allontanamento dell'aria calda.

Un altro fattore importante è rappresentato dalle attività degli abitanti.

La città è un prodigioso generatore di calore sia mediante gli impianti di riscaldamento in inverno, sia con le fabbriche, i veicoli e altre svariate fonti.

Si stima che le grandi città del centro-Europa producano in media 15-30 calorie/cm^2/per giorno con la combustione: questa quantità è paragonabile al calore ricevuto dal sole in dicembre (Europa centrale) che è di

52 cal/cm²/giorno (500 cal/cm²/giorno in agosto).

Dati riferiti a Londra indicano che il riscaldamento domestico dovrebbe produrre un aumento di temperatura di 0,6°C nella città, rispetto ai dintorni, mentre la differenza totale registrata per Londra è di 1-2°C. Il fatto che per Londra le differenze di temperatura urbana e rurale siano più marcate in estate (quando c'è un minimo nella produzione attiva di calore e nell'inquinamento dell'aria) e per di più di notte, significa che il singolo fattore più importante nella formazione delle «isole di calore» nel centro urbano è rappresentato dalla differenza di raffreddamento per radiazione delle costruzioni.

Tuttavia le differenze stagionali non sono necessariamente le stesse in altre zone microclimatiche.

La città inoltre possiede appositi sistemi di rimozione delle precipitazioni e l'acqua piovana viene subito incanalata nel sottosuolo e così non è più disponibile per l'evaporazione che è un processo di raffreddamento in quanto sottrae energia calorica.

Infine l'aria della città è differente per la presenza di gas inquinanti e numerose particelle solide e liquide. Le particelle collettivamente tendono a riflettere la luce del sole ma ritardano l'uscita di calore per radiazione.

Consideriamo ora come questi diversi fattori agiscono sul clima delle grandi città ad es. in estate e in condizioni di tempo buono e calma di vento. All'alba quando il sole sorge la sua luce è molto obliqua rispetto al suolo della campagna e viene in gran parte riflessa, ma è quasi perpendicolare rispetto alle pareti delle case che si riscaldano rapidamente. Questa differenza si attenua nel corso della mattinata ma la città rimane più calda e l'aria tiepida presenta un gradiente di temperatura con massimo nel centro cittadino.

Verso mezza mattina l'aria calda inizia a salire in una lieve corrente ascendente sopra il centro; quest'aria viene rimpiazzata in basso da aria proveniente dalla periferia: gradualmente così si stabilisce una lenta circolazione in cui l'aria urbana una volta innalzata e raffreddatasi ricade in aperta campagna e completa il ciclo.

Verso mezzogiorno viene meno la differenza di temperatura che ha determinato questa cella di circolazione, poiché il sole illumina a perpendicolo anche il suolo rurale.

La circolazione si indebolisce, per rafforzarsi invece nell'avanzato pomeriggio fino al tramonto.

Durante la notte le superfici che perdono calore per radiazione più velocemente sono i tetti delle case. Se i tetti sono alla stessa altezza ci sarà la tendenza alla formazione di uno stato d'aria fredda a questo livello.

Il risultato è una stratificazione piuttosto stabile al di sopra dei tetti, con aria fredda sovrastata da aria più calda (inversione termica). Questa situazione di stabilità impedisce il rimescolamento anche a livelli inferiori: così volumi di aria calda rimangono intrappolati tra gli edifici. Verso l'alba la differenza di temperatura tra città e campagna è di 4-5 gradi.

Il materiale particolato prodotto dal riscaldamento e dai veicoli si distribuisce a formare, in condizioni di vento debole, o calma, una cupola di foschia.

Durante la notte le particelle sospese raffreddandosi possono costituire nuclei di condensazione e dar luogo a fitte nebbie specialmente in città attraversate da fiumi o vicine a laghi o mari. La concentrazione di questi nuclei ad es. è dell'ordine di 9.000/cm³ di aria nelle campagne inglesi, mentre è in media di 150.000/cm³ sopra le città, con punte di 4.000.000/cm³.

La produzione di fumi di origine domestica segue andamenti stagionali e giornalieri con massimi intorno alle 8 di mattina in dicembre.

L'andamento con massimo mattutino è dovuto tra l'altro ad un processo naturale detto di «fumigazione» per cui i fumi intrappolati durante la notte entro uno strato di aria stabile a poche centinaia di metri di altezza vengono riportati in basso dal rimescolamento dovuto all'instaurarsi di correnti convettive termiche.

In casi di nebbia, diminuendo la insolazione, è necessaria una maggiore combustione e quindi l'inquinamento incentiva se stesso.

Rallentando il riscaldamento del suolo la nebbia aiuta a perpetuare la cupola di smog impedendo alle particelle di sfuggire in alto fuori dal sistema.

A questo punto riportiamo alcuni dati statistici del U.S. Wealth Bureau per le città a medie latitudini rispetto ai dintorni:

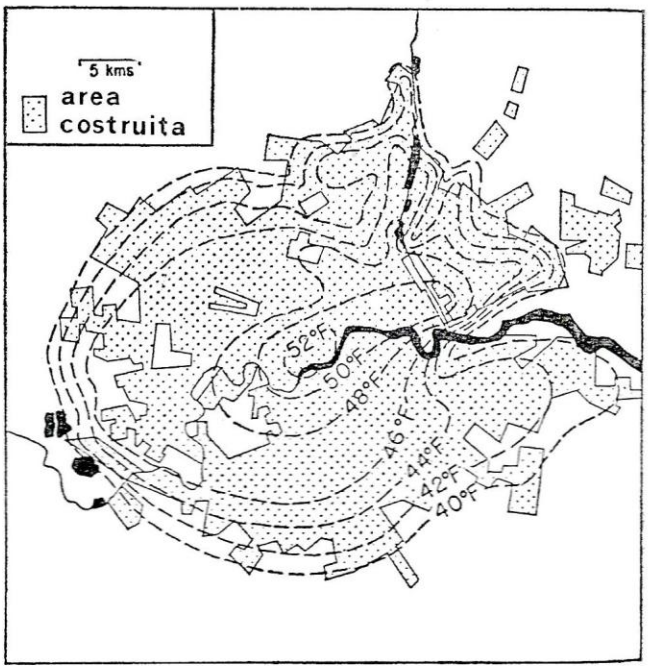

Fig. 9 - Distribuzione delle temperature minime (°F) a Londra il 14 maggio 1959, che mostrano la relazione tra isola di calore urbana e area costruita. (da Chandler 1965)

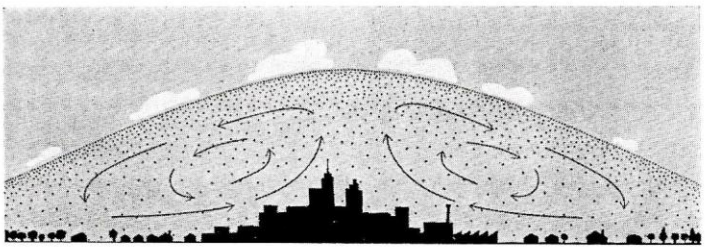

Fig. 10 - Una cupola di aria carica di pulviscolo e gas inquinanti si forma periodicamente sulle grandi città. L'aria tende a sollevarsi sopra il centro della città (più caldo) e a ricadere sui dintorni (più freddi): così in condizioni di calma di vento si può creare una lenta circolazione d'aria. (da Lowry 1967)

15% in meno di luce solare
6% in meno di U.R.
10% in più di precipitazioni
10% in più di nuvolosità
25% in meno di velocità del vento
30% in più di nebbia d'estate
100% in più di nebbia d'inverno.

La riduzione della illuminazione a Londra oltre al materiale particellare e alla nebbia è dovuto anche ad una maggiore nuvolosità. Infatti l'aria tiepida che si eleva a colonna sopra la città rappresenta un meccanismo di formazione di nubi.

Le differenze in umidità e precipitazioni sembrano contraddittorie tra loro.

Anche se la città è meno umida della campagna le precipitazioni sono più abbondanti in città specie sotto forma di prolungata pioviggine.

Comunque molti aspetti del microclima urbano sono ancora sotto studio e alcune grandi organizzazioni stanno accumulando dati in questo senso, come il London Climatic Survey, e le varie sezioni del U.S. Environmental Sciences Services Administration.

La conoscenza più profonda degli effetti della urbanizzazione sul clima assume un maggior significato nella prospettiva futura di una urbanizzazione estensiva: in questo caso i mutamenti climatici che ora avvengono su scala locale assumerebbero una importanza più ampia.

Conversazione tenuta il 13 febbraio 1975 nell'ambito del Corso di Ecologia della Facoltà di Scienze dell'Università di Bologna - Incaricato del Corso: dott. Carlo Ferrari - L'autrice è contrattista presso l'Istituto di Botanica dell'Università di Bologna.