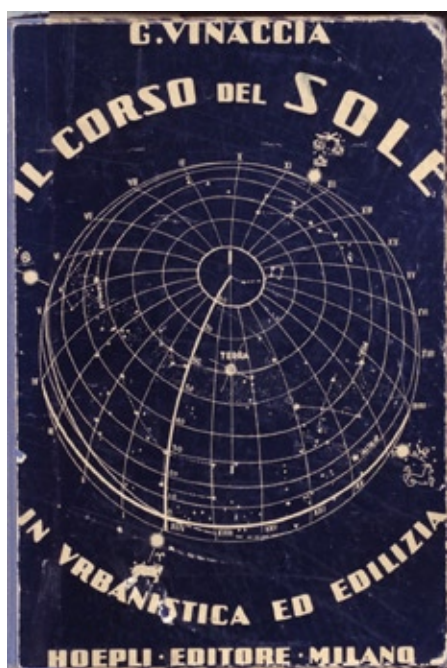


GAETANO VINACCIA
IL CORSO DEL SOLE
IN URBANISTICA ED EDILIZIA



PARTE TERZA
CALCOLO DEGLI EFFETTI TERMICI DELL'INSOLAZIONE

CAPITOLO I
Il calore solare

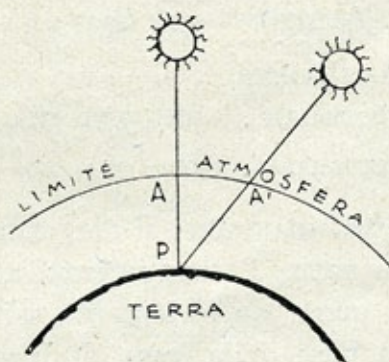
CAPITOLO I
IL CALORE SOLARE

1. Assorbimento atmosferico del calore solare.

LEGGE DI BOUGUER.

Le radiazioni calorifiche solari attraversando l'atmosfera vengono in parte da questa assorbita. Naturalmente tale assorbimento è maggiore quanto più lungo è il percorso dei raggi, cioè quanto più essi sono obliqui.

Fig. 89.
Diverso percorso dei raggi solari a seconda dell'inclinazione.



Ne consegue che l'assorbimento è funzione dell'altezza media solare.

Dando il coefficiente 1, alla quantità di calore assorbito dalla atmosfera quando i raggi sono perpendicolari, cioè il Sole è allo zenit, si hanno per le varie altezze solari i seguenti valori:

	Zenit									Orizzonte	
Altezza solare..	90	80	70	60	50	40	30	20	10	5	0
Assorbimento											
dato dal percorso	1	1,02	1,06	1,15	1,31	1,56	2	2,92	5,7	10,8	45

Ma grande importanza ha per l'assorbimento del calore solare lo stato di trasparenza del cielo.

L'assorbimento atmosferico dipende anche dallo stato dell'atmosfera stessa. Nelle città industriali è molto superiore che nelle altre, il pulviscolo arriva a trattenere sino al 55 % delle radiazioni normali*.

Quando il pulviscolo atmosferico contiene fumo e particelle liquide in sospensione, causa un assorbimento del 10 % a mezzodi che aumenta col declinare del Sole.

La legge di Bouguer, fondamentale per la valutazione dell'assorbimento atmosferico del calore solare, determinando gli effetti dell'altezza solare e dello stato di trasparenza del cielo, così si enuncia:

Per un coefficiente dato di trasparenza, la quantità di calore trasmesso decresce in progressione geometrica, quando la massa atmosferica attraversata cresce in progressione aritmetica.

Supponendo di dare il valore usuale di 0,78 allo stato di trasparenza, il calore trasmesso dal Sole, su una superficie normale alla direzione dei raggi, oppure orizzontale sarà

	Zenit										Orizzonte		
Altezza solare ...	90	80	70	60	50	40	30	20	10	5	0		
Intensità calorifica piano ortogonale.	78	77	76	75	72	68	62	51	31	15	0	0%	
piano orizzontale.	78	76	72	65	55	44	31	17	5	1	0	0%	

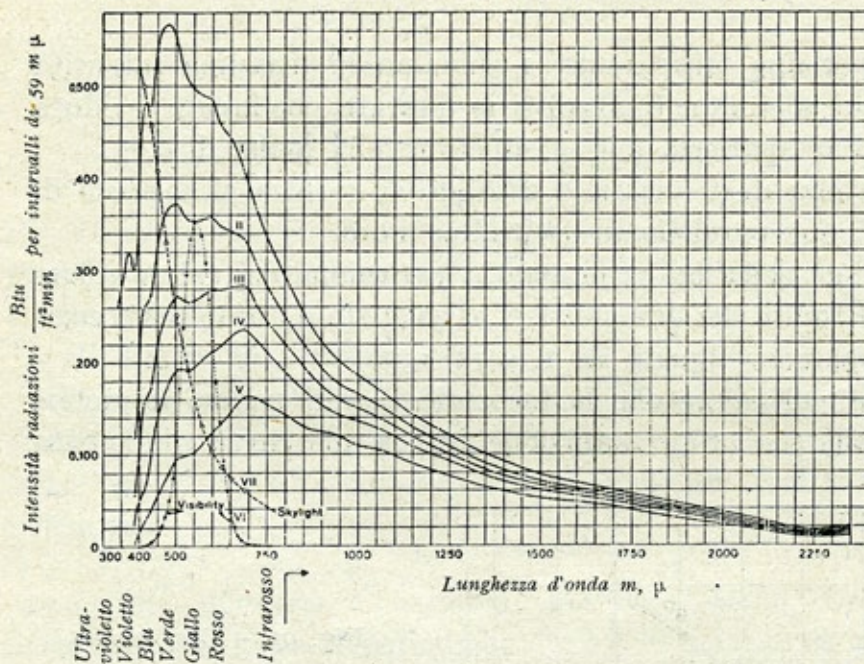
Ritengo utile dare il diagramma dello spettro solare che mostra come sia vario l'assorbimento atmosferico delle diverse lunghezze d'onda e quale sia la loro intensità calorifica.

Sulla base della legge di Bouguer nel diagramma della fig. 91 sono state calcolate le curve delle variazioni mensili del calore solare a seconda delle latitudini.

Le curve a linee intiere indicano le variazioni teoriche supponendo uno stato di trasparenza massimo = 1. Le curve a linee tratteggiate quelle per una trasparenza del cielo più reale uguale a 0,75.

Come questo fattore trasparenza, modifichi l'insolazione è evidente dall'esame del detto diagramma.

* A Chicago l'intensità dell'insolazione è il 55 % di quella di Madison (Wisconsin) malgrado che le due città non siano lontane fra loro.



$\frac{Btu}{ft^2 min}$ = British thermal unit = quantità di calore necessaria per innalzare la temperatura di 1 pound di acqua (gr. 453) di 1 grado F. (0,55 C.).

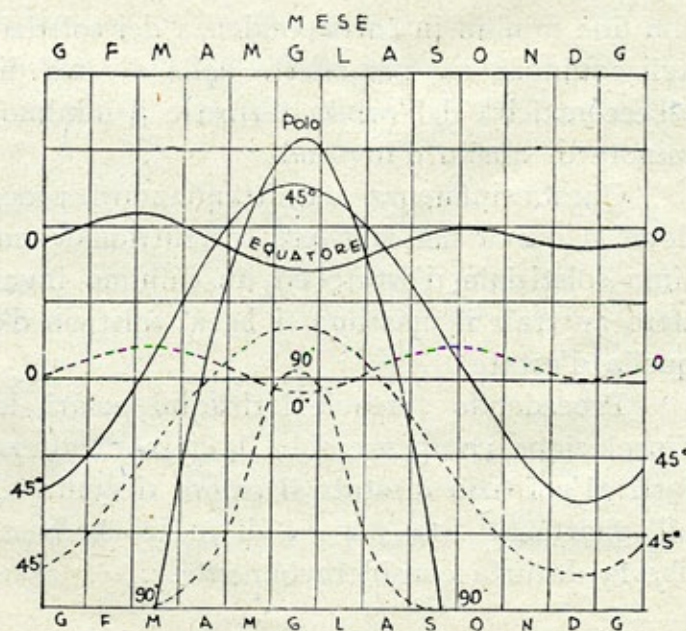
Fig. 90 - Diagramma N. 8: Assorbimento atmosferico dello spettro solare (da Kimball H. H., «Records of tot. solar radiation intensity»).

- | | | |
|-----|---|--|
| I | al limite dell'atmosfera. | } decurtata dell'assorbimento atmosferico. |
| II | per un'altezza del Sole di 65° | |
| III | » » » » 30° | |
| IV | » » » » 19,3° | |
| V | » » » » 11,3° | |
| VI | Radiazioni visibili. | |
| VII | Diffusione nel cielo sereno delle radiazioni (Monte Wilson - California). | |

Se non ci fosse questa diffusione dovuta ai gas ed al vapore acqueo il cielo sarebbe oscuro e le stelle visibili di giorno.

Fig. 91 - Diagramma N. 9 della variazione del calore solare alle differenti latitudini (da Angot).

— variazione teorica
 variazione reale ridotta dall'atmosfera stato del cielo = 0,75 (trasparenza).



Al Polo, per una trasparenza 1 abbiamo la massima intensità teorica del calore solare (0,76) al solstizio d'estate, che invece si riduce a 0,49 per una trasparenza (che è superiore alla reale) di 0,75.

Conseguentemente il massimo assoluto si verifica al solstizio di estate verso il 36° parallelo di latitudine nord.

Il diagramma della fig. 92 mostra la variazione del calore solare per le varie latitudini dei due emisferi al solstizio d'estate per i coefficienti di trasparenza uguale ad 1, 0,75, 0,30.

La quantità di calore che la terra riceve all'*equatore* dovrebbe determinare nella sua rappresentazione grafica una curva simmetrica

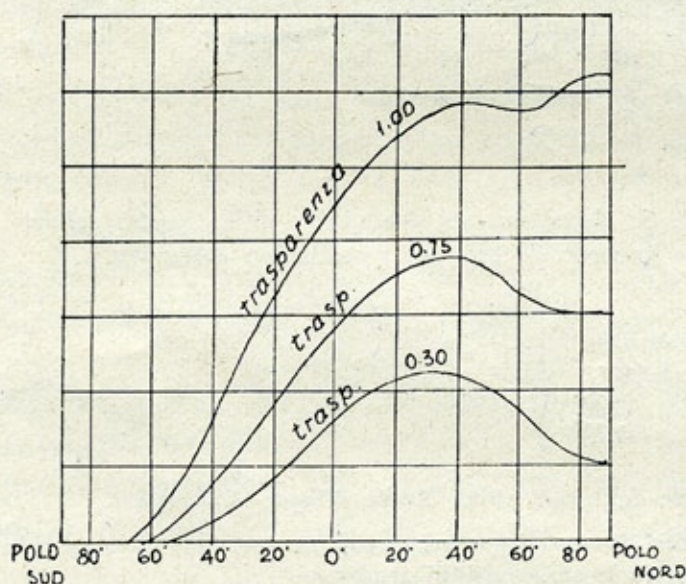


Fig. 92 - Diagramma N. 10: Calore ricevuto a differenti latitudini al solstizio d'estate per trasparenza del cielo di 0,30, 0,75, 1,00 (da Angot).

con due minimi in corrispondenza dei solstizi e due massimi identici agli equinozi, ma per effetto della diversa distanza del Sole dovuta all'eccentricità dell'orbita terrestre il minimo del solstizio d'estate è minore di quello d'inverno.

Questa influenza va attenuandosi procedendo verso i tropici dove la curva nell'emisfero settentrionale non mostra che un massimo solstiziale d'estate ed un minimo invernale; mentre nell'emisfero australe il massimo si ha al solstizio d'inverno ed il minimo a quello d'estate.

Procedendo verso le latitudini polari, la maggiore durata dell'insolazione compenserebbe la minore altezza dei raggi solari. Infatti al solstizio d'estate il calore ricevuto al Polo è di 136 mentre all'equatore è 100, ma c'è di mezzo la bassa trasparenza del cielo che la decurta considerevolmente.

2. Misura attinometrica.

COSTANTE SOLARE.

Il calore che il Sole invia al limite dell'atmosfera è una quantità pressochè costante che giunge al suolo ridotta dai fattori obliquità e trasparenza.

Il Violle ha verificato la legge di Bouguer ed ha calcolato la quantità di calore che il Sole invia normalmente in un minuto su un centimetro quadrato al limite dell'atmosfera o meglio supponendo la terra priva di essa, quantità successivamente rettificata da esperienze, in

$$I = 1,937 \text{ calorie/minuto/cm}^2.$$

Questa quantità è variabile con oscillazione di centesimi in parte saltuarie in parte periodiche dovute al moto della terra (annue) od all'attività solare che ha variazioni undecennali.

Tale quantità chiamata impropriamente *costante termica solare* è misurata con speciali strumenti quali gli attinometri ed i piroeliometri.

Supponendo una trasparenza di 0,80 la quantità di calore che il Sole invia *annualmente* su un centimetro quadrato disposto normalmente ai raggi solari all'*equatore* è di

$$\text{cal. } 293.200.$$

Dai calcoli fatti dall'Angot e dal Dornig riportiamo la presente tabella redatta dal prof. A. Amerio*.

Quantità media giornaliera di calorie per una trasparenza media, che cadono sopra un m² di superficie orizzontale ad alcune latitudini dell'emisfero boreale:

All'equatore:

nel solstizio d'inverno	4500	cal.	
nei due equinozi	5000	»	
nel solstizio d'estate	<u>4300</u>	»	media <u>4700</u>

A 30° di latitudine:

nel solstizio d'inverno	1700	cal.	
nei due equinozi	4000	»	
nel solstizio d'estate	<u>5300</u>	»	media <u>3750</u>

* A. AMERIO, *L'utilizzazione del calore solare e l'autarchia nazionale*, in « Scienza e Tecnica », Genn. 1938.

A 45° di latitudine:

nel solstizio d'inverno	500	cal.	
nei due equinozi	2700	»	
nel solstizio d'estate	<u>5250</u>	»	media <u>2800</u>

Se invece si considera un m² di superficie costantemente normale alla direzione dei raggi solari, per giorno e per m²:

All'equatore:

nel solstizio d'inverno	⁷⁰⁰ 6300	cal.	
nei due equinozi	6900	»	
nel solstizio d'estate	<u>5900</u>	»	media <u>6500</u>

A 30° di latitudine:

nel solstizio d'inverno	¹⁹⁶⁰⁸ 3800	cal.	
nei due equinozi	6500	»	
nel solstizio d'estate	<u>7500</u>	»	media <u>6100</u>

A 45° di latitudine:

nel solstizio d'inverno	1600	cal.	
nei due equinozi	4300	»	
nel solstizio d'estate	<u>7800</u>	»	media <u>4500</u>

L'aumento percentuale medio tra il calore ricevuto sul piano orizzontale a quello su di un piano costantemente perpendicolare ai raggi solari è:

				Aumento
Equatore	cal.	6500 — 4700 = 1800		38 %
30° lat. N.	»	6100 — 3750 = 2350		63 »
45° lat. N.	»	4500 — 2800 = 1700		61 »

3. Lo stato del cielo.

La misura della nebulosità e della libera insolazione.

ELIOGRAFI.

Nei bollettini meteorologici viene segnato giornalmente il grado di nebulosità del cielo, che è la frazione del cielo che in un dato momento è coperto di nubi.

Il grado si indica con cifre da 0 a 10, lo zero rappresenta il cielo sereno, dieci intieramente coperto.

Le osservazioni si fanno ogni ora, sia di giorno che di notte, dalla media delle 24 ore si ha il grado giornaliero, e dalla media di questi, i gradi mensili, stagionali, annuali, a seconda del bisogno.

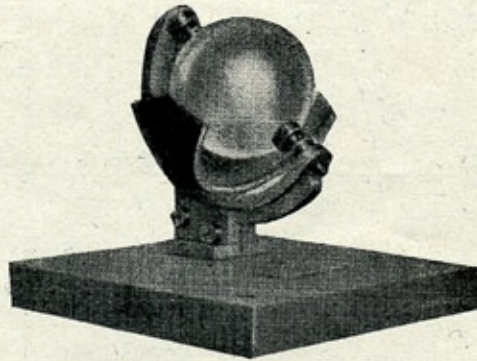
La misura della nebulosità si fa di giorno con gli eliofanografi, di notte con una lastra fotografica rivolta al polo celeste.

Fra gli eliofanografi va segnalato quello di Campbell costituito da una sfera di vetro, situata in modo da ricevere i raggi del Sole dal suo levare al tramonto, che porta a tergo in corrispondenza del fuoco della sfera una striscia di carta. Questa viene carbonizzata sotto

Fig. 93.

Eliofanografo di Campbell

(Salmoiraghi).



forma di un punto se il Sole ha brillato solo in un determinato momento, o di una linea continua se ha brillato tutto il giorno. Dall'esame dell'eliofanogramma si ricava la nebulosità nelle ore di giorno. L'eliofanografo di Jordan opera in modo analogo ma su carta sensibile.

Per la notte come si è detto si adopera una lastra fotografica rivolta al polo celeste. Le stelle circumpolari, se il cielo è sereno, segneranno dei cerchi continui, altrimenti interrotti nelle ore di nebulosità.

Per il nostro calcolo dell'insolazione interessa l'*effettiva presenza* del Sole, cioè la *frazione d'insolazione* quale è data dall'eliofanografo.

Essa non può desumersi dagli usuali bollettini meteorologici che conglobano anche le ore notturne; infatti in certe stagioni il cielo è totalmente coperto di notte con precipitazioni, mentre al mattino brilla il Sole.

MOGADISCIO

Media mensile dell'insolazione misurata con l'Eliografo.

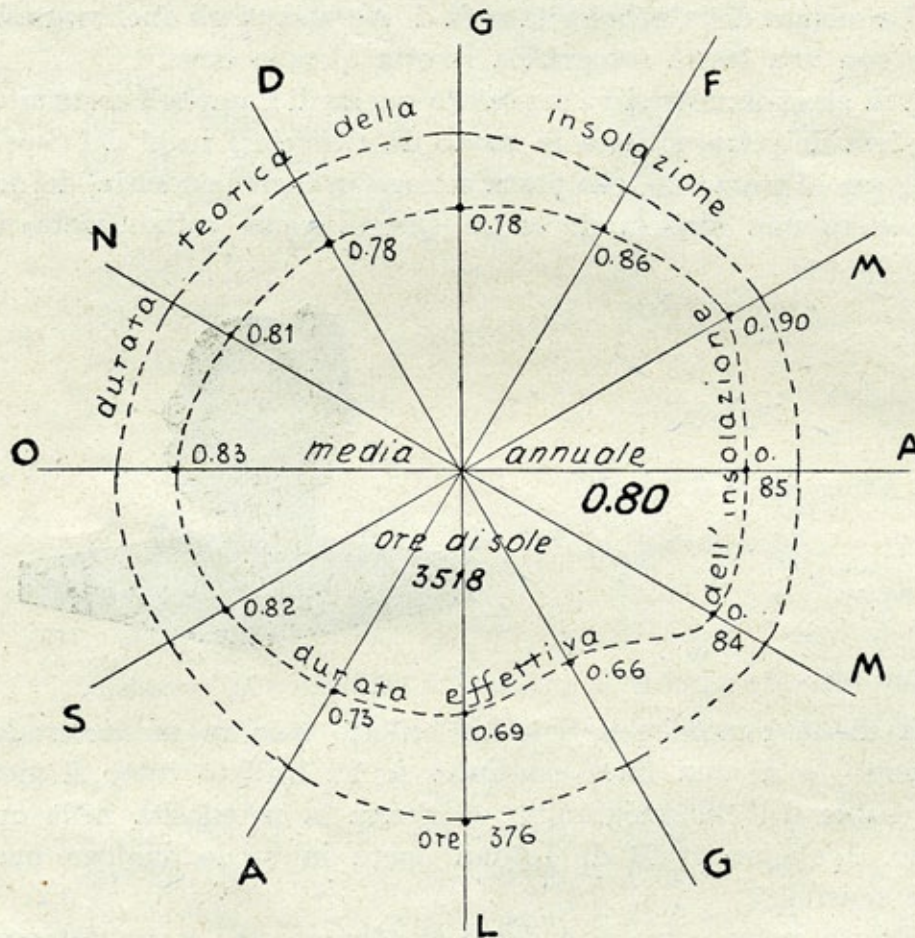


Fig. 94 - Diagramma polare N. II

(costruito con i dati del « Bollettino Meteorologico dell'Africa Italiana », 1933).

Si noti l'alta percentuale di ore di chiaro Sole, 3158 in un anno su un totale teorico di ore 4425, pari all'80 % come in California.

Ciò consiglia la costruzione d'impianti per utilizzare l'energia termica solare (v. Parte VI).

TABELLA XIII. — Nebulosità mensile Africa Italiana.

LIBIA

	MESE											
	Gen.	Feb.	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Sett.	Ott.	Nov.	Dic.
Tripoli	4,4	5,1	6,2	4,0	3,6	4,4	1,4	0,9	1,3	2,8	6,4	5,3
Aziziah	3,4	4,7	4,1	3,3	2,9	3,5	0,9	0,7	1,3	2,2	5,6	4,8
Beni Ulid	1,2	0,0	3,3	2,1	2,8	3,7	0,5	0,8	0,9	1,7	7,4	4,2
Bir Ghnem	1,6	6,1	3,8	2,7	2,7	1,8	1,3	0,9	1,9	2,2	5,1	4,3
Berat el Hsun	1,7	2,4	2,8	3,1	3,0	3,3	0,6	0,1	0,3	0,1	1,7	3,7
Castel Benito	5,0	5,8	5,8	4,0	4,1	4,6	1,2	0,7	1,6	2,9	6,4	5,1
El-Assa	2,5	3,5	4,7	2,9	1,9	1,7	0,6	1,0	0,7	2,0	4,6	3,3
El Gurbat	3,1	6,0	6,3	4,2	3,9	3,9	2,0	1,1	1,7	2,1	7,3	5,0
El-Uotia	1,7	3,3	5,5	3,6	3,2	2,5	1,2	1,0	0,7	3,3	5,4	4,4
Gadames	1,6	3,4	2,9	1,7	3,1	3,3	0,0	0,0	0,2	1,6	4,5	3,0
Gars Garabulli	2,8	3,8	2,1	0,6	1,8	0,6	1,1	0,8	0,8	1,6	4,7	3,8
Gat	5,1	2,6	1,3	3,4	3,9	2,5	0,1	0,3	0,9	??	5,0	3,2
Gheriat	1,3	4,1	3,4	2,1	3,8	3,1	0,8	0,5	1,1	1,4	5,9	4,1
Grado	3,6	4,2	4,3	2,4	2,9	2,7	1,7	0,7	0,8	2,1	6,4	5,5
Giosc	0,0	0,5	2,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,8	5,5	4,5
Homs	3,1	4,0	3,8	2,4	2,3	3,0	1,0	1,2	1,6	2,1	5,2	4,2
Hun	2,6	4,5	2,8	2,1	3,4	2,2	2,4	2,3	1,6	1,6	5,0	4,9
Iefren	3,1	4,8	5,4	3,1	3,6	3,6	0,6	0,8	1,3	2,7	6,0	5,1
Misurata città	4,7	5,9	6,4	4,4	4,1	4,4	1,3	1,6	1,9	2,0	8,2	5,6
Mizda	1,4	3,4	3,1	1,3	3,0	3,2	0,7	1,3	2,0	2,6	5,3	3,6
Murzuch	0,2	2,4	0,7	2,1	3,2	3,4	0,1	0,0	0,0	0,0	4,4	2,8
Nufilia	4,4	3,7	3,0	1,3	1,9	1,9	0,0	0,5	1,5	0,2	6,0	4,4
Sabratha	4,0	3,1	6,4	5,0	4,5	3,8	2,1	1,4	1,1	3,2	6,2	5,3
Sebha	2,9	1,9	1,8	1,7	3,7	2,9	1,1	0,5	0,3	0,0	4,3	3,5
Sidi el Mesri	2,0	4,7	5,4	3,4	2,8	??	2,2	??	2,4	3,4	6,7	5,1
Sirte	3,8	4,6	4,3	3,5	4,2	4,1	1,9	2,2	2,3	2,1	7,6	5,5
Tagiura	3,5	5,1	5,6	3,7	3,2	3,8	1,7	0,9	4,3	2,7	6,4	4,8
Zavia	1,3	2,9	4,5	3,1	3,0	3,7	1,1	??	1,0	2,4	6,0	5,1

(dal « Bollettino Meteorologico » del Ministero dell'Africa Italiana, 1933).

Segue: TABELLA XIII. — Nebulosità mensile Africa Italiana.

CIRENAICA

	MESE											
	Genn.	Febb.	Marzo	Aprile	Magg.	Giug.	Lug.	Agosto	Sett.	Ott.	Nov.	Dic.
Clima marit.												
<i>Bengasi</i>	4,7	6,0	4,8	4,5	3,9	3,2	1,2	2,4	2,4	2,2	6,2	3,9
Clima altipiano												
<i>Barce</i>	4,0	6,2	5,6	4,7	3,3	2,7	1,6	2,4	2,7	2,0	6,0	5,3
<i>Cirene</i>	3,5	7,4	7,2	5,6	4,8	4,0	3,0	3,7	4,1	3,3	??	6,8
Clima steppico												
<i>Agedabia</i>	2,1	4,3	3,7	2,6	2,8	1,9	0,7	2,0	1,5	1,9	6,1	4,4
Clima predeser.												
<i>Zauja Mechili</i>	3,1	5,0	3,0	2,7	2,5	1,9	0,6	0,7	0,7	1,3	6,2	4,9
Clima desertico												
<i>Giarabub</i>	1,6	3,0	1,4	0,3	2,0	0,3	0,0	0,2	0,4	0,2	3,5	3,3
ERITREA												
<i>Asmara</i>	1,6	2,0	1,9	2,1	??	4,4	5,9	6,9	4,3	4,8	0,0	0,8
<i>Massaua</i>	??	2,4	1,9	1,8	??	??	3,2	4,5	3,5	3,6	4,2	2,7
SOMALIA												
<i>Mogadiscio</i>	3,6	2,1	2,4	3,2	3,4	4,4	4,0	3,4	2,9	2,7	3,0	2,8
<i>Bajdoa</i>	2,5	2,2	3,2	5,8	5,8	5,6	7,2	7,1	5,7	5,7	4,7	2,2

(dal « Bollettino Meteorologico » del Ministero dell'Africa Italiana, 1933).