SOPRA IL CALCOLO DELLA COSTANTE SOLARE.

Nota di C. BELLIA.

I.

La costante solare vien definita dalla quantità di calore che riceverebbe dal Sole l'unità di superficie di un corpo perfettamente nero, che si trovasse al limite dell'atmosfera terrestre, sotto l'incidenza normale, nell'unità di tempo, alla distanza media della Terra dal Sole.

Potrà darsi che la quantità così definita non rimanga costante col tempo, sia perchè l'involuppo gassoso del Sole può assorbire in modo variabile il calore emanato dalla fotosfera, sia perchè l'energia irraggiata può presentare delle variazioni periodiche come le presentano le macchie e le facule; e il Langley ¹⁾ ha creduto di osservare una diminuzione del 10 % della costante solare alla fine di marzo 1903 rispetto all'anno precedente e seguente, insieme a una diminuzione di 2° della temperatura terrestre.

Per il calcolo della costante solare, giacchè le misure si fanno in seno all'aria, bisogna tener conto dell'assorbimento esercitato dall'atmosfera terrestre.

È appunto dalla difficoltà di determinare tale assorbimento che prendono origine i varii metodi per il calcolo della costante solare.

Sono note le ragioni per cui non si può applicare all'atmosfera la formola esponenziale di Bouguer-Pouillet.

Il Pouillet faceva presso a poco il seguente ragionamento:

Detta q l'intensità di radiazione, la quantità di energia dq assorbita dopo avere attraversato uno strato di aria di spessore ds e di densità δ , cioè di massa δds , è:

$$dq = -c.q.\delta.ds$$

1) *Phil. Mag.* t. VIII, 1904.

dove c , costante, è il coefficiente di assorbimento dell'atmosfera.

Quindi l'intensità q misurata in un punto dell'aria di densità δ è

$$q = A e^{-c \int_0^{\delta} \delta \cdot ds}$$

in cui A è il valore della costante solare, giacchè al limite dell'atmosfera cioè per $\delta = 0$ è $q = A$.

L'integrale è la massa di aria attraversata dai raggi: prendendo come unità di misura la massa di aria M attraversata nella direzione zenitale e ponendo:

$$\epsilon = \frac{1}{M} \int_0^{\delta} \delta \cdot ds, \quad p = e^{-cM}$$

si ha

$$q = A e^{-cM\epsilon} = A p^{\epsilon}.$$

Con questa formola il Pouillet, facendo diverse determinazioni di q per diversi valori di ϵ , ha trovato per la costante solare il valore di 1,793 piccole calorie per minuto e per cm^2 .

Sorvolando sulle difficoltà inerenti al calcolo di ϵ , il ragionamento precedente non si può applicare per diverse ragioni.

Il coefficiente di assorbimento non è lo stesso per tutte le radiazioni semplici di cui si compone l'irraggiamento solare, giacchè l'atmosfera assorbe di più i raggi più refrangibili, cioè esercita un assorbimento selettivo ¹⁾ sui raggi solari; per cui la composizione dell'irraggiamento solare varia al variare dello spessore di aria attraversato dai raggi e quindi deve variare anche il coefficiente di assorbimento complessivo c .

1) Forber. *Phil. Trans.* 1842.

Langley. *American Journal of Science*, vol. 28, 1884.

Bemporad. *Memorie della R. Acc. dei Lincei*, 1904. « L'assorbimento selettivo dell'atmosfera terrestre ».

Ma anche nel caso di radiazioni monocromatiche la legge esponenziale di Bouguer-Pouillet non si può applicare a rigore che nel solo caso di un mezzo omogeneo, non nel caso dell'atmosfera.

Infatti per l'atmosfera l'assorbimento è dovuto a due cause:

1. alla diffusione prodotta dalle particelle in sospensione e dalle molecole dei costituenti l'aria, e a questa parte, che è preponderante, si può applicare la formola esponenziale di Pouillet sempre per una radiazione semplice, anzi il coefficiente di assorbimento sarebbe in ragione inversa della quarta potenza della lunghezza d'onda ¹⁾;

2. a un vero e proprio assorbimento dovuto al vapore acqueo, all'anidride carbonica e principalmente alle goccioline di acqua in sospensione. Per questo assorbimento, variabilissimo, non vale nemmeno il principio di Beer ²⁾, cioè che l'assorbimento rimane costante finchè rimane costante il prodotto $\delta \cdot ds$ della densità per lo spessore attraversato, perciò per una stessa massa di gas l'assorbimento varia con la pressione.

Da ciò si vede come essendo così complesso l'assorbimento atmosferico, la formola di Pouillet non può corrispondere ai dati di osservazione.

Tuttavia in questi ultimi tempi il metodo di Pouillet è stato applicato da Scheiner ³⁾ alle sue osservazioni al Gerner Grat e da Millochau ⁴⁾ alle sue osservazioni sul Monte Bianco, giacchè secondo quest'ultimo il coefficiente di assorbimento c complessivo è costante sul Monte Bianco.

Il Crova adopera invece una sua formola empirica.

$$q = \frac{A}{(1 + \varepsilon)^m}$$

la quale si adatta bene ai dati di osservazione; in essa A è il valore della costante solare giacchè per $\varepsilon = 0$ si ha $q = A$.

1) Lord Rayleigh. *Phil. Mag.* 1899, vol. 47, p. 375.

2) K. Angström. *Annalen der Physik*, t. 6, 1901. *Memorie della Società degli Spettroscopisti italiani*, 1908.

3) *Publik. des astrophys. Obs. zu Potsdam*, 1908.

4) *Journal de Physique*, 1909.

Applicando questo metodo Crova e Hansky ¹⁾ con osservazioni sul Monte Bianco hanno trovato il valore di 3,4 calorie per minuto e per cm².

Anche il Savelieff a Kiew e l'Angström hanno ottenuto dei valori egualmente elevati.

Il Bartoli ²⁾ crede che la quantità di calore ricevuto dallo strumento di misura sia una funzione della tensione di vapore f e dello spessore di aria ε , e con osservazioni accuratissime sull' ~~Etna e altrove~~ **determina la relazione empirica**

$$A = \phi(\varepsilon, f)$$

dove facendo $\varepsilon = 0$, $f = 0$ trova per la costante solare il valore di 3,2 cal.

Questi metodi basati su formole di inclinazione, date da osservazioni in un solo luogo, danno il valore della costante solare estrapolando per $\varepsilon = 0$. In generale non è lecito eseguire questa estrapolazione, e infatti una stessa formola, applicata a osservazioni contemporanee eseguite in stazioni vicine poste a differenti altezze, non dà lo stesso valore per la costante solare ³⁾ come le varie formole di inclinazione applicate alle osservazioni in uno stesso luogo danno valori diversi.

Per questo alcuni hanno sostituito alle formole di inclinazione quelle di altitudine, e hanno fatto osservazioni simultanee a diverse altezze sul livello del mare, cioè a diverse pressioni, ed esprimendo l'intensità della radiazione osservata in funzione della pressione, hanno estrapolato per la pressione zero.

Il Forbes ⁴⁾ fu il primo a riconoscere la necessità di misure simultanee.

Il Violle ⁵⁾ col suo attinometro eseguì tre osservazioni simultanee in tre stazioni del Monte Bianco. Egli ammetteva

1) *Comptes Rendus*, t. 125, 1897.

2) *Nuovo Cimento*, 1894.

3) Rizzo. «Sopra le recenti misure della Costante Solare». *Memorie della R. Acc. delle scienze di Torino*, 1897-98.

4) Forbes. *Phil. Trans.* 1842.

5) Violle. *Annales de Chemie et de Physique*, t. X. 1877.

che l'intensità della radiazione osservata dipendesse dalla pressione atmosferica H , dalla tensione media del vapore f al di sopra del luogo di osservazione per l'altezza $(Z-z)$ sino alla quale secondo ogni probabilità si estende la zona del vapore acqueo; ed esprimeva l'intensità della radiazione mediante la formola

$$Q = Ap \frac{H + (Z - z) k f}{760} \epsilon$$

dove A , p e k sono delle costanti assolute che egli determinava dai dati delle tre osservazioni. Per A , costante solare, trova il valore di 2,54 calorie.

Un valore analogo, 2,59 calorie, trova Rizzo ¹⁾ con la sua formola empirica

$$Q = A + B (760 - P)^{\frac{1}{2}}$$

che esprime l'intensità della radiazione in funzione della pressione P ; A e B sono delle costanti.

Le formole di altitudine danno per la costante solare dei valori più piccoli di quelli dati dalle formole di inclinazione e poco differenti fra loro, perciò presentano un maggiore affidamento per il calcolo della costante.

I metodi delle formole di inclinazione e di altitudine non tengono conto dell'assorbimento selettivo dell'atmosfera e affrontano il problema empiricamente.

Il Langley ²⁾ invece, nella sua celebre campagna sul Monte Whitney, per eliminare l'errore dovuto all'assorbimento selettivo ha eseguito in due stazioni misure del calore solare per radiazioni semplici col suo spettrobolometro.

Facendo alcune ipotesi sul valore del coefficiente di assorbimento (che però alcuni non credono plausibili) ha trovato un valore per eccesso e un valore per difetto della costante per ogni singola radiazione, di cui la media rappresentava il valore vero. L'integrazione delle costanti di tutte le radiazioni

1) Rizzo. Inogo citato.

2) Langley. « On solar Heat ». Prof. Paper of the Signal Service, 1884.

Una larga esposizione di tale lavoro si trova nella memoria citata del Prof. Rizzo.

semplici ha dato per la costante solare il valore di 3,0 calorie.

In seguito il Langley e i suoi allievi adoperando sempre lo spettrobolometro hanno creduto di trattare diversamente il problema.

In uno stesso luogo hanno ottenuto con lo spettrobolografo varie curve dell'energia solare durante il giorno, in esse le ordinate rappresentano le intensità di radiazione e le ascisse le lunghezze d'onda. L'area limitata da una curva, corretta di tutti gli assorbimenti strumentali, rappresenta l'intensità della radiazione totale nel luogo di osservazione, la quale viene anche determinata simultaneamente con un pireliometro.

Per raggi semplici il coefficiente di assorbimento atmosferico si può ritenere costante, perciò si può applicare la formola di Pouillet a queste determinazioni per calcolare, per ogni lunghezza d'onda, il coefficiente di trasmissione e l'intensità di radiazione al di là dell'atmosfera, e quindi si può tracciare la curva che si otterrebbe al limite dell'atmosfera. Ma lo spettrobolografo dà l'intensità di radiazione in unità arbitrarie, perciò, per trovare in calorie il valore della costante solare, si fa il rapporto fra l'area della curva dell'energia solare al limite dell'atmosfera e quella di una delle curve corrette per gli assorbimenti strumentali, e si moltiplica questo rapporto per la lettura pireliometrica simultanea.

A questa maniera Abbott e Fowle ¹⁾, da una lunga serie di determinazioni a Washington e al M. Wilson (1800 m.), ottengono per la costante solare un valore intorno a 2,1 calorie per minuto e per cm².

Il Prof. K. Angström ²⁾, nel suo nuovo metodo per lo studio della radiazione solare, pur non adoperando lo spettrobolometro tien conto delle cognizioni acquisite dalla scienza sull'assorbimento dell'atmosfera.

1) Abbott e Fowle. *Ann. Astroph. Obs. Smith. Inst.* 1908, vol. II, parte I. « Smithsonian Miscellaneous Collections. Quarterly Issue », 1908, vol. I, pag. 70, 1905, vol. II, pag. 400.

2) Angström. *Nuova Acta Regiae Societatis Scientiarum Upsaliens*, 1907, vol. I.

Egli calcola separatamente l'assorbimento dovuto alla diffusione e quello dovuto ai gas assorbenti.

Ammette che l'assorbimento dovuto alla diffusione avvenga secondo la legge esponenziale di Pouillet,

$$i_{\lambda} = I_{\lambda} \cdot p^l$$

dove I_{λ} rappresenta l'intensità della radiazione di lunghezza d'onda λ al limite dell'atmosfera, p il relativo coefficiente di trasmissione, l lo spessore dell'aria attraversata (che noi abbiamo sempre indicato con ϵ), i_{λ} l'intensità che si osserverebbe se non ci fosse l'assorbimento vero e proprio dei gas dell'atmosfera.

I_{λ} e p sono funzioni della lunghezza d'onda, cioè:

$$I_{\lambda} = \Psi(\lambda), \quad p = \phi(\lambda)$$

quindi:

$$i_{\lambda} = \Psi(\lambda) \cdot \phi(\lambda)^l$$

e l'energia che si osserverebbe fra le radiazioni λ_1 e λ_2 sarà:

$$(1) \quad q_l = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \Psi(\lambda) \phi(\lambda)^l \cdot d\lambda.$$

Le precedenti funzioni dipendono dalla natura dello spettro, l'Angström adopera lo *spettro di intensità costante* già introdotto dal Langley, cioè suppone la dispersione tale che l'intensità della radiazione riesca costante in tutta l'estensione dello spettro.

Sicchè prendendo l'intensità costante A per ordinate e la dispersione x per ascisse si ha:

$$I_{\lambda} d\lambda = \Psi(\lambda) d\lambda = A dx$$

quindi la (1) diventa:

$$(2) \quad q_l = A \int_{x_1}^{x_2} \phi(x)^l dx.$$

L'Angström si serve delle sue proprie osservazioni spettrobolometriche e di quelle di Langley, Abbott e Fowle per

determinare lo spettro di intensità costante e la forma della funzione $\phi(x)$, giacchè nessuna delle formole teoriche soddisfa alle condizioni sperimentali.

Per $\phi(x)$ usa la formola empirica:

$$(3) \quad \phi(x) = 0,93_{\delta} \cdot x^{0,26_{\delta}}$$

dove δ è una costante che dipende dalle condizioni dell'atmosfera nel momento dell'esperienza.

Allora la (2) diventa:

$$(4) \quad q_l = q_0 \int_{x_1}^{x_2} \left\{ 0,93^{\delta} \cdot x^{0,26\delta} \right\}^l dx$$

e per la radiazione totale del Sole, avendo calcolato lo spettro solare d'intensità costante in modo che la dispersione varii da 0 ad 1, essendo $x_1 = 0$, $x_2 = 1$, si ha integrando:

$$(5) \quad Q_l = Q_0 \frac{0,93^{\delta l}}{0,26 \cdot \delta l + 1}.$$

Questa formola rappresenta l'influenza della diffusione sulla radiazione totale in una atmosfera che del resto è perfettamente trasparente.

Per determinare δ basta applicare la (4) a una parte spettrale ove non esistono bande di assorbimento, per es. alla parte bleu-violetta, che si ottiene applicando al pireliometro uno schermo opportuno colorato. Allora le misure pireliometriche danno direttamente q_l , quindi mediante la (4) opportunamente modificata per l'assorbimento dello schermo si può determinare δ , che sostituita nella (5) dà Q_l .

Per trovare il valore E_l direttamente misurato in una osservazione pireliometrica bisogna togliere a Q_l la parte di energia $F(x)$ assorbita dai gas assorbenti dell'atmosfera, e si ha:

$$(6) \quad E_l = Q_l - F(x).$$

La funzione $F(x)$ dipende principalmente dal vapor d'acqua, cioè dalla sua tensione f , dallo spessore l , e anche da δ .

Da diverse considerazioni l'Angström adotta per $F(x)$ la forma:

$$(7) \quad F(x) = Q_0 \cdot 0,1 (f.l)^{0,275} \cdot 0,85^{x_l}.$$

Questa equazione è dedotta in modo che comprende anche l'assorbimento dovuto non solo al vapore acqueo ma anche a tutti i gas assorbenti compresa l'anidride carbonica.

La (6) quindi possiamo scriverla così:

$$E_l = Q_0 \left\{ \frac{0,93^{x_l}}{0,26.f.l + 1} + 0,1 (f.l)^{0,275} \cdot 0,85^{x_l} \right\}.$$

Mediante questa formola, essendo noto E_l dalle misure pireliometriche, l'Angström ha ottenuto per Q_0 che rappresenta la costante solare il valore medio di 2,15 calorie.

Anche H. H. Kimball ¹⁾ ha adoperato il metodo precedente modificandolo in parte, egli adopera per $\phi(x)$ un'altra formola empirica.

$$\phi(x) = 0,93^x \cdot x^{0,188^{\frac{1}{2}}}$$

e calcola diversamente la funzione $F(x)$ dovuta al vero assorbimento dei gas dell'atmosfera. Trova per la costante solare il valore di 2,05 cal. dello stesso ordine di grandezza di quello trovato da Angström.

Riassumendo, i metodi più moderni e più razionali per il calcolo della costante solare, cioè il metodo spettrobolometrico e il nuovo metodo di Angström, i quali tengono conto delle cognizioni acquisite sul complesso problema dell'assorbimento atmosferico e principalmente dell'assorbimento selettivo, danno per la costante solare valori coincidenti e intorno a 2,1 calorie per minuto e per cm^2 .

Invece i metodi antichi danno dei valori discordantissimi fra loro e molto alti, specialmente quelli fondati sulle formole di inclinazione, tanto che sino a poco tempo addietro si era tentati a credere che il valore della costante solare

1) *Monthly Weather Review*, 1908, p. 108.

non dovesse essere di molto inferiore alle 4 calorie ¹⁾ per minuto e per cm².

II.

Mi propongo ora di esaminare una nuova formola di altitudine per la determinazione della costante solare.

Nel calcolare questa formola, quantunque non mi sia valso di osservazioni su radiazioni monocromatiche, ma di osservazioni pireliometriche sul complesso della radiazione solare, pure credo di non esser incorso nell'errore dovuto all'assorbimento selettivo dell'atmosfera, giacchè non ho considerato il coefficiente di assorbimento dell'atmosfera come costante, ma variabile secondo la legge che A. Bemporad ha dedotto da una discussione accuratissima sulle più importanti determinazioni del calore solare a differenti altezze.

Il Pouillet ammetteva che l'assorbimento esercitato da uno strato di aria ds di densità δ sia proporzionale alla massa di aria δds , cioè:

$$(1) \quad dq = -q \cdot c \cdot \delta \cdot ds'$$

dove c , coefficiente di assorbimento, è costante. Il Bemporad ²⁾, discutendo le osservazioni di Angström, Langley, Rizzo, Millochau, ecc. ha dedotto che per la radiazione totale il coefficiente di assorbimento c lungo la traiettoria di un raggio pressochè verticale varia, sia per l'assorbimento selettivo, sia per l'aumento della trasparenza specifica dell'aria con l'altezza, proporzionalmente alla quarta potenza della densità dell'aria, cioè si ha:

$$(2) \quad c = c_0 \delta^4.$$

Invece per raggi molto inclinati, superiori a 60°, questa legge si verifica per raggi che precentemente abbiano attraversato eguali masse di aria.

La (2) si verifica con buona approssimazione entro i limiti delle osservazioni, ammettendo che si verifichi sino al

1) Crova. « Rapports présentés au Congrès International de Physique », 1900, t. III.

2) *Archiv. für Optik.* Erster Band, 1908. *Memoria della R. Acc. dei Lincei.* 1908. « L'assorbimento selettivo ecc. », p. 85.

limite dell'atmosfera si può dedurre il valore della costante solare.

Supponiamo uno strato di aria S orizzontale e di spessore dh , il quale sia attraversato da un raggio I inclinato dell'angolo z sulla verticale, cioè proveniente dal Sole che si trova alla distanza zenitale z ; supponiamo anche $z \leq 60^\circ$ per cui lungo la sua traiettoria il coefficiente di assorbimento varia secondo la (2).

Lo spessore di aria attraversato dal raggio I è:

$$(3) \quad AB = ds = dh \cdot \sec z.$$

Sostituendo la (2) e la (3) nella (1) si ha:

$$(1') \quad dq = -q \cdot c_0 \delta^* \cdot \delta \cdot dh \cdot \sec z.$$

Intanto per la legge di Boyle la densità dell'aria, supposta la temperatura costante, è proporzionale alla pressione H a cui è sottoposta, per cui la (2) si può scrivere:

$$(2') \quad c_0 \delta^* = k H^*.$$

L'espressione $\delta \cdot dh$ rappresenta la massa di aria contenuta in una porzione dello strato S di 1 cm^2 di base, cioè la pressione esercitata dallo strato SS sugli strati inferiori, e quindi anche l'incremento dH della pressione per l'innalzamento dh sul suolo.

Perciò la (1') si può scrivere:

$$dq = -k \sec z \cdot q \cdot H^* \cdot dH.$$

Essendo $k \sec z$ una costante, questa equazione si integra facilmente.

Indico con H la pressione osservata nel luogo di osservazione, con q l'intensità della radiazione misurata dal pireliometro, con A l'intensità della radiazione al limite dell'atmosfera, si ha:

$$\int_q^A \frac{dq}{q} = -k \sec z \int_H^0 H^* \cdot dH$$

da cui:

$$\log_e q = \log_e A - \frac{k \sec z}{5} H^5$$

cioè:

$$q = A e^{-\frac{k \sec z}{5} H^s}.$$

Ponendo:

$$e^{-\frac{k \sec z}{5}} = p$$

si ha:

$$(4) \quad q = A p^{H^s}, \quad \log q = \log A + H^s \log p.$$

Nell'integrazione ho ammesso implicitamente che $\sec z$ e quindi z rimanga costante in tutto il percorso del raggio; ciò non è vero in generale per la rifrazione atmosferica, ma per distanze zenitali inferiori a 60° essendo debolissima la rifrazione si può ritenere z costante, e quindi la (4) è valida per $z \leq 60^\circ$.

La formola (4), essendo A e p costanti, determina come varia in funzione della pressione l'intensità della radiazione lungo la traiettoria di un raggio luminoso. Al limite dell'atmosfera per $H=0$ si ha $q=A$, valore della costante solare.

Bastano due determinazioni dell'intensità della radiazione a differente altezza e contemporanee, cioè eseguite alla stessa distanza zenitale, affinché con la (4) si possano determinare le due costanti p e A e quindi la costante solare.

È da notare che, se non ci fosse il fenomeno dell'assorbimento selettivo, i valori delle due costanti A e k dovrebbero essere le stesse per tutte le inclinazioni, ma per raggi inclinati la radiazione solare arriva ai luoghi di osservazione già spogliata dei raggi più refrangibili che sono stati assorbiti dagli strati superiori dell'atmosfera, quindi si capisce come A debba riuscire più piccolo per grandi inclinazioni. In questo caso A rappresenta la costante solare meno le radiazioni che sono state completamente assorbite.

Ho applicato questa formola alle osservazioni che l'anno scorso sono state eseguite dal Prof. Giovanni Platania e da me a varie altezze sull'Etna ¹⁾ per dedurne la costante solare. Ho considerato due inclinazioni dei raggi solari, $z=0^\circ$

1) *Memorie della Società degli Spettroscopisti Italiani*, 1908 e 1909.

ed $\varepsilon = 1$, e $z = 60^\circ$ ed $\varepsilon = 2$, cioè la distanza nulla e la distanza zenitale massima per cui la formola si può ritenere valida.

Le osservazioni sull'Etna sono state eseguite con due piriometri a compensazione elettrica dell'Angström nei giorni 18 e 19 agosto 1908 contemporaneamente al Piano Erasmo (Nicolosi) a 754 m. e alla Casa Cantoniera a 1885 m. di altezza, e nei giorni 22 e 23 agosto alla Casa Cantoniera a 1885 m. e all'Osservatorio Etneo a 2950 m. Siccome le osservazioni del 23 agosto sono state fatte in condizioni atmosferiche non molto favorevoli e solo per un piccolo intervallo di tempo, così non ne ho tenuto conto.

I seguenti specchietti danno i valori dell'intensità della radiazione osservati (o meglio dedotti dalla formola di ragguaglio) per le distanze zenitali $z = 0^\circ$ e $z = 60^\circ$ nelle tre stazioni di osservazione, ridotte alla radiazione media della Casa Cantoniera.

z	18 Agosto		19 Agosto		Media 18 e 19		Ridotta alla radiazione media	
	P. Erasmo	Cantoniera	P. Erasmo	Cantoniera	P. Erasmo	Cantoniera	P. Erasmo	Cantoniera
0°	1,390	1,497	1,398	1,429	1,394	1,463	1,388	1,457
60°	1,188	1,352	1,189	1,303	1,189	1,328	1,169	1,306

z	22 Agosto		Ridotta alla radiazione media	
	Cantoniera	Oss. Etneo	Cantoniera	Oss. Etneo
0°	1,446	1,664	1,457	1,676
60°	1,263	1,436	1,306	1,485

Ai valori della radiazione solare ridotti alla radiazione media della Casa Cantoniera, e per le due inclinazioni ho applicato la formola (4)

$$\log q = a - b H^5$$

e col metodo dei minimi quadrati ho ricavato i valori delle due costanti a e b .

Nella tavola annessa sono dati i valori di q , intensità della radiazione, osservati e calcolati con la formola precedente e la loro differenza. Si vede che le differenze sono entro i centesimi di caloria e quindi si può ritenere che la formola (4) rappresenta con sufficiente approssimazione l'andamento dell'intensità della radiazione solare lungo il cammino di un raggio nel seno dell'atmosfera.

Il valore della costante solare dedotta da questa formola è:

$$\text{per } z = 0^\circ, \quad A_1 = 1,73 \text{ cal.}$$

$$\gg z = 60^\circ, \quad A_2 = 1,59 \gg.$$

Come era da prevedere il 1° valore è un po' più grande del 2° per l'assorbimento selettivo dell'atmosfera, giacchè la radiazione solare per distanze zenitali abbastanza grandi arriva nel luogo di osservazione privata dei raggi più refrangibili che vengono assorbiti completamente dai primi strati dell'atmosfera.

Ho applicato inoltre questo metodo per il calcolo della costante solare alle più importanti osservazioni fatte simultaneamente a diverse altezze, e cioè quelle di K. Angström ¹⁾ a Teneriffa nel 1896, a quelle di G. B. Rizzo ²⁾ sul Rocciame-lone nel 1897, di Langley sul M. Whitney nella California meridionale nel 1882, e di Crova e Hansky sul Monte Bianco nel 1897 ³⁾.

Per le osservazioni di Angström ha adoperato i valori direttamente osservati per $z = 10^\circ$ e $z = 60^\circ$. Per quelle di Rizzo, Langley e Crova e Hansky i valori sono stati ricavati dalle formole di ragguaglio calcolate da Rizzo e riportate nel suo lavoro. « Sulle recenti misure della Costante Solare » più volte citato.

1) *Nuova Acta Regiae Societatis Scientiarum Upsaliens*, vol. XX, 1901.

2) *Memorie della Società degli Spettroscopisti Italiani*, 1908.

3) Cfr. Rizzo. « Sopra le recenti misure della Costante Solare ». *Memorie della Acc. Reale delle Scienze di Torino*, 1897-98.

Le osservazioni per lo più sono state trattate col metodo dei minimi quadrati.

Dalla tavola si vede come la formola (4) si adatta benissimo alle osservazioni di Angström, giacchè le differenze fra i valori osservati e calcolati si aggira intorno ai millesimi di caloria. Le massime divergenze si riscontrano nelle osservazioni di Rizzo sul Rocciamelone per la distanza zenitale di 60° , si vede che in questo caso la formola non è applicabile. Negli altri casi invece le differenze fra i valori osservati e calcolati non superano mai i 5 centesimi di caloria.

Il seguente specchietto dà i valori della costante solare ricavata dalle varie osservazioni, dove A_1 è la costante ricavata per $z = 0^\circ$ ed A_2 per $z = 60^\circ$.

Osservatori	A_1	A_2
Platania e Bellia .	1,73	1,59
Angström	1,66	1,54
Rizzo.	2,24	1,46
Langley.	2,03	1,74
Crova e Hanksy. .	2,12	1,64

Dal precedente specchietto si nota:

1. I valori ricavati dalle osservazioni di Angström a Teneriffa e dalle osservazioni di Platania e Bellia sull'Etna sono molto concordanti fra loro.

2. I valori di A_1 , ricavati per raggi zenitali, si possono dividere in due gruppi, quelli dedotti dalle osservazioni di Angström e di Platania e Bellia molto bassi, e quelli dedotti dalle osservazioni di Rizzo, Langley e Crova notevolmente più alti.

3. I valori di A_2 sono tutti dello stesso ordine di grandezza.

La spiegazione di questo fatto si deve ricercare nella vicinanza del mare all'isola di Teneriffa e all'Etna. Il Profes-

sore Rizzo discutendo le osservazioni di Angström ¹⁾ inclina a credere che nelle regioni marine gli strati più alti dell'atmosfera siano molto assorbenti probabilmente per la presenza di goccioline minutissime di acqua in sospensione.

Sicchè anche nelle più alte stazioni di osservazione di Teneriffa e dell'Etna la radiazione solare arriva già spogliata dei raggi più refrangibili che maggiormente vengono assorbiti, mentre ciò non succede sulle Alpi perennemente coperte di neve al disopra delle quali l'atmosfera si mantiene purissima.

Una conferma a questa ipotesi del Rizzo viene data dalla poca differenza fra i valori di A_1 e A_2 a Teneriffa e all'Etna, rispetto a quella che si riscontra nelle stazioni alpine. In queste ultime il valore di A ricavato colla formola (4) va diminuendo rapidamente coll'aumentare dall'inclinazione dei raggi; ciò sta ad indicare che vi è un forte assorbimento selettivo e coll'aumentare dell'inclinazione dei raggi cioè della massa di aria attraversata, la radiazione solare si spoglia dei raggi che più facilmente vengono assorbiti dall'atmosfera.

Ciò non può succedere nelle regioni marine perchè anche nelle stazioni più alte la radiazione solare arriva priva dei raggi più facilmente assorbibili.

Invece per inclinazioni abbastanza grandi la radiazione solare sia in regioni marine sia in regioni continentali, dovendo attraversare una grande massa di aria, arriva alle stazioni di osservazione sempre spogliata dei raggi che vengono assorbiti più facilmente, e perciò per $z = 60^\circ$ si trova un valore A_2 che è presso a poco costante in tutti i luoghi di osservazione,

Perciò per ricavare il valore della costante solare bisogna attenersi ai valori di A dedotti dalle osservazioni in regioni continentali per la distanza zenitale nulla, perchè solo in questo caso viene osservata la totalità, o quasi, dei raggi che compongono la radiazione solare.

1) Rizzo. « Sopra il calcolo della Costante Solare ». *Acc. Reale delle Scienze di Torino*, 1902-03.

I valori di A_1 dedotti dalle osservazioni di Rizzo, Langley e Crova e Hansky sono sensibilmente concordanti e danno come media il valore di 2,13 calorie per minuto e per cm^2 per la costante solare.

Questo valore è vicinissimo al valore di 2,15 cal. trovato per via del tutto diversa da Angström col suo nuovo metodo per lo studio della radiazione solare, al valore di 2,05 cal. trovato da Kimball con metodo analogo, e al valore di 2,1 cal. trovato da Abbott e Fowle col metodo spettrobolometrico.

Perciò si vede che i metodi, i quali tengono conto delle nozioni acquisite sull'assorbimento atmosferico, danno dei valori molto concordanti per la costante solare; e non si deve essere quindi molto lontano dal vero affermando che la costante solare sia vicina a 2,1 calorie per minuto e per cm^2 .

Osservazioni di Platania e Bellia sull'Etna nel 1908.

Stazione	Piano Erasmo			Casa Cantoniera			Osserv. Etneo		
Altezza	754 m.			1885 m.			2950 m.		
H	699,4 mm.			613,2 mm.			540,9 mm.		
H ^s	$0,1674 \times 10^{15}$			$0,0867 \times 10^{15}$			$0,0463 \times 10^{15}$		
$\begin{array}{c} q \\ z \end{array}$	q oss.	q cal.	diff.	q oss.	q cal.	diff.	q oss.	q cal.	diff.
0°	1,388	1,365	+0,023	1,457	1,531	-0,074	1,676	1,622	+0,054
60°	1,169	1,157	+0,012	1,306	1,347	-0,041	1,485	1,485	+0,030

$$z = 0^\circ; \log q = 0,23854 - 0,61754. H^s. 10^{-15}; A_1 = 1,73$$

$$z = 60^\circ; \log q = 0,20079 - 0,82193. H^s. 10^{-15}; A_2 = 1,59$$

Osservazioni di K. Angström a Teneriffa nel 1896.

Stazione	Guimar			Canada			Alta Vista			Picco di Teyda		
Altezza	860 m.			2125 m.			3252 m.			3683 m.		
H	734 mm.			597 mm.			518 mm.			492 mm.		
H ^s	$0,2131 \times 10^{15}$			$0,07583 \times 10^{15}$			$0,0373 \times 10^{15}$			$0,02883 \times 10^{15}$		
$\begin{array}{c} q \\ z \end{array}$	q oss.	q cal.	diff.	q oss.	q cal.	diff.	q oss.	q cal.	diff.	q oss.	q cal.	diff.
10°	1,391	1,387	+0,004	1,540	1,555	-0,015	1,610	1,606	+0,004	1,624	1,617	+0,007
60°	1,189	1,189	0,000	1,402	1,404	-0,002	1,468	1,470	-0,002	1,490	1,486	+0,004

$$z = 10^\circ; \log q = 0,21917 - 0,36165. H^s. 10^{-15}; A_1 = 1,66$$

$$z = 60^\circ; \log q = 0,18704 - 0,52468. H^s. 10^{-15}; A_2 = 1,54$$

Osservazioni di G. B. Rizzo sul Rocciamelone nel 1897.

Stazione	Monpantero			Trucco			Casa d'Asti			Vetta del Rocciamelone		
Altezza	501 m.			1722 m.			2834 m.			3537 m.		
H	722,2 mm.			622,4 mm.			543,6 mm.			499,0 mm.		
H ^s	$0,1965 \times 10^{15}$			$0,0934 \times 10^{15}$			$0,04747 \times 10^{15}$			$0,03094 \times 10^{15}$		
$\begin{array}{c} q \\ z \end{array}$	q oss.	q cal.	diff.	q oss.	q cal.	diff.	q oss.	q cal.	diff.	q oss.	q cal.	diff.
0°	1,605	1,649	-0,044	1,984	1,937	+0,047	2,091	2,082	+0,009	2,134	2,136	-0,002
60°	0,936	0,931	+0,005	1,018	1,171	-0,153	1,326	1,309	+0,017	1,547	1,361	+0,186

$$z = 0^\circ; \quad \log q = 0,35064 - 0,67889. H^s. 10^{-15}; \quad A_1 = 2,24$$

$$z = 60^\circ; \quad \log q = 0,16431 - 0,99465. H^s. 10^{-15}; \quad A_2 = 1,46$$

Osservazioni di Langley sul M. Whitney nel 1882.

Stazione	Lone Pine			Mountain Camp			Whitney Peak		
Altezza	1460 m.			3513 m.			4426 m.		
H	662 mm.			499 mm.			447 mm.		
H ^s	$0,12715 \times 15^{15}$			$0,03094 \times 10^{15}$			$0,01785 \times 10^{15}$		
$\begin{array}{c} q \\ z \end{array}$	q oss.	q cal.	diff.	q oss.	q	diff.	q oss.	q cal.	diff.
0°	1,679	1,679	0,000	1,938	1,938	0,000	1,980	1,976	+0,004
60°	1,449	1,449	0,000	1,680	1,680	0,000	1,827	1,706	+0,121

$$z = 0^\circ; \quad \log q = 0,30738 - 0,64750. H^s. 10^{-15}; \quad A_1 = 2,03$$

$$z = 60^\circ; \quad \log q = 0,24103 - 0,51220. H^s. 10^{-15}; \quad A_2 = 1,74$$

Osservazioni di Crova e Hansky sul Monte Bianco nel 1897.

Stazione	H	H^5	$q \text{ oss.} = q \text{ cal.}$	
			$z = 0^\circ$	$z = 60^\circ$
Monte Bianco	422 mm.	$0,01338 \times 10^{15}$	2,045	1,813
Cima di Brevent	563 mm.	$0,05656 \times 10^{15}$	1,562	1,342

$$z = 0^\circ; \quad \log q = 0,32689 - 1,211. H^5. 10^{-15}; \quad A_1 = 2,12$$

$$z = 60^\circ; \quad \log q = 0,21412 - 1,527. H^5. 10^{-15}; \quad A_2 = 1,64$$