

PUBBLICAZIONI
DELL'ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA
DEL CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE
diretto dal prof. ANTONINO LO SURDO Accademico d'Italia

N. 81

B. N. CACCIAPUOTI

**EFFETTO DELLE VARIAZIONI METEO-
ROLOGICHE SULLA INTENSITÀ DELLA
RADIAZIONE MESOTRONICA**

COOPERATIVA TIPOGRAFICA AZZOGUIDI - BOLOGNA
1942-XX

Estratto dal *Nuovo Cimento*, Anno XIX, N. 3

Marzo 1942-XX

EFFETTO DELLE VARIAZIONI METEOROLOGICHE SULLA INTENSITÀ DELLA RADIAZIONE MESOTRONICA

Nota di B. N. CACCIAPUOTI (*)

Sunto. - Viene descritta un'esperienza in cui si determina la vita media del mesotrone a 3480 m. sul livello del mare, in base alle variazioni di pressione e di temperatura riscontrate nel luogo di osservazione.

Secondo le attuali vedute sulla natura della radiazione cosmica si ritiene che la componente penetrante dei raggi cosmici sia costituita da mesotroni che vengono generati negli alti strati dell'atmosfera terrestre da una radiazione primaria. Si ammette generalmente che i mesotroni abbiano origine, in media, dopo che la radiazione primaria ha attraversato uno strato d'aria di massa equivalente a circa un decimo dell'atmosfera. Ciò equivale a supporre che il luogo d'origine dei mesotroni, che attraversano l'atmosfera verticalmente, si trovi ad un'altezza corrispondente ad una pressione di circa 80 tor.

È inoltre accertato, in base alle esperienze effettuate da vari autori, il fatto che doveva derivare dall'identificazione dei mesotroni con le particelle di YUKAWA ⁽¹⁾, e cioè che i mesotroni sono delle particelle instabili che si disintegrano spontaneamente con una vita media la quale, secondo le determinazioni più attendibili, si aggira intorno a 2 microsecondi.

La forma dello spettro differenziale che si assume per i mesotroni nel loro luogo d'origine è del tipo $W^{-2,9}$, essendo W l'energia dei mesotroni.

La diminuzione dell'intensità della componente mesotronica nel passaggio di questa attraverso l'atmosfera è determinata sostanzialmente dai due seguenti processi:

1) disintegrazione dei mesotroni nel loro cammino tra il luogo di generazione e quello di osservazione;

(*) Pubblicazione n. 81 dell'Istituto Nazionale di Geofisica del Consiglio Nazionale delle Ricerche diretto dal prof. ANTONINO LO SURDO Accademico d'Italia.

2) assorbimento dei mesotroni per frenamento nella materia attraversata.

Se dunque nell'atmosfera si manifestano delle variazioni nelle condizioni meteorologiche, il cui effetto è di portare delle alterazioni nella densità dell'aria e delle variazioni nella massa complessiva d'aria attraversata dai mesotroni che giungono in un determinato luogo, si avranno conseguentemente delle variazioni di intensità che sono attribuibili a due cause diverse. In primo luogo si avrà infatti una variazione dell'altezza di formazione dei mesotroni, il che porta una variazione nella probabilità che i mesotroni raggiungano, senza disintegrarsi, il luogo di osservazione. In secondo luogo si avrà poi una variazione nella massa d'aria attraversata dai mesotroni e quindi una variazione nell'assorbimento complessivo dei mesotroni nello strato d'aria compreso fra il luogo d'origine e quello di osservazione (2).

Indicando con P la probabilità che un mesotrone arrivi senza disintegrarsi con energia w nel luogo di osservazione, la variazione relativa di tale probabilità per effetto di un aumento dx del cammino percorso dal mesotrone è data da:

$$(1) \quad \frac{dP}{P} = -\frac{1}{w} \cdot \frac{\mu c^2}{\tau c} \cdot dx,$$

essendo μ e τ rispettivamente la massa e la vita media del mesotrone, e c = velocità della luce.

Se d'altra parte indichiamo con I l'intensità della componente mesotronica nel luogo di osservazione e con $(dI)_D$ la variazione di intensità dovuta alla disintegrazione si ha:

$$(2) \quad \frac{dP}{P} = \frac{(dI)_D}{I}.$$

Consideriamo ora la variazione $(dI)_A$ dell'intensità dovuta al diverso assorbimento dei mesotroni nell'aria in conseguenza del fatto che la massa di aria attraversata dai mesotroni che giungono nel luogo di osservazione ha subito una variazione; si può ritenere che tale variazione di massa d'aria è misurata dalla variazione di pressione nel luogo di osservazione. Se indichiamo con p la pressione e con dp la variazione di p , i mesotroni che arrivano con energia w , avevano, nel punto in cui furono generati, un'energia $w + w_0$, essendo w_0 la perdita d'energia subita dai mesotroni nell'attraversare l'atmosfera. Il numero di questi mesotroni che raggiungono il luogo di osservazione di pressione p è dunque proporzionale a $(w + w_0)^{-2.9}$.

La variazione dp di pressione porta una variazione dw_0 di w_0 e quindi il numero dei mesotroni in arrivo quando la pressione è diventata $p + dp$. sarà proporzionale a $(w + w_0 + dw_0)^{-2,9}$.

Si avrà dunque:

$$(3) \quad \frac{(dI)_A}{I} = \frac{(w + w_0 + dw_0)^{-2,9} - (w + w_0)^{-2,9}}{(w + w_0)^{-2,9}} \approx -2,9 \frac{dw_0}{w + w_0}.$$

La variazione dI dell'intensità I misurata è data dalla somma:

$$dI = (dI)_D + (dI)_A,$$

ossia

$$(4) \quad \frac{dI}{I} = \frac{(dI)_D}{I} + \frac{(dI)_A}{I}.$$

Si ha dunque

$$(5) \quad \frac{dI}{I} = -\frac{1}{w} \cdot \frac{\mu c^2}{\tau c} \cdot dx - 2,9 \frac{dw_0}{w + w_0}.$$

La valutazione di dw_0 si può fare in base ai dati calcolati da WICK⁽³⁾ ammettendo che una variazione dp di pressione dia effettivamente la variazione del numero di g/cm² di aria attraversata dai mesotroni; si può così calcolare $(dI)_A$.

Più difficile si presenta invece la valutazione della variazione di cammino dx che compare nell'espressione 1), 2) di $\frac{(dI)_D}{I}$. Un modo di procedere sarebbe di ammettere che un aumento di pressione dp nel luogo in cui la pressione era inizialmente p equivale alla differenza di quota che si avrebbe se il luogo di osservazione si fosse abbassato di una quantità corrispondente a dp . Si noti tuttavia che in generale una variazione di pressione è accompagnata da una variazione di temperatura che produce un'alterazione nella densità media dell'aria e quindi il cammino percorso dai mesotroni tra il luogo d'origine e quello di osservazione viene a mutare anche per effetto della variazione di temperatura.

Recentemente ARAKAWA⁽⁴⁾ ha suggerito di calcolare lo spostamento dello strato di formazione dei mesotroni nell'atmosfera in base ai dati sull'atmosfera tipo stabiliti dalla Commissione Internazionale di Navigazione Aerea. L'atmosfera tipo è definita nel modo seguente: al livello del mare la pressione $P = 760$ tor e la temperatura è di 288° Kelvin; fino a 11 km di altezza il gradiente di temperatura è di 6°,5 C per chilometro. Oltre 11 km si suppone che la temperatura abbia il valore costante di 216°,5 K.

Se dunque si ammette che i mesotroni siano generati nello strato dell'atmosfera in cui la pressione è di 80 tor si trova che l'altezza di tale strato è di 15.800 m sul livello del mare.

La pressione p in un luogo che si trovi all'altezza x è data dalla nota formula

$$(6) \quad p = P e^{gx/RT_m},$$

dove in aerologia si assume generalmente come valore di T_m la temperatura media armonica definita da

$$(7) \quad T_m = \frac{x}{\int_0^x \frac{dx}{T}},$$

e g , R sono rispettivamente l'accelerazione di gravità e la costante dei gas per l'aria.

Gli spostamenti dello strato di generazione dei mesotroni sono dovuti alle variazioni dell'altezza a cui la pressione assume il valore di 80 tor. Indicando con l'indice O i valori iniziali e con 1 quelli finali delle variabili si ha per la 6)

$$P_0 e^{-(gx_0/RT_{m_0})} = P_1 e^{-(gx_1/RT_{m_1})},$$

ossia

$$\log (P_1/P_0) = \frac{g}{R} \left(\frac{x_1}{T_{m_1}} - \frac{x_0}{T_{m_0}} \right),$$

da cui si ricava in maniera approssimata:

$$(8) \quad \Delta x = \frac{x_0}{T_{m_0}} \Delta T_m + \frac{H}{P_0} \Delta P,$$

dove

$$\Delta T_m = T_{m_1} - T_{m_0}, \quad \Delta P = P_1 - P_0, \quad \text{e} \quad H = \frac{R}{g} T_{m_1}.$$

In base alle precedenti formule ho valutato la vita media dei mesotroni che venivano registrati in un'esperienza effettuata a Pian Rosà (m. 3480), durante la quale si sono verificate delle variazioni di pressione e di temperatura. Il dispositivo sperimentale, descritto in un precedente lavoro ⁽⁵⁾, registrava i mesotroni aventi un'energia tale da potere attraversare uno spessore di piombo di 64,3 cm, ma da essere completamente assorbiti da un ulteriore strato di piombo dello spessore di 20 cm. Ciò corrisponde ad una energia media di 1000

Mev ⁽³⁾ se si suppone che la massa μ del mesotrone sia scelta in maniera di avere $\mu c^2 = 100$ Mev.

Per valutare la vita media τ del mesotrone, che compare nella 5), ho scelto due gruppi di misure durante le quali la pressione e la temperatura si sono mantenuti pressochè costanti. Per il primo gruppo di misure, che indicheremo con A, la pressione media era di 490,63 tor e la temperatura di -8° C. Per il secondo gruppo, che indicheremo con B, la pressione era di 483,22 tor e la temperatura $-9^\circ,6$ C. Si osservi intanto che i valori della pressione e della temperatura nelle misure del gruppo A erano molto prossimi a quelli che si calcolano nelle condizioni normali in base alle formole 6), 7), ponendo $x = 3480$ m; si trova infatti in questo caso $p_A = 491$ tor e $T_A = 265,4$ K. In base alle misure dei due gruppi il rapporto $(I_B - I_A)/I_A$ è risultato eguale a $0,084 \pm 0,033$; si ha dunque

$$(9) \quad \frac{dI}{I} = 0,084 \pm 0,033.$$

Il valore di $\frac{(dI)_A}{I}$ dato dalla 3) si calcola in base ai dati di WICK ⁽³⁾ tenendo conto del fatto che w_0 rappresenta la perdita di energia subita nell'atmosfera dai mesotroni che venivano registrati nel gruppo A di misure, e dw_0 rappresenta la variazione della perdita di energia nell'atmosfera, dovuta alla variazione dp della pressione, cioè a $483,22 - 490,63 = -7,41$ tor. Si trova così:

$$(10) \quad \frac{(dI)_A}{I} = -2,9 \frac{dw_0}{w + w_0} = 0,026.$$

In base alla 5) si ha dunque, tenendo conto di 9) e 10), e sostituendo i valori di w , μc^2 e c :

$$(11) \quad \tau = \frac{10^{-9}}{3(0,058 \pm 0,033)} \cdot (-dx).$$

Per il calcolo di dx ci serviamo della 8); che si scrive in questo caso:

$$(12) \quad dx = x_A \frac{dT_m}{T_{m_A}} + H \frac{dp}{p_A} = x_A \frac{dT_m}{T_{m_A}} + \frac{R}{g} T_{m_B} \frac{dp}{p_A},$$

essendo x_A l'altezza di formazione dei mesotroni a partire da Pian Rosà durante il gruppo A di misure e dove dT_m/T_{m_A} e dp/p_A si riferiscono rispettivamente alla temperatura media armonica ed alla pressione in corrispondenza del gruppo A di misure. In base ai nostri

dati si ha: $x_A = 15.800 - 3.480 = 12.320$ metri, e $T_{m_A} = 230^{\circ},3$ K. Se si ammette che la variazione di temperatura nel luogo di osservazione dia anche la variazione della temperatura media T_m si avrà $dT_m = -1^{\circ},6$ C.

Sostituendo questi valori nella 12) si trova:

$$dx = -186,4 \text{ metri}$$

e dalla 11) si ricava allora:

$$\tau = 1,07 \pm 0,61 \text{ microsecondi.}$$

La valutazione di τ fatta in questo modo è tuttavia da ritenersi assai grossolana; una valutazione più precisa richiede la conoscenza della distribuzione delle masse d'aria e delle temperature nell'atmosfera.

Il presente lavoro è stato fatto in base alle misure effettuate a Pian Rosà dalla spedizione per lo studio dei raggi cosmici in Val d'Aosta, organizzata dall'Istituto nazionale di geofisica con i mezzi forniti dal Comitato per la geofisica e la meteorologia del C.N.R.

BIBLIOGRAFIA

- (1) H. EULER e W. HEISENBERG, « *Ergeb. d. Exakt. Naturwiss.* », **17**, 1, 1938.
- (2) B. ROSSI, « *Rev. of Mod. Phys.* », **11**, 296, 1939.
- (3) G. C. WICK, « *Ricerca Scientifica* », **12**, 858, 1941.
- (4) H. ARAKAWA, « *Phys. Rev.* », **58**, 1118, 1940.
- (5) B. N. CACCIAPUOTI e O. PICCIONI, « *Ricerca Scientifica* », **12**, 874, 1941.