ATTI

DELLA

REALE ACCADEMIA DEI LINCEI

ANNO CCCI.

1904

SERIE QUINTA

RENDICONTI

Classe di scienze fisiche, matematiche e naturali.

VOLUME XIII.

1° Semestre.

ROMA

TIPOGRAFIA DELLA R. ACCADEMIA DEI LINCEI

PROPRIETÀ DEL CAV. V. SALVIUCCI

1904

della soluzione; osserviamo però come già in questi due casi l'andamento del fenomeno non è proprio il medesimo: a parità di resistenza elettrica, il valore del potenziale di elettrizzazione, va diminuendo più rapidamente quando l'acqua è impura per tracce di acido solforico, che quando essa lo è per tracce di acqua potabile.

L'andamento dei due fenomeni non ha più nulla di regolare quando l'acqua si renda impura con molte sostanze organiche, specialmente con le sostanze coloranti.

Meteorologia. — *La circolazione atmosferica negli strati inferiori.* Nota di LUIGI DE MARCHI, presentata dal Corrispondente G. RICCI [1].

1. Ricordiamo le equazioni (12) della nostra Nota precedente [2].

$$(1)\quad \begin{aligned} 2\varepsilon(1+k^2)\,\mathrm{V} &= -\frac{1}{k}\,\mathrm{sen}\,\vartheta\cos\vartheta\,\frac{\partial\mathfrak{T}}{\partial\vartheta}+\left(k+\frac{\cos^2\vartheta}{k}\right)\frac{\partial\mathfrak{T}}{\partial r}\\ 2\varepsilon(1+k^2)\,\mathrm{N} &= \frac{1}{k}\,\mathrm{sen}\,\vartheta\cos\vartheta\,\frac{\partial\mathfrak{T}}{\partial r}+\left(k+\frac{\mathrm{sen}^2\,\vartheta}{k}\right)\frac{\partial\mathfrak{T}}{\partial\vartheta}\\ 2\varepsilon(1+k^2)\,\mathrm{E} &= -\left(\cos\vartheta\,\frac{\partial\mathfrak{T}}{\partial\vartheta}+\mathrm{sen}\,\vartheta\,\frac{\partial\mathfrak{T}}{\partial r}\right)\end{aligned}$$

che esprimono, in base ai postulati ivi accolti, le relazioni che legano le componenti del moto dell'aria (verticale, meridiana e parallela) colla distribuzione degli elementi fisici raccolti nella $\mathfrak{T}$.

Volendo che queste equazioni siano valide anche sulla superficie terrestre dovremo porre che per $r=r_0$ (raggio della terra) sia $\mathrm{V}=0$, ossia

$$(2)\quad \left(\frac{\partial\mathfrak{T}}{\partial r}\right)_0=\frac{\mathrm{sen}\,\vartheta\cos\vartheta}{k^2+\cos^2\vartheta}\left(\frac{\partial\mathfrak{T}}{\partial\vartheta}\right)_0$$

Allora si ha

$$(3)\quad \begin{aligned}\mathrm{N}_0 &= -\frac{1}{2\varepsilon}\,\frac{k}{k^2+\cos^2\vartheta}\left(\frac{\partial\mathfrak{T}}{\partial\vartheta}\right)_0\\ \mathrm{E}_0 &= -\frac{1}{2\varepsilon}\,\frac{\cos\vartheta}{k^2+\cos^2\vartheta}\left(\frac{\partial\mathfrak{T}}{\partial\vartheta}\right)_0\end{aligned}$$

Queste equazioni ci dicono che, se $\left(\frac{\partial\mathfrak{T}}{\partial\vartheta}\right)_0$ si annulla per valori di ϑ compresi fra 0 e $\frac{\pi}{2}$, in corrispondenza a ciascuna di quelle latitudini vi è

[1] Presentata nella seduta del 24 aprile 1904.

[2] Rendiconti della R. Accad. dei Lincei, fasc. 9°, 1° sem. 1904.

presso terra una zona di calma. Noi sappiamo che infatti ne esiste almeno una nelle latitudini subtropicali e forse un'altra presso il cerchio polare: la $\left(\frac{\partial \mathfrak{T}}{\partial \vartheta}\right)_0 = 0$ deve quindi ammettere una o due radici distinte. Inoltre le $N_0\,E_0$ non debbono diventare grandissime per latitudini molto piccole per le quali, essendo piccolo anche k^2, il denominatore sia molto grande. Soddisferemo a questa condizione ponendo che la $\left(\frac{\partial \mathfrak{T}}{\partial \vartheta}\right)_0$ ammette come fattore $k^2 + \cos^2 \vartheta$.

Poniamo:

$$\mathfrak{T} = a + b \cos^2 \vartheta + c \cos^4 \vartheta + d \cos^6 \vartheta + \cdots\cdots$$

dove le a, b, c son formate colle R_n definite nella Nota precedente. Allora

$$\left(\frac{\partial \mathfrak{T}}{\partial \vartheta}\right)_0 = -\operatorname{sen} \vartheta \cos \vartheta \left\{ 2 b_0 + 4 c_0 \cos^2 \vartheta + 6 d_0 \cos^4 \vartheta + \cdots\cdots \right\}.$$

Volendo che la $\left(\frac{\partial \mathfrak{T}}{\partial \vartheta}\right)_0$ ammetta, oltre il fattore $k^2 + \cos^2 \vartheta$, un altro fattore il cui annullarsi definisca una zona di calma, potremo arrestarci a tre termini dello sviluppo fra parentesi. L'espressione precedente deve allora potersi ridurre alla forma

$$-\operatorname{sen} \vartheta \cos \vartheta \,(k^2 + \cos^2 \vartheta)\,(x + y \cos^2 \vartheta).$$

Basterà perciò porre

$$k^2 x = 2 b_0 \qquad x + k^2 y = 4 c_0 \qquad y = 6 d_0 .$$

Allora si avrà

$$\text{(4)} \qquad \begin{aligned} N_0 &= \frac{k}{2\varepsilon} \operatorname{sen} \vartheta \cos \vartheta \,(x + y \cos^2 \vartheta) \\ E_0 &= \frac{1}{2\varepsilon} \operatorname{sen} \vartheta \cos^2 \vartheta \,(x + y \cos^2 \vartheta). \end{aligned}$$

La necessità dell'esistenza di una o più zone di inversione della E è dimostrata dalla invariabilità, che si può ammettere assoluta, della velocità di rotazione della terra. La E tende infatti, per l'attrito colla superficie terrestre a variare tale velocità di rotazione; bisogna quindi che la risultante del momento di rotazione di questo attrito sia nulla, che sia cioè (trascurando le variazioni piccolissime di densità, e indicando con A il coefficiente d'attrito):

$$\text{(5)} \qquad A \int r \operatorname{sen} \vartheta \, E \, d\sigma = 0$$

esteso l'integrale a tutta la superficie σ dell'emisfero. Ponendo per E il suo valore (4) e $d\sigma = r^2 \operatorname{sen} \vartheta \, d\vartheta \, d\varphi$, l'integrale è nullo quando

$$y = -\frac{7}{3}x.$$

La zona di calma verrebbe a cadere alla latitudine definita da $\cos^2\vartheta = \frac{3}{7}$, cioè fra il 40° e 41° parallelo.

Questa latitudine apparisce troppo elevata, specialmente se si confronta colla posizione della zona di calma nell'emisfero australe, fra 20° e 30° lat. Ciò può spiegarsi come conseguenza del supposto che A sia costante, mentre, essendo le aree continentali agglomerate nelle latitudini più basse, specialmente nell'emisfero australe, la A deve ritenersi crescente con ϑ, con che la zona di inversione della E viene abbassata verso l'equatore. Ma può anche indicare che bisogna estendere lo sviluppo di $\mathfrak{T}$ a termini d'ordine superiore. Qualora si confermasse il fatto, che pare constatato dalle osservazioni fatte alle più alte latitudini artiche e antartiche, del predominio di correnti divergenti dal polo, tale necessità sarebbe evidente, dovendosi ammettere un'altra zona di calma a latitudini circumpolari, rispondente a una latitudine per la quale $\left(\frac{\partial \mathfrak{T}}{\partial \vartheta}\right)_0 = 0$, e di cui sarebbe un indizio la zona di basse pressioni presso il cerchio polare nell'Atlantico settentrionale. Aggiungendo un'altro termine allo sviluppo di $\mathfrak{T}$ l'espressione di E conterrebbe il fattore

$$x + y\cos^2\vartheta + z\cos^4\vartheta = z(a - \cos^2\vartheta)(b - \cos^2\vartheta)$$

dove, per la (18) le x, y, z sarebbero legate dalla relazione

$$x + \frac{3}{7}y + \frac{5}{21}z = 0$$

e le radici a, b dall'equivalente

$$ab - \frac{3}{7}(a + b) + \frac{5}{21} = 0.$$

Questa ci dice che *qualora si assuma come posizione della zona subtropicale di calma la posizione, che è comunemente accolta come posizione media normale, di circa 35° lat. rispondente ad* $a = \frac{1}{3}$, *si ha* $b = 1$; *cioè si avrebbe ancora una sola zona di calma, perchè l'altra verrebbe a raccogliersi nel polo*, dove le $E_0 N_0$ già si annullano per il fattore sen ϑ che entra nella loro espressione. *Qualora invece esista realmente una zona circumpolare, bisogna ammettere anche la subtropicale a latitudini più basse, perchè a e b attorno ai due valori* $\frac{1}{3}$, 1 *diminuiscono contemporaneamente.*

Noi vediamo quindi che, per rispetto alla posizione della zona o delle zona di calma, le nostre formole, specie quando la $\mathfrak{T}$ si intenda sviluppata fino al termine in $\cos^8 \vartheta$, rispondono perfettamente alla realtà.

3. Il segno di $E_0 N_0$ dipende dal segno di x, cioè di b_0. Ammettiamo che presso l'equatore sia $\left(\frac{\partial \mathfrak{T}}{\partial \vartheta}\right)_0 > 0$. Approssimativamente è (trascurando $h\theta$, per la piccolezza di h)

$$\mathfrak{T} = b^2 \tau - c^2 \nu$$

dove b^2 è circa il triplo di c^2. Infatti [1]

$$b^2 = \alpha g r_0 \qquad c^2 = \frac{p_0}{\mu_0}$$

e quindi

$$\frac{b^2}{c^2} = \frac{\alpha r_0 \, \mu_0 g}{p_0} = \frac{r_0}{273 \, . \, \mathrm{H}}$$

dove $\alpha = \frac{1}{273}$ e H è l'altezza di un'atmosfera omogenea, di densità μ_0, cioè circa 8000 m. Ponendo $r_0 = 6370000$, si ha

$$\frac{b^2}{c^2} = \frac{637}{218} .$$

Per il nostro supposto bisogna che la ν o diminuisca verso l'equatore, o cresca con una rapidità che sia minore di tre volte quella con cui cresce la temperatura, perchè la condizione sia soddisfatta. Allora b_0 è negativo; quindi E_0, N_0 sono negativi a sud (alisei), positivi a nord della zona di calma. In questa $\left(\frac{\partial \mathfrak{T}}{\partial \vartheta}\right)_0 = 0$; la $\mathfrak{T}$ presenta cioè ivi un minimo, rispondente a un massimo di ν cioè della pressione.

Così, senz'altri postulati, oltre quelli posti a base delle nostre formole originarie, siamo condotti a una rappresentazione della circolazione presso la superficie terrestre affatto conforme alla realtà.

4. Il moto superficiale ci serve anche a definire il significato fisico di k presso terra. Dalle (4) si ricava infatti

$$\frac{E_0}{N_0} = \frac{\cos \vartheta}{k} \tag{6}$$

Ora $\frac{E_0}{N_0}$, nella distribuzione simmetrica, quale noi l'abbiamo supposta, degli

[1] Note di Meteor. matem. I, § 2.

elementi fisici e dinamici, per la quale il gradiente è diretto secondo il meridiano, non è altro che la tangente trigonometrica dell'*angolo normale di deviazione*, la quale, secondo le formole di Guldberg e Mohn, è definita da

$$\operatorname{tang} \gamma = \frac{2\varepsilon \cos \vartheta}{A}$$

dove A indica, come già si disse, il coefficiente d'attrito superficiale. Quindi sulla superficie terrestre è

$$k = \frac{A}{2\varepsilon} \tag{7}$$

e la costante a^2 che entra nelle espressioni delle R_n sulla superficie terrestre assume il valore costante $\frac{A}{h}$. Presso terra la distribuzione dei moti e degli elementi fisici è cioè data da un solo sistema di integrali (13) della precedente Nota.

Ammettendo che a tutte le altezze la k sia espressa dalla (7), dovremo ammettere che la A, la quale esprime l'attrito fra due strati contigui, varii in modo continuo. Il supposto più naturale è che essa vada diminuendo coll'altezza e quindi in tutte le regioni dell'aria, ove la V possa ritenersi trascurabile, l'angolo di deviazione, la cui tangente è definita da $\frac{E}{N}$, sarebbe tanto maggiore quanto è maggiore l'altezza, come l'osservazione conferma, almeno fino alla zona dei cirri (1).

5. Per determinare le $\mathfrak{T}$, V, N, E negli strati superiori bisognerebbe fissare delle condizioni anche per una superficie limite superiore. Non potendo ciò farsi senza arbitrio, non possiamo che fare delle induzioni generiche per gli strati inferiori.

Già a piccola distanza dalla superficie terrestre la temperatura e la pressione presentano un andamento regolare di decremento dall'equatore al polo. La temperatura va anzi rapidamente eguagliandosi, cosicchè la $\mathfrak{T}$ può intendersi formata colla sola ν, ed è, al di sopra di una certa altezza, costantemente

$$\frac{\partial \mathfrak{T}}{\partial \vartheta} < 0$$

(1) Sandström (Arrhenius, *Kosm. Physik*, pag. 761) ammette invece che nella zona più nuvolosa, fra 1000 e 3000 m., la A sia sensibilmente maggiore che negli strati più bassi e più alti, basandosi sulla distribuzione della velocità delle varie specie di nubi. Ma i dati su cui si fonda (l. c. pag. 550) sono scarsi, e poco concludenti nel senso da lui voluto.

Quanto a $\frac{\partial \mathfrak{T}}{\partial r}$ noi assumeremo come valido fino ad una certa altezza il valore che vale sulla superficie terrestre e che è definito, per l'annullarsi di V, da

$$(8)\quad \frac{\partial \mathfrak{T}}{\partial r} = \frac{\operatorname{sen}\vartheta \cos\vartheta}{k^2 + \cos^2\vartheta}\left(\frac{\partial \mathfrak{T}}{\partial \vartheta}\right) = -\frac{2\varepsilon}{k} \mathrm{N}_0 \operatorname{sen}\vartheta \cos\vartheta = -\frac{2\varepsilon}{k} \mathrm{E}_0 \operatorname{sen}\vartheta .$$

La costanza, entro un certo strato, di $\frac{\partial \mathfrak{T}}{\partial r}$ presuppone la costanza del gradiente termico verticale $\frac{\partial \tau}{\partial r}$, e quella del gradiente barico verticale $\frac{\partial \nu}{\partial r}$. Quanto al primo supposto esso si può accettare come vero soltanto approssimativamente, secondo le recenti misure di temperatura negli strati più elevati. Quanto al secondo osserviamo che secondo la definizione di ν

$$\log(1+\nu) = \nu = \log\frac{p}{p_1} = \log\frac{p_0}{p_1} - \log\frac{p_0}{p}$$

dove p_0 è la pressione presso terra. Ora secondo la formola di Laplace

$$\log\frac{p_0}{p_1} = \mathrm{C}_1 h$$

dove h è l'altitudine e C_1 la costante della formola per aria ferma. Analogamente si potrà porre

$$\log\frac{p_0}{p} = \mathrm{C}h$$

dove C è la costante per l'aria in moto. Quindi

$$\frac{\partial \nu}{\partial r} = \mathrm{C}_1 - \mathrm{C}.$$

Combinando le (2) colle (8) si ha

$$(9)\quad \begin{cases} 2\varepsilon(1+k^2)\,k\mathrm{N} = -\frac{2\varepsilon}{k}\mathrm{N}_0 \operatorname{sen}^2\vartheta \cos^2\vartheta - (k^2 + \operatorname{sen}^2\vartheta)\frac{\partial \mathfrak{T}}{\partial \vartheta} \\ 2\varepsilon(1+k^2)\,\mathrm{E} \quad = -\cos\vartheta\frac{\partial \mathfrak{T}}{\partial \vartheta} + \frac{2\varepsilon}{k}\operatorname{sen}^2\vartheta\, \mathrm{E}_0 . \end{cases}$$

All'equatore vi è zona di calma in tutto lo strato.

Partendo dall'equatore N è in principio positivo (N_0 negativo), e si conserva tale anche fin oltre la zona di calma. Al di là la N_0 diventa positiva, cresce in valore assoluto, e anche il suo fattore $\operatorname{sen}^2\vartheta \cos^2\vartheta$ si accosta al suo valore massimo, mentre $\operatorname{sen}^2\vartheta$ diminuisce. Si comprende quindi come la N diventi negativa, come dimostrano i recenti studî di Hildebrandsson [1]. Se sulla superficie terrestre supponiamo una sola zona di calma, la N si manterrà negativa fino al polo ove si annulla; se ne ammettiamo due, presso il polo ritornerà positiva.

La E presso l'equatore è negativa (E_0 negativa, $\cos\vartheta$ e $\left(\frac{\partial \mathfrak{T}}{\partial \vartheta}\right)_0$ molto piccole) a tutte le altezze, e si mantiene tale finchè il secondo termine predomina sul primo. Ma col crescere della latitudine il primo termine cresce rapidamente, mentre il secondo diminuisce: E quindi passa attraverso lo zero (prima della zona di calma) ai valori positivi, e si mantiene positiva (diventando tale anche la E_0) fino al polo se supponiamo una sola zona di calma presso terra, altrimenti può ridiventare negativa oltre la zona circumpolare.

Quanto alla V si avrebbe

$$2\varepsilon(1+k^2)\,k\mathrm{V} = \operatorname{sen}\vartheta\cos\vartheta\left\{\left(\frac{\partial \mathfrak{T}}{\partial \vartheta}\right)_0 - \frac{\partial \mathfrak{T}}{\partial \vartheta}\right\}$$

la quale non permette una valutazione nemmeno del segno della V, ignorandosi la legge con cui varia la $\mathfrak{T}$ a livelli diversi. Ci varremo perciò della seconda delle (11) della Nota precedente

$$\mathrm{V}\operatorname{sen}\vartheta = -k\mathrm{E} + \mathrm{N}\cos\vartheta \tag{10}$$

la quale ci dice che presso l'equatore V ha segno opposto di E, cioè è positiva; dove E si annulla è ancora positiva come N; dove N si annulla, oltre la zona di calma, è già negativa e si mantiene tale anche a latitudini superiori dove anche la N è negativa. Se vi sono due zone di calma presso il polo ritorna positiva.

Abbiamo quindi uno schema di circolazione che risponde abbastanza bene alla realtà. *Sopra l'aliseo domina prima il vento di* SE *che gira nel controaliseo di* SW, *ambedue con componente ascendente. Il controaliseo si prolunga anche sulla zona di calma* [2]. *Nelle latitudini medie ed elevate domina vento di* NW *con componente discendente. Questo si prolunga*

(1) Hildebrandsson et Teisserenc de Bort, *Les bases de la Météorologie dynamique*, 6e livr., Paris, Gauthier Villars 1903. La necessità di questo moto divergente dal polo, come compenso del moto convergente verso terra lungo ogni verticale, è una chiara conseguenza dell'equazione di continuità; altrimenti si accumulerebbe aria da una parte della verticale stessa a spese dell'altra parte. (Vedi anche Arrhenius, l. c., pag. 689).

(2) Questa, e la calma equatoriale a tutte le altezze, sono le sole due condizioni che sarebbero in contraddizione coi risultati di Hildebrandsson, secondo i quali il controaliseo

fino al polo se non esiste la zona di calma circumpolare; altrimenti oltre questa torna a dominare vento di S E (*sopra il* N W *inferiore*) *con componente ascendente.*

Non si esclude che negli strati altissimi dell' atmosfera le condizioni siano affatto diverse.

Idraulica. — *Sulla previsione delle piene dei fiumi in Sicilia.* Nota del dott. FILIPPO EREDIA, presentata dal Corrispondente E. MILLOSEVICH.

Questa Nota sarà pubblicata nel prossimo fascicolo.

Chimica. — *Sulla configurazione degli stereoisomeri maleici e fumarici e dei corrispondenti composti acetilenici.* Nota di GIUSEPPE BRUNI, presentata dal Socio G. CIAMICIAN [1].

Il sig. P. Pfeiffer ha pubblicato nell'ultimo fascicolo della Zeitschrift f. physikal. Chemie (XLVIII, 1 Heft, pp. 40-62) una interessante Memoria sull'argomento accennato nel titolo di questa Nota; in essa egli espone come, mentre la teoria di van't Hoff e Wislicenus sulla isomeria dei composti etilenici spiega bene alcuni dei fatti sperimentali (formazione di anidridi, ossidazioni a composti saturi biossidrilati) sta invece in contraddizione con altri e principalmente col fatto che i composti acetilenici si trasformano più facilmente nei fumaroidi anzichè nei maleinoidi e viceversa, mentre la teoria farebbe aspettare precisamente l'opposto. Così l'acido acetilendicarbonico dà con acido bromidrico unicamente e con bromo prevalentemente gli acidi mono- e bibromofumarici.

Pfeiffer osserva giustamente che in presenza di questo fatto è assolutamente ingiustificato il dedurre per l'acido crotonico ordinario la configurazione *cis* dalla circostanza che l'acido tetrolico con HCl forma l'acido clorocrotonico anzichè l'acido cloroisocrotonico. Altrettanto ingiustificato è lo ammettere per il bromostilbene p. fus. 31° la forma *cis* solo perchè esso trattato con potassa alcoolica perde HBr più facilmente dell' isomero a p. fus. 19°.

---

si arresta al limite polare dell'aliseo, e sopra la calma equatoriale domina in tutto l'anno una corrente orientale. Ma, data la continua oscillazione delle zone di calma, e i movimenti monsonici, si comprende come non si possano verificare esattamente nel fatto le conclusioni generali che risultano dalla teoria. e come in particolare sull'equatore domini sempre vento di Est.

[1] Presentata nella seduta del 15 maggio 1904.