Auteur ou collectivité : Radau, Rodolphe
Auteur : Radau, Rodolphe (1835-1911)
Titre : Actinométrie

Adresse : Paris : Gauthier-Villars, 1877
Collation : 1 vol. (107 p.) ; 19 cm
Cote : CNAM-BIB 12 Ke 111 (P.4)
Sujet(s) : Photochimie ; Rayonnement solaire ; Rayonnement solaire -- Mesure

URL permanente : http://cnum.cnam.fr/redir?12KE111.4

ACTINOMÉTRIE.

3826 PARIS. — IMPRIMERIE DE GAUTHIER-VILLARS,
Quai des Augustins, 55.

ACTUALITÉS SCIENTIFIQUES.

ACTINOMÉTRIE,

PAR

M. R. RADAU.

PARIS,
GAUTHIER-VILLARS, IMPRIMEUR-LIBRAIRE
DU BUREAU DES LONGITUDES, DE L'ÉCOLE POLYTECHNIQUE,
SUCCESSEUR DE MALLET-BACHELIER,
Quai des Augustins, 55.

1877

ACTINOMÉTRIE.

L'influence capitale que la radiation solaire exerce sur le développement de la vie à la surface du globe est trop manifeste pour ne pas avoir frappé l'attention des premiers hommes. Toutes les mythologies en font foi : « Tu t'éveilles bienfaisant, Ammon-Râ, dit l'hymne égyptien ; ceux qui sont goutent les souffles de la vie ; tu es béni de toute créature. » Mais la terre jouit des bienfaits du Soleil depuis des milliers d'années, et les hommes les ont reçus sans chercher à en approfondir le mystère.

Ce n'est que vers le milieu du siècle dernier que l'on commença à soupçonner les lois de la circulation de la matière et le rôle que joue la lumière du Soleil dans l'évolution des plantes, qui élaborent, par une lente synthèse, la nourriture des êtres vivants. Les noms de Bonnet, de Priestley, d'Ingenhousz, de Senebier, sont liés à la découverte de ce grand fait de la nutrition aérienne des feuilles sous l'influence de la lumière, nutrition qui consiste dans la réduction de l'acide carbonique, l'assimilation du carbone et le dégagement de l'oxygène. Les rayons solaires ne provoquent pas seulement la décomposition de l'acide carbonique par la plante, ils activent aussi la transpiration des feuilles et entretiennent ainsi la circulation de l'eau, chargée de principes nutritifs, dans tous les tissus. Enfin ils exercent sur les plantes, et même sur les animaux, une foule d'autres actions encore peu expliquées, mais qui prouvent que la lumière intervient d'une manière constante dans le développement des êtres. J'ai parlé plus longuement de ces actions dans une autre étude (1), où j'ai essayé de faire comprendre l'importance que présente l'étude de la radiation solaire pour la climatologie ; je m'occuperai ici des méthodes qui ont été imaginées pour mesurer cette radiation, et j'exposerai les principaux résultats des recherches qui ont été entreprises à ce sujet par divers physiciens.

I. — PROPRIÉTÉS DES RAYONS SOLAIRES.

On donne le nom d'*actinomètre* (2) aux instruments destinés à mesurer l'intensité des rayons solaires, soit par leur éclat, soit par leur effet calorifique, soit enfin par l'action chimique qu'ils exercent sur les substances sensibles ; l'*actinométrie* est donc la branche de la Météorologie qui a pour

(1) *La Lumière et les climats.* Paris, Gauthier-Villars.
(2) Du grec ἀκτίν, rayon, et μετρέω, mesurer.

objet la mesure de la force du Soleil par l'un quelconque des effets qu'il produit. Parfois les mots *photomètre, photométrie,* se trouvent employés dans le même sens; ainsi Leslie donnait le nom de *photomètre* à son thermomètre différentiel, qui mesure les radiations calorifiques. MM. Bunsen et Roscoe appellent également *photomètres* les appareils dont ils se sont servis pour mesurer l'activité chimique des rayons solaires; mais il convient de réserver le nom de *photomètre* aux instruments qui permettent d'apprécier l'intensité des rayons lumineux proprement dits par des moyens purement optiques. Les photomètres pourront être employés comme actinomètres, mais tous les actinomètres ne seront pas des photomètres.

Le moyen le plus simple d'évaluer l'intensité du Soleil, c'est certainement l'observation d'un thermomètre exposé à ses rayons. Déjà Newton avait tenté d'apprécier la chaleur solaire à l'aide d'un thermomètre recouvert d'un peu de terre, qu'il vit monter à 65° C. au soleil pendant que le thermomètre à l'ombre accusait 29°. On a remarqué plus tard qu'on obtenait des effets considérables avec des thermomètres à boule noircie ou entourée de laine noire, ou bien en enfermant l'instrument dans une boîte vitrée et noircie en dedans; puis on a remplacé le mercure par d'autres liquides.

L'*héliothermomètre* de Saussure, l'*actinomètre* de J. Herschel, le *pyrhéliomètre* de Pouillet, la *pile thermo-électrique* de Melloni, sont des instruments de cette catégorie, qui mesurent la force du Soleil par la chaleur qu'il produit. Au contraire, les photomètres de Bouguer, de Ritchie, de Rumford, de Bunsen, d'Arago, permettent d'apprécier l'intensité optique de la lumière du Soleil, comparé à une autre source lumineuse ; enfin les actinomètres de M. Draper, de MM. Bunsen et Roscoe, de M. Marchand, de M. Becquerel, ont pour but de mesurer l'intensité de certaines actions chimiques de la lumière. Tous ces procédés sont plus ou moins propres à nous faire connaître la force relative de la radiation solaire sous les divers climats et les variations qu'elle subit dans le cours d'une année, variations qui dépendent des circonstances atmosphériques ; mais peut-on les employer indistinctement? en d'autres termes, pouvons-nous admettre qu'il y a proportionnalité entre les divers genres d'effets que produit la lumière ?

Cette proportionnalité n'existe, en réalité, que pour les rayons simples, pour les rayons d'une longueur d'onde déterminée. Il est permis de dire qu'une lumière jaune doit exercer un effet chimique deux fois plus considérable et donner deux fois plus de chaleur lorsqu'elle est deux fois plus brillante [1] ; mais rien ne nous autorise à supposer,

---

[1] Les expériences de MM. Jamin et Masson prouvent, en effet, que les verres de couleur transmettent des quantités proportionnelles de lumière et de chaleur lorsqu'on opère sur des rayons *simples*. A la vérité, M. Thomsen a aussi constaté que le

par exemple, qu'une lumière jaune est deux fois plus chaude qu'une lumière rouge, parce qu'elle a un éclat double. On ne saurait donc, en thèse générale, juger de l'effet thermique ou chimique de deux lumières de couleur différente d'après leur éclat relatif. On ne saurait davantage conclure des variations d'éclat d'une lumière complexe, telle que la lumière blanche, les variations de son pouvoir chimique ou celles de son pouvoir calorifique, car ces variations ne portent pas sur des rayons de même espèce.

On sait que les rayons les plus lumineux appartiennent à la région moyenne du spectre solaire, qui se prolonge d'un côté par les rayons infra-rouges ou rayons de chaleur obscure, et de l'autre par les rayons ultra-violets ou rayons chimiques. Sans doute, tous ces rayons sont plus ou moins chauds et produisent des effets chimiques plus ou moins prononcés; mais pratiquement c'est toujours une région limitée du spectre qui produit l'effet qu'on observe.

---

rayonnement calorifique complexe de diverses sources artificielles (bougies, lampes, becs de gaz) était proportionnel à leur intensité lumineuse, bien que les rayons visibles, transmis par une lame d'eau qui arrêtait la chaleur obscure, ne produisissent que $\frac{1}{50}$ de la chaleur totale rayonnée par chaque source (qui, elle-même, n'est qu'une fraction de la chaleur de combustion, employée en grande partie à échauffer l'air ambiant). Mais ce résultat aurait besoin d'être confirmé, et l'on ne saurait, en tout cas, le généraliser.

Le maximum de lumière se trouve, d'après Fraunhofer, dans le jaune. D'autre part, c'est dans la région la plus lumineuse du spectre que se rencontrent les rayons qui exercent l'action la plus forte sur les plantes : seulement c'est dans le rouge que paraît se produire le maximum d'effet. Au reste, l'impression lumineuse elle-même n'est probablement pas autre chose qu'une action photochimique qui s'exerce sur la couche sensible de la rétine [1].

La position du maximum de chaleur varie selon la nature du prisme dont on fait usage. Avec un prisme de verre, le maximum tombe dans le rouge ; avec un prisme de gemme, il recule bien au delà du rouge, et avec un prisme d'eau, qui absorbe justement la chaleur obscure, il avance vers le jaune. Il est certain que la vapeur d'eau répandue dans l'atmosphère arrête déjà en chemin une notable partie de la chaleur obscure que nous envoie le Soleil ; néanmoins la chaleur qui accompagne les radiations lumineuses est inférieure à celle des radiations obscures.

Si nous considérons maintenant l'action chimique de la lumière, il se trouve que chaque substance sensible a ses rayons qui l'impressionnent plus que tous les autres. Pour beaucoup de substances, le maximum d'effet appartient aux rayons violets : il en est ainsi pour le chlorure, le bromure,

---

(1) D'après Moser, Boll (1876), Kühne (1877).

l'iodure d'argent, pour le mélange de chlore et d'hydrogène, etc. Imprégné de coralline, le chlorure d'argent est surtout sensible aux rayons jaunes, le bromure aux rayons jaunes et aux rayons violets.

Les rayons rouges et les rayons jaunes continuent dans certains cas l'œuvre commencée par les rayons violets, et dans d'autres défont ce que ces derniers ont fait. Ainsi le chlorure d'argent légèrement impressionné par les rayons violets noircit ensuite sous l'action de tous les rayons visibles, et le gaïac bleui par les rayons violets est blanchi par les rayons les plus lumineux. Il suit de là que l'action chimique de la lumière est en général très-complexe, et qu'on ne doit s'en servir qu'avec beaucoup de circonspection pour mesurer l'énergie des radiations solaires.

Une autre difficulté que soulève l'emploi des actinomètres chimiques a été signalée par M. Berthelot : c'est que le plus souvent la lumière *détermine* la réaction, mais n'effectue pas elle-même le travail principal. Cette difficulté est peut-être moins sérieuse qu'on ne le croirait au premier abord. Nous n'entrerons pas ici dans plus de détails sur ces questions, que nous avons déjà traitées dans une étude spéciale sur les *Radiations chimiques du Soleil* [1].

---

[1] Paris, 1877, Gauthier-Villars.

II. — L'ABSORPTION ATMOSPHÉRIQUE.

Les lois de l'absorption atmosphérique, qui affaiblit l'intensité des rayons solaires, ont été étudiées par Bouguer (1729), Lambert, Laplace, et plus récemment par M. Forbes, M. Clausius, M. Violle et d'autres physiciens : elles sont assez compliquées, et nous nous bornerons ici aux notions élémentaires.

Considérons d'abord l'absorption exercée sur des rayons qui arrivent du zénith, et supposons, pour commencer, qu'il s'agit de rayons simples. A mesure que les rayons s'enfoncent dans l'atmosphère, ils rencontrent des couches de plus en plus denses, et la perte qu'ils éprouvent pendant l'unité de chemin est proportionnelle : 1° à l'intensité actuelle I du faisceau ; 2° à la densité ρ de la couche qu'ils traversent ; 3° à un coefficient constant a qu'on appelle le *coefficient d'absorption* et qui varie avec la nature des rayons ; par conséquent,

$$dI = -aI\rho\, ds = -aI\, dm,$$

si nous désignons par ds l'élément du chemin et par dm l'élément de la *masse* atmosphérique traversée. On tire de là l'équation fondamentale

$$\log\frac{I}{A} = -am,$$

dans laquelle on peut déterminer le coefficient a

de façon que les logarithmes soient des logarithmes ordinaires; la constante A, qu'on appelle *constante solaire,* représente l'intensité du faisceau à la limite de l'atmosphère. Il s'ensuit que la quantité transmise I décroît en progression géométrique quand la *masse* d'air traversée m croît en progression arithmétique. Or la masse ou le poids d'une colonne d'air verticale a pour mesure la pression barométrique; par conséquent la fraction transmise dans la verticale jusqu'au niveau où le baromètre marque B millimètres pourra être représentée par l'expression

$$I = Ap^{\frac{B}{760}} = A\,10^{-a\frac{B}{760}},$$

où p est une constante que nous appellerons le *coefficient de transparence,* tandis que a est le *coefficient d'absorption.* On a évidemment

$$\log p = -a.$$

La fraction qui arrive jusqu'au niveau de la mer ($B = 760$) sera

$$Ap = A\,10^{-a}.$$

Le coefficient de transparence est donc la fraction de la lumière incidente que l'atmosphère transmet dans la direction verticale jusqu'au niveau de la mer. Ce serait aussi la fraction transmise par une colonne d'air de 8^{km} de hauteur ayant partout la densité des couches les plus basses, colonne qui aurait le même poids que l'atmosphère. Nous faisons ici abstraction des petites variations qui résultent des oscillations du baromètre.

Ce calcul suppose toutefois que l'absorption est produite par des couches d'air successives qui ne diffèrent les unes des autres que par leur densité; or il est probable, au moins pour la chaleur, que l'absorption est due en grande partie à la vapeur d'eau répandue dans les couches inférieures de l'atmosphère, qui exercent ainsi un effet disproportionné.

On sait que la tension de la vapeur d'eau atmosphérique varie beaucoup suivant la saison et l'heure de la journée, mais qu'elle ne peut jamais dépasser un maximum qui dépend de la température de l'air (9^{mm} pour 10°, 17^{mm} pour 20°, 32^{mm} pour 30°, etc.). Aussi la moyenne annuelle est-elle très-différente pour les divers pays (4^{mm} à Nertchinsk, 8^{mm} à Paris, 22^{mm} à Madras). D'un autre côté, l'humidité atmosphérique diminue rapidement à mesure qu'on s'élève en altitude; si la tension f peut dépasser 30^{mm} au niveau de la mer à une hauteur de 8000 ou 10000^{m} elle est déjà à peu près insensible, d'après les observations faites en ballon et sur des montagnes très-élevées.

Ce décroissement rapide prouve que la vapeur aqueuse ne constitue nullement une atmosphère particulière en équilibre statique, comme l'air; car l'état d'équilibre exigerait un décroissement *moins* rapide que celui de la pression barométrique. Or à 5000 mètres le baromètre marque encore 400^{mm}, la pression n'est pas encore tombée à la moitié de sa valeur, tandis que la tension f y dépasse rarement 1^{mm}, c'est-à-dire un dixième ou un vingtième de la valeur qu'elle a au niveau de la mer. C'est le froid des régions supérieures qui empêche la vapeur d'eau d'atteindre partout la tension qu'exigerait l'état d'équilibre, en la condensant à mesure qu'elle monte des régions inférieures. Le poids de la colonne de vapeur suspendue dans l'atmosphère est donc insuffisant pour équilibrer la pression au niveau du sol, et la vapeur tend sans cesse à monter.

On peut néanmoins essayer de représenter la distribution réelle des tensions f aux différents niveaux par une formule logarithmique analogue à celle qui représenterait l'état d'équilibre, mais avec une autre constante. J'ai trouvé qu'une pareille hypothèse s'accordait assez bien avec les moyennes des observations simultanées exécutées dans les montagnes par les soins de Kæmtz, de M. Bauernfeind, etc. Elle fournit au moins une loi empirique d'une application commode, mais peut-être difficile à contrôler dans chaque cas particulier, parce que les observations de la tension f à l'aide du psychromètre ne sauraient prétendre à une grande précision, et qu'elles sont en outre fortement influencées par les perturbations locales. En admettant donc, par exemple, que $\log \frac{f_0}{f} = \frac{s}{6700}$, où s est l'altitude en mètres, et f_0 la tension au niveau de la mer, on trouve que la vapeur qui existe dans l'atmosphère équivaut à une couche d'environ 3^{km} d'épaisseur, qui aurait partout la densité actuelle de la vapeur au niveau de la mer. La condensation de cette vapeur fournirait 30^{mm} d'eau en supposant $f_0 = 10^{mm}$. Pour tenir compte de l'absorption exercée par la vapeur aqueuse, il suffirait dès lors de remplacer, dans la formule, le produit aB par

$$aB + \frac{3}{8}\alpha f,$$

où f est la tension de la vapeur au niveau de la station d'observation, et α le coefficient d'absorption de la vapeur, rapporté à l'unité de chemin et à la pression (fictive) de 760^{mm}. Les expériences de M. Tyndall donneraient $\alpha = 3500a$, mais pour la chaleur obscure seulement, et il est certain que la valeur moyenne de α est plus petite pour l'ensemble des radiations calorifiques du Soleil. Avec la valeur ci-dessus, on trouverait qu'il faut remplacer aB par $a\,(B + 1300f)$, et qu'au niveau de la mer la vapeur à la tension de 10^{mm} exerce une absorption 17 fois plus forte que l'air sec où elle est suspendue. D'après M. Violle, le rapport serait celui de 5 : 1, et je crois que ce nombre est encore trop fort (1).

---

(1) Voir plus loin la discussion des expériences de M. Violle.

La détermination des coefficients a et α par les observations actinométriques est chose difficile parce que, sans aucun doute, ils ont des valeurs différentes pour les divers rayons dont se compose la radiation solaire, tandis que l'observation ne nous fait connaître, en général, que l'absorption subie par l'ensemble de ces rayons. Les formules qui viennent d'être établies se rapportent à un faisceau de rayons homogènes ; l'intensité de la radiation totale du Soleil, après son passage par l'atmosphère, ne peut être représentée exactement que par une somme de termes de la forme

$$A\,10^{-\frac{aB+bf}{760}},$$

où la constante solaire A et les coefficients a, b [1] n'ont pas les mêmes valeurs. On sait déjà que la chaleur obscure est absorbée beaucoup plus fortement que la chaleur lumineuse ; les coefficients a, b (ou du moins l'un de ces coefficients) doivent donc être sensiblement plus grands pour les rayons infra-rouges que pour la partie moyenne du spectre. Peut-être la plus grande partie de la chaleur obscure du Soleil est-elle déjà arrêtée en route avant que ses rayons parviennent jusqu'à nous.

Comme les diverses régions du spectre éprou-

---

(1) Nous écrivons b à la place de $\frac{3}{8}\alpha$ parce que le facteur $\frac{3}{8}$ représente un nombre théorique dont la valeur varie beaucoup avec la distribution de la vapeur dans l'atmosphère.

vent ainsi des pertes fort inégales, il est clair que la composition du faisceau solaire doit beaucoup varier à mesure qu'il traverse les couches successives de l'atmosphère ; sur les hautes montagnes, où l'air est rare et très-sec, la proportion de chaleur obscure doit être beaucoup plus considérable qu'au niveau de la mer. D'un autre côté, cette proportion doit diminuer les jours où l'air est très-humide (ce qui ne l'empêche pas d'être transparent), et la radiation doit alors être à la fois moins chaude et plus transmissible à travers une couche d'eau ; c'est en effet ce que M. Desains a constaté, comme nous le verrons plus loin.

Les poussières suspendues dans les couches d'air voisines du sol et toutes les impuretés qui s'y répandent ont d'ailleurs leur part dans les effets d'absorption que nous constatons [1], ce qui augmente encore la difficulté de la détermination des constantes ; pratiquement, on pourra toutefois se contenter le plus souvent d'un seul terme. Un exemple fera mieux comprendre l'application de la formule ainsi simplifiée.

Laissons d'abord de côté la vapeur d'eau, et prenons $a = 0,125 = \frac{1}{8}$; le coefficient de transparence devient alors $p = 0,75$; en d'autres termes, l'unité de lumière, après avoir traversé l'atmosphère perpendiculairement jusqu'au niveau de la

---

[1] *Voir* l'étude intitulée *la Lumière et les climats*, p. 60 et suivantes.

mer, est réduite aux $\frac{3}{4}$ de sa valeur. En faisant $A = 1$, la fraction transmise jusqu'au niveau où le baromètre marque B millimètres est donnée par l'expression

$$I = (0,75)^{\frac{B}{760}} = 10^{-\frac{1}{8}\frac{B}{760}},$$

A une altitude de 5000^m, on a $B = 410$, par conséquent

$$\log I = -\frac{1}{8}\frac{410}{760} = -0,06743,$$

et $I = 0,856$. Les intensités au niveau de la mer et au sommet du Mont-Blanc (4800^m) sont comme 7 à 8, ou comme 1 à 1,14.

Le résultat est très-différent si l'on fait entrer en ligne de compte la vapeur d'eau. Supposons, pour fixer les idées, que

$$a = 0,03, \quad b = 9.$$

Soit encore, au niveau de la mer, $f = 8^{mm}$, et à 5000^m $f = 1^{mm},5$. On trouve alors pour les fractions transmises aux deux niveaux respectivement 0,75 et 0,925; elles sont dans le rapport de 1 à 1,23.

La supériorité des hautes régions est donc beaucoup plus marquée lorsqu'on tient compte de la présence de la vapeur d'eau.

M. Violle substitue à la tension actuelle f le produit hf de l'épaisseur verticale h de la couche humide (il en fixe la limite supérieure au niveau de 10000^m) par la tension moyenne f de la vapeur dans cette couche. On peut en effet évaluer de cette manière le poids de la colonne de vapeur traversée par les rayons; mais la tension moyenne est aussi incertaine que la loi du décroissement logarithmique dont nous avons fait usage, et qui simplifie la formule.

III. — LES ÉPAISSEURS ATMOSPHÉRIQUES.

Il faut maintenant dire comment se calcule l'affaiblissement des rayons *obliques*. Il est clair que les rayons solaires traversent une masse d'air d'autant plus considérable que le Soleil est plus éloigné du zénith. Si l'atmosphère était formée de couches planes, rigoureusement horizontales, cette masse augmenterait simplement en raison inverse du cosinus de la distance zénithale, et il suffirait de diviser les coefficients d'absorption par $\cos z$ pour avoir les coefficients correspondant à la distance zénithale z. Cette simplification est permise quand z ne dépasse pas 80° (quand le Soleil est élevée de plus de 10° au-dessus de l'horizon). Pour des distances zénithales plus grandes, il faut calculer la masse relative ε de la couche d'air traversée par la formule de Bouguer, qui conduit à une série convergente, ou bien par la formule de Laplace, d'après laquelle la masse atmosphérique est proportionnelle à la réfraction, divisée par $\sin z$. C'est à tort que l'on prend souvent pour cette masse l'*épaisseur* relative de la couche atmosphérique, que l'on calcule par la formule de Lambert

$$\varepsilon = \sqrt{1 + 2r + r^2\cos^2 z} - r\cos z,$$

où r est le rapport du demi-diamètre terrestre à la hauteur verticale de l'atmosphère, qui est prise pour unité.

M. Pouillet emploie cette formule en prenant $r = 80$, ce qui suppose que l'atmosphère sensible s'étend jusqu'à une hauteur de $\frac{6366}{80}$ ou d'environ 80^{km}; ses nombres ont été adoptés dans l'*Annuaire de l'Observatoire de Montsouris*. Mais cette formule tend à exagérer l'influence des couches supérieures de l'atmosphère et à diminuer celle des couches basses; elle ne conduit à des résultats à peu près exacts que si on limite l'atmosphère sensible à 10^{km}, ce qui donne $r = 630$. De cette façon, l'épaisseur traversée par les rayons du soleil couchant est 35 fois celle que traversent les rayons venus du zénith, tandis que dans la première hypothèse ($r = 80$) elle n'est que 13 fois l'épaisseur verticale.

Voici d'ailleurs un tableau des masses successives, calculées par M. Forbes à l'aide de la formule de Laplace; nous mettons en regard les masses d'après Bouguer, les épaisseurs d'après Pouillet, celles que nous avons calculées par la formule de Lambert en faisant $r = 630$, et les valeurs qu'on obtient en prenant simplement $\varepsilon = \frac{1}{\cos z}$.

Masses atmosphériques.

Dist. zénithale.	Séc z.	Forbes.	Bouguer.	Lambert.	Pouillet.
0°	1,000	1,000	1,000	1,000	1,00
10	1,015	1,016	1,015	1,015	1,02
20	1,064	1,065	1,064	1,064	1,06
30	1,155	1,156	1,155	1,153	1,15
40	1,305	1,306	1,305	1,303	1,30
50	1,556	1,555	1,556	1,553	1,54
60	2,000	1,995	1,990	1,995	1,96
70	2,924	2,902	2,900	2,906	2,80
75	3,864	3,809	3,805	3,822	3,58
80	5,76	5,57	5,56	5,62	4,92
85	11,47	10,22	10,20	10,48	7,51
86	14,3	12,2	12,1	12,6	8,3
87	19,1	14,9	14,9	15,5	9,2
88	28,7	18,9	19,0	19,9	10,2
89	57,3	25,1	25,8	26,2	11,4
90	∞	35,5	35,5	35,5	12,7

Quelle que soit la formule à laquelle on s'arrête pour calculer ε, l'intensité effective des rayons *simples*, dans un lieu donné et pour une hauteur donnée du Soleil, pourra toujours être représentée par une expression de la forme $I = Ap^{\varepsilon}$, si nous désignons maintenant par $p = 10^{-\frac{aB+bf}{760}}$, non pas le coefficient de transparence proprement dit, mais simplement la fraction que transmettrait l'atmosphère, jusqu'au niveau de la station d'observation, dans la direction verticale, à laquelle correspond $\varepsilon = 1$.

Comme p est généralement compris entre 0,4 et 0,9, il est clair que, près de l'horizon, p^{ε} n'est plus qu'une très-petite fraction, et il s'ensuit que dans la pratique on ne commettra pas d'erreur sensible en faisant toujours simplement $\varepsilon = \text{séc}\, z$ (jusqu'à 87°, cette hypothèse est déjà plus exacte que la formule de M. Pouillet).

Le nombre A (la *constante solaire*) dépend de l'instrument dont on fait usage. On peut toujours, par le choix des unités de mesure, s'arranger de façon qu'on ait $A = 100$; dans ce cas, l'intensité effective I se trouvera exprimée en *degrés actinométriques*. On peut aussi l'exprimer en mesures absolues, par exemple en calories qui tombent sur l'unité de surface dans l'unité de temps. Ainsi, lorsque M. Pouillet fait $A = 1{,}763$, cela veut dire que, si l'atmosphère n'existait pas, chaque centimètre carré de la Terre, exposé à un soleil vertical, recevrait $1^{\text{cal}},763$ par minute. Cette chaleur représente 243 *actines* d'Herschel, c'est-à-dire qu'elle suffirait à faire fondre une couche de glace de 0,243 de millimètre. Herschel propose en effet de prendre pour unité de la radiation l'*actine*, ou la quantité de chaleur qui ferait fondre en une minute une couche de glace de $0^{\text{mm}},001$; mais nous pouvons nous contenter de la calorie (1 actine $= 0^{\text{cal}},00727$ par centimètre carré).

Comme nous l'avons dit, la formule $I = Ap^{\varepsilon}$ s'applique à un faisceau de rayons *homogènes*. L'intensité de la radiation totale du Soleil, tamisée par l'atmosphère, devrait s'exprimer par une suite de termes dont chacun se rapporte à un faisceau particulier

$$I = A p^{\varepsilon} + A_1 p_1^{\varepsilon} + \ldots,$$

l'intensité primitive étant la somme $A + A_1 + \ldots$.

Quand l'épaisseur ε ne varie pas beaucoup, les observations sont d'ordinaire représentées avec une précision très-suffisante par la formule à un seul terme, $I = A p^{\varepsilon}$, en prenant pour p une valeur moyenne; mais, lorsqu'on suit le Soleil jusqu'à l'horizon, un seul terme ne suffit plus pour calculer les observations. C'est que la valeur moyenne de p augmente beaucoup quand ε devient très-grand, parce que les termes de la formule complète où les coefficients p sont petits disparaissent peu à peu, de sorte qu'il ne reste que les termes dont les coefficients sont des fractions voisines de l'unité. En se contentant d'un seul terme, on trouvera donc pour p des valeurs d'autant plus grandes que les mesures auront été faites plus près de l'horizon. C'est en effet ce que les observations de M. Forbes, de Quetelet, de M. Desains, ont confirmé. Le coefficient p augmente (et a diminue) à mesure que l'épaisseur ε s'accroît; cela veut dire que la radiation solaire devient *plus transmissible* à mesure qu'elle traverse des masses d'air plus considérables, parce qu'elle se dépouille peu à peu des rayons les plus absorbables (des rayons de chaleur obscure). Les observations spectroscopiques que M. Janssen a faites au sommet du Faulhorn confirment également cette explication.

L'emploi de la formule complète serait peu commode ; la discussion de nombreuses séries d'observations m'a prouvé que l'on pouvait, dans la plupart des cas, se contenter de *deux* termes, représentant l'un la chaleur obscure, l'autre la chaleur lumineuse ; et, comme cette dernière est très-peu absorbée, on peut lui donner comme coefficient l'unité, tandis qu'on prendra pour le second terme un coefficient de transparence plus petit que le coefficient moyen, par exemple $p = \frac{2}{3}$. L'intensité des radiations transmises sera donc donnée par cette formule très-simple :

$$I = A_0 + A \left(\frac{2}{3}\right)^{\varepsilon},$$

l'intensité primitive étant la somme $A_0 + A$, tandis que $A_0 + \frac{2}{3} A$ est la quantité transmise verticalement.

On peut obtenir une approximation plus grande en déterminant p par les observations elles-mêmes ; mais il suffit généralement de prendre $p = \frac{2}{3}$. J'ai calculé une petite table qui donne les valeurs de l'expression :

$$I = 0,5 + y + (1,5 + x) \left(\frac{2}{3}\right)^{\varepsilon}$$

pour tous les dixièmes de ε, et qui me sert à déterminer rapidement les constantes A_0, A en partant des valeurs provisoires $A_0 = 0,5$ et $A = 1,5$. Voici quelques nombres extraits de cette Table :

ε	Intensité transmise.
1,0	$1,500 + 0,67\,x + y$
2,0	$1,167 + 0,44\,x + y$
3,0	$0,944 + 0,30\,x + y$
4,0	$0,796 + 0,20\,x + y$
5,0	$0,698 + 0,13\,x + y$
6,0	$0,632 + 0,09\,x + y$
7,0	$0,588 + 0,06\,x + y$

En égalant ces intensités théoriques aux intensités observées (que nous supposons exprimées en calories rapportées au centimètre carré et à la minute de temps), on peut déterminer les corrections x, y, qu'il faut ajouter aux valeurs supposées des deux constantes. Le calcul revient donc à déterminer non pas la valeur moyenne de p, mais le rapport des deux faisceaux lumineux et obscur [1].

Prenons comme exemple la série obtenue par M. Pouillet, le 11 mai 1838. En faisant

$$x = -0,075, \quad y = -0,053,$$

nous avons

$$A_0 = 0,447, \quad A = 1,425, \quad A_0 + A = 1,872.$$

---

[1]) On pourra tracer la courbe qui représente $I_0 (x = 0, y = 0)$ en fonction de ε sur une bande de papier à calque, puis construire la courbe des observations et chercher si la première peut s'appliquer sur la seconde, moyennant un simple changement d'origine. Soient alors a, b les coordonnées de l'origine de la courbe théorique par rapport à l'origine de la courbe des observations, on aura immédiatement

$$A_0 = 0,5 + b, \quad A = (1,5)^{1+a}.$$

Le calcul donne alors (1) :

Heures.	ε	I obs.	I calc.	Diff.
11..	1,193	1,325	1,325	0
midi..	1,164	1,338	1,336	+ 2
1..	1,193	1,325	1,325	0
2..	1,29	1,273	1,292	— 19
3 .	1,47	1,233	1,231	+ 2
4..	1,90	1,102	1,107	— 5
5..	2,58	0,958	0,948	+ 10
6..	4,20	0,708	0,707	+ 1

On voit que l'intensité aux limites de l'atmosphère est 1,872. L'intensité transmise dans la verticale serait

$$0,447 + \frac{2}{3}\,1,425 = 1,397.$$

Or

$$\frac{1,397}{1,872} = 0,746;$$

l'absorption éteint donc ici les 0,254 de la chaleur incidente. Le rapport 0,746 remplace le coefficient de transparence p qui figure dans la formule $I = Ap^{\varepsilon}$.

Deux autres séries horaires de M. Pouillet, commencées à midi, sont représentées comme il suit, en prenant

$$A_0 = 0,302, \quad A = 1,570, \quad A_0 + A = 1,872.$$

(1) Je prends les épaisseurs ε dans le Mémoire de M. Crova.

27 juillet 1837.				*4 mai* 1838.			
ε.	I. obs.	I. calc.	Diff.	ε.	I. obs.	I. calc.	Diff.
1,15	1,286	1,287	— 1	1,19	1,260	1,271	—11
1,17	1,273	1,280	— 7	1,22	1,233	1,260	—27
1,27	1,246	1,241	+ 5	1,325	1,207	1,223	—16
1,44	1,181	1,177	+ 4	1,53	1,128	1,146	—18
1,80	1,076	1,058	+18	2,00	1,023	1,000	+23
2,25	0,918	0,932	—14	2,75	0,839	0,816	+23
3,95	0,617	0,620	— 3	4,80	0,512	0,526	—14

La série du 4 mai est un peu mieux représentée par la formule $I = 1,65\,(0,78)^{\varepsilon}$; le plus grand écart est alors $+ 15$. Pour les deux autres séries, je trouve :

28 juin 1837	$A_0 = 0,235$,	$A = 1,580$,	$A_0 + A = 1,815$
22 septembre 1837.	0,358	1,580	1,938

Les observations de M. Crova me donnent :

8 janvier 1875.....	$A_0 = 0,488$,	$A = 1,700$,	$A_0 + A = 2,188$
5 octobre 1875	0,550	1,300	1,850
4 janvier 1876.....	0,718	1,525	2,243

Il faut pourtant dire dès à présent que les belles journées, où les intensités observées d'heure en heure forment une courbe régulière, sont extrêmement rares; sous nos climats, on en rencontre à peine deux ou trois par an. Même alors il ne faudrait pas se piquer de représenter les intensités observées avec une précision allant au delà d'une unité de la seconde décimale (au delà de 1 pour 100); la nature même du phénomène qu'on observe ne semble pas comporter une précision plus grande. Il s'ensuit que les formules purement empiriques par lesquelles on pourra exprimer telle série d'intensités observées en fonction des épaisseurs ε sont assez nombreuses, et qu'il n'y a pas grand intérêt à les discuter. Les seules formules utiles sont celles dont les constantes admettent une interprétation physique, et cette condition est remplie par les formules à exponentielles, qui sont fondées sur la théorie de l'absorption.

Afin de faire voir le peu de différence qui existe entre des formules d'apparence très-dissemblable, nous allons mettre en regard quelques nombres calculés à l'aide des six formules suivantes :

I...... $1,8 \left(\frac{5}{6}\right)^{\varepsilon}$

II. . . $0,3 + 1,6 \left(\frac{3}{4}\right)^{\varepsilon}$

III .... $0,5 + 1,5 \left(\frac{2}{3}\right)^{\varepsilon}$

IV..... $\frac{10}{9} \left(\frac{9}{10}\right)^{\varepsilon} + \left(\frac{1}{2}\right)^{\varepsilon}$

V.. .. $\frac{2,1}{1 + 0,412 \cdot \varepsilon}$

VI..... $0,5 + \frac{0,827}{\varepsilon} + \frac{1,852}{\varepsilon^2} - \frac{1,679}{\varepsilon^3}$

ε.	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
1	1,500	1,500	1,500	1,500	1,487	1,500
2	1,250	1,200	1,167	1,150	1,151	1,167
3	1,042	0,975	0,944	0,935	0,939	0,919
4	0,868	0,806	0,796	0,791	0,792	0,796
5	0,723	0,680	0,698	0,687	0,686	0,726
6	0,603	0,585	0,632	0,606	0,605	0,681

En modifiant légèrement les coefficients de ces formules, on peut encore diminuer l'écart entre deux quelconques des six courbes qu'elles représentent. On voit donc qu'il ne sera pas toujours

3

facile de décider si l'une ou l'autre s'accorde mieux avec une série plus ou moins régulière d'observations, comprises, par exemple, entre les épaisseurs $\varepsilon = 1$ et $\varepsilon = 4$. M. Crova a proposé une formule plus compliquée

$$I = \frac{A}{(1 + a\varepsilon)^b};$$

mais il est facile de s'assurer que ses propres observations sont moins bien représentées par la formule nouvelle (du moins avec les constantes qu'il emploie lui-même) que par les formules plus simples auxquelles conduit la théorie de l'absorption.

Au surplus, ε étant une fonction de la distance zénithale z, il peut y avoir avantage à exprimer directement (pour une altitude donnée) l'intensité I en fonction de z, sans passer par la variable intermédiaire ε. On pourrait donc, par exemple, calculer d'avance, pour chaque degré de z, les valeurs de l'expression

$$\begin{aligned} I &= 0,5 + y + (1,5 + x)\left(\tfrac{2}{3}\right)^{\varepsilon} \\ &= 0,5 + \left(\tfrac{2}{3}\right)^{\varepsilon-1} + \left(\tfrac{2}{3}\right)^{\varepsilon} x + y \end{aligned}$$

et déterminer ensuite, dans chaque cas particulier, les corrections x, y, nécessaires pour que la formule représente les observations. Voici quelques nombres ainsi calculés (on a pris pour ε les épaisseurs de Bouguer; en faisant $\varepsilon = \text{séc}\, z$, l'écart ne dépasse pas 0,011):

Dist. zénithale.	Intensité transmise.
$0°$	$1,500 + 0,67\,x + y$
10	$1,494 + 0,66\,x + y$
20	$1,474 + 0,65\,x + y$
30	$1,439 + 0,63\,x + y$
40	$1,384 + 0,59\,x + y$
50	$1,298 + 0,53\,x + y$
60	$1,169 + 0,44\,x + y$
70	$0,963 + 0,31\,x + y$
75	$0,820 + 0,21\,x + y$
80	$0,657 + 0,10\,x + y$
85	$0,524 + 0,02\,x + y$
86	$0,510 + 0,01\,x + y$
87	$0,503 + 0,00\,x + y$
90	$0,500 + 0,00\,x + y$

L'intensité primitive du faisceau aux limites de l'atmosphère est égale à la somme $2,0 + x + y$.

C'est ici le lieu de faire remarquer que la hauteur du Soleil aux diverses heures de la journée peut s'obtenir facilement à l'aide d'une projection stéréographique horizontale de la sphère céleste. On décrit d'abord un cercle dont le centre sera le zénith, et dont on divise la circonférence en degrés afin d'y marquer les azimuts. Ensuite on marque sur le diamètre méridien les distances zénithales z par des longueurs égales à tang $\frac{1}{2}z$ (le rayon du cercle étant pris pour unité). On y marque aussi le pôle ($z = 90° - \lambda$), ainsi que les points d'intersection de l'équateur ($z = \lambda$) et des parallèles du

Soleil qui correspondent aux solstices et à quelques dates intermédiaires espacées de dix en dix jours ($z = \lambda - \delta$). Les projections de ces parallèles sont des *cercles* qui ont leur centre sur le diamètre méridien et qui coupent l'horizon en deux points symétriques dont les azimuts se calculent par la formule $\cos A = -\sin\delta \, \text{séc}\,\lambda$ (δ est la déclinaison du Soleil, et λ la latitude.) Ces indications suffisent pour les construire ; ajoutons que leurs rayons $= \dfrac{\cos\delta}{\sin\delta + \sin\lambda}$, et les distances de leurs centres à la projection du zénith $= \dfrac{\cos\lambda}{\sin\delta + \sin\lambda}$.

Enfin les projections des cercles horaires ou méridiens du Soleil sont également des cercles. On sait déjà que ces cercles passent par le pôle ; ils coupent l'horizon en deux points opposés dont les azimuts sont donnés par la formule

$$\text{tang}\,A = \pm \text{tang}\,t \sin\lambda$$

(t est l'angle horaire du Soleil) ; ils ont leurs centres sur une droite, élevée perpendiculairement au diamètre méridien à une distance du zénith égale à $\text{tang}\,\lambda$; leurs rayons $= \dfrac{\text{séc}\,\lambda}{\sin t}$, et les angles qu'ils forment, au pôle, avec le diamètre méridien sont égaux aux angles horaires t.

La projection une fois construite pour une latitude donnée, on peut trouver sans calcul la distance zénithale (ou la hauteur) du Soleil pour toutes les heures d'un jour quelconque de l'année ; il suffit pour cela de mesurer, à l'aide de l'échelle tracée sur le diamètre méridien, la distance au zénith du point qui correspond à l'heure et au jour donnés. Ajoutons que le diamètre qui passe par le même point marque sur la circonférence l'azimut du Soleil.

IV. — INCLINAISON DES RAYONS. — LUMIÈRE DIFFUSE.

Lorsqu'on a calculé de cette manière ou mesuré directement l'intensité I des rayons solaires qui correspond à la distance zénithale z, cette intensité représente la quantité de chaleur ou de lumière que reçoit une surface exposée au soleil sous une incidence perpendiculaire. Pour avoir la quantité de rayons que reçoit une surface *horizontale*, il faut encore multiplier cette intensité par $\cos z$, car le faisceau dont la section transversale est égale à l'unité couvre une surface horizontale plus grande dans le rapport de $1 : \cos z$, et chaque centimètre carré de cette surface horizontale ne reçoit plus, par conséquent, qu'une quantité de rayons plus petite dans le rapport de $\cos z : 1$. Ainsi la quantité de lumière ou de chaleur que reçoit une surface horizontale est égale à $I \cos z$.

Le produit $S = I \cos z$ n'est autre chose que la composante verticale des rayons obliques : il est commode de lui donner un nom ; nous l'appellerons la *force verticale* du Soleil, pour la distinguer de la *force normale* I (qui s'exerce sur une surface normale aux rayons). En faisant $I = 0,5 + 1,5 \left(\frac{2}{3}\right)^{\varepsilon}$, on aurait :

Hauteur du Soleil.	Force normale I.	Force verticale S.
90°	1,500	1,500
70	1,474	1,385
50	1,384	1,060
30	1,169	0,584
10	0,657	0,114
0	0,500	0,000

Dans les circonstances ordinaires, le décroissement doit être encore beaucoup plus rapide, à cause des brumes qui le plus souvent enveloppent l'horizon.

Les flancs des coteaux exposés au midi sont plus favorisés que la plaine horizontale, car ils reçoivent les rayons solaires dans une direction moins inclinée (le facteur $\cos z$ doit alors être remplacé par le cosinus de l'angle que font les rayons avec la normale à la surface insolée). Cependant tout ce que gagnent les pentes exposées au soleil est perdu par les pentes ombragées, et en moyenne, comme l'a fait remarquer M. Grisebach, les pays accidentés reçoivent moins par unité de surface que les plaines, parce qu'ils ont plus de surface pour une même étendue horizontale. Les agriculteurs savent que les terrains montagneux produisent en proportion de leur base et non de leur superficie.

D'un autre côté, il y a lieu de croire que le facteur $\cos z$, qui tient compte de l'inclinaison des rayons, ne doit pas être employé lorsqu'on veut évaluer la somme de lumière que reçoit la végétation, car les feuilles ne sont point horizontales, elles sont librement suspendues et baignent dans les rayons du Soleil. Ce facteur est, au contraire, fort important lorsqu'il s'agit de calculer l'échauffement du sol.

C'est ainsi que la quantité de lumière que reçoit un point donné de la Terre varie avec la hauteur du Soleil dans les circonstances normales, c'est-à-dire quand le ciel est pur. Les nuages peuvent pendant une série de jours arrêter presque complétement les rayons directs du Soleil ; le degré actinométrique qu'on observera dépend donc essentiellement du degré de *sérénité* du ciel. D'un autre côté, les petits nuages blancs, les cirrhus, augmentent la clarté du jour en réfléchissant la lumière comme des réverbères.

Enfin il ne faut pas oublier que les rayons arrêtés par l'atmosphère se retrouvent en grande partie dans la lumière diffuse du jour, qui vient s'ajouter aux rayons directement transmis. Cette lumière bleue qui nous revient de tous les points du firmament après des réflexions multiples dans les couches supérieures de l'atmosphère entre pour une part assez notable dans la somme de lumière que reçoit la végétation ; le soir, quand le soleil approche de l'horizon, le matin, quand il commence à s'en éloigner, la lumière diffuse surpasse même en intensité les rayons directs. L'*éclairement* ou l'*illumination* d'un lieu donné est donc une fonction très-complexe de la hauteur du Soleil, même quand le ciel est pur. On peut la mesurer directement : c'est elle qui devrait être représentée par le degré actinométrique qu'on enregistre.

M. Clausius a essayé de calculer les intensités relatives des rayons solaires directs et de la lumière diffuse en partant de l'hypothèse que cette dernière est produite par les réflexions que les rayons éprouvent à la surface des vésicules de vapeur dont il suppose que l'air est chargé. L'unité étant la quantité de lumière qu'une surface horizontale recevrait du Soleil placé au zénith, si l'atmosphère n'existait pas, on trouve d'abord que la même surface recevrait directement du Soleil dont la distance zénithale est z une quantité de rayons égale à $\cos z$, si l'atmosphère était absente, et qu'elle reçoit en réalité la quantité $\cos z\, p^{\epsilon}$ par suite de l'absorption exercée par l'atmosphère. La différence, $\cos z\,(1 - p^{\epsilon})$, représente la perte subie par la lumière directe du Soleil. Une portion de cette quantité doit être absorbée par l'air ou renvoyée vers l'espace, une autre portion est réfléchie par les molécules gazeuses et nous revient finalement comme lumière diffuse. Le rapport Z de la portion perdue à celle qui est réfléchie et diffusée est une fonction de z, indépendante du coefficient p, et dont M. Clausius a déterminé les valeurs numériques. L'intensité de la lumière diffuse du ciel est finalement

$$C = Z \cos z (1 - p^{\varepsilon}).$$

Voici quelques nombres calculés à l'aide de ces formules, en prenant $p = 0,75$ et $\varepsilon = \text{séc}\, z$. Je désignerai par $I = p^{\varepsilon}$ la force normale, par $S = I \cos z$ la force verticale du Soleil.

Hauteur du Soleil.	z.	Z.	Soleil. I.	Soleil. S.	Ciel. C.	Lumière totale. C + S.	Lumière totale. C + I.
10°	80°	0,48	0,19	0,03	0,07	0,10	0,26
15	75	0,53	0,33	0,09	0,09	0,18	0,42
20	70	0,58	0,43	0,15	0,11	0,26	0,54
25	65	0,61	0,51	0,21	0,13	0,34	0,63
30	60	0,63	0,56	0,28	0,14	0,42	0,70
35	55	0,65	0,61	0,35	0,15	0,50	0,75
40	50	0,67	0,64	0,41	0,16	0,57	0,80
50	40	0,70	0,69	0,53	0,17	0,69	0,86
60	30	0,72	0,72	0,62	0,18	0,80	0,89
70	20	0,73	0,74	0,69	0,18	0,87	0,92
80	10	0,74	0,75	0,74	0,18	0,92	0,93
90	0	0,74	0,75	0,75	0,19	0,94	0,94

On voit que, grâce à la lumière diffuse, la perte qui résulte de l'affaiblissement des rayons directs se trouve en partie réparée. Cette restitution devient encore plus sensible si nous prenons pour le coefficient de transparence p des valeurs plus petites. Avec $p = 0,60$, on trouverait, pour un soleil élevé de 30°, la force verticale S égale à 0,18 et la lumière diffuse à 0,20, c'est-à-dire déjà supérieure à la lumière directe du Soleil, en tant qu'il s'agit de l'illumination d'une surface horizontale.

On remarquera encore que la lumière diffuse C est ici à peu près égale au quart de la force normale I des rayons directs. La somme C + S représente la lumière totale que reçoit une surface horizontale ; et il se trouve que nous avons, à très-peu près,

$$C + S = \cos(z + 5^\circ),$$

c'est-à-dire que, grâce à la lumière diffuse, une surface horizontale reçoit une quantité totale de rayons à peu près égale à celle que lui enverrait un soleil moins élevé de 5°, si l'atmosphère n'existait pas ; l'appoint de la lumière diffuse est donc assez considérable pour réduire la perte que produit l'absorption à une différence de hauteur de 5° (près du zénith, cette différence est un peu plus grande).

La somme C + I représente approximativement ce que reçoit un corps librement suspendu et exposé au soleil. C'est probablement cette dernière somme qui intéresse la végétation, et c'est elle que mesurent les actinomètres de Montsouris. On peut la représenter par la formule $1,215\,(0,764)^{\varepsilon}$ ou bien $(0,764)^{\varepsilon - 0,72}$, en supposant toujours $p = 0,75$.

V. — MOYENNES DIURNES.

Après avoir déterminé le degré actinométrique d'heure en heure ou du moins plusieurs fois par jour, on peut calculer la *moyenne diurne*. Pour nos latitudes, il suffit d'observer à 6^h et à 9^h du matin, à midi, à 3^h et à 6^h du soir ; sous le cercle polaire, il faudrait encore observer à 3^h du matin et à 9^h du soir, parfois même à minuit. La véritable moyenne diurne, pour toutes les latitudes, serait donc la somme des nombres trihoraires, divisée par 8, même quand il n'y a que cinq ou trois observations par jour, le soleil étant couché aux heures où l'on devrait faire les autres. La moyenne ainsi calculée tient implicitement compte de la longueur variable des jours, qui peut atteindre vingt-quatre heures sous le cercle polaire, et compenser jusqu'à un certain point la faible élévation du Soleil (1).

On peut aussi, au lieu de chercher la moyenne diurne, calculer la *somme* de chaleur ou de lumière que reçoit un point donné en vingt-quatre heures, ou depuis le lever jusqu'au coucher du soleil; faute de mieux, on prendra pour cette somme celle des degrés actinométriques trihoraires.

Halley, Lambert, plus récemment M. Meech, ont calculé la somme de chaleur que reçoivent, dans l'espace d'un jour à différentes époques de l'année, ou dans le cours d'une année, les divers climats du globe, mais en négligeant l'absorption et tenant compte seulement de l'obliquité des rayons. Cela revient à faire simplement $S = \cos z$ et à chercher l'intégrale de l'expression $S dt$ entre les limites qui correspondent au lever et au coucher du so-

(1) L'*Annuaire de Montsouris* donne, non pas les vraies moyennes diurnes, mais les moyennes des cinq observations trihoraires (leurs sommes divisées par 5).

leil. On trouve ainsi, en rapportant les quantités de chaleur à celles que reçoit, en un jour d'équinoxe, un lieu situé sous l'équateur :

Chaleur reçue en un jour.

		Latitudes.				
	Équateur.	20°.	40°.	50°.	60°.	Pôle.
Solstice d'hiver ...	92	66	35	19	5	0
Équinoxes........	100	94	77	64	50	0
Solstice d'été.....	92	109	115	115	114	125
Moyenne de l'année.	96	91	76	66	55	40

On voit que, grâce à la longue durée du jour, les régions polaires sont favorisées aux environs du solstice d'été ; mais en *moyenne* elles reçoivent le minimum de chaleur.

Lorsqu'on tient compte de l'absorption atmosphérique, sans négliger la lumière diffuse (en prenant pour le rayonnement les valeurs de $C+S$ données plus haut), on arrive à des nombres relatifs moins élevés pour les hautes latitudes. Cependant (du moins avec le coefficient $p=0,75$) la somme de chaleur reçue, vers le solstice d'été, par la zone équatoriale reste toujours inférieure à celle qui échoit aux autres climats. On trouve par exemple, en conservant l'unité du tableau précédent :

	Équateur.	40°.	Pôle.
Solstice d'hiver....	78	26	0
Équinoxe.........	89	65	0
Solstice d'été......	78	102	99

et en rapportant les nombres à la chaleur reçue dans ces nouvelles conditions pour l'équateur, un jour d'équinoxe :

	Équateur.	40°.	Pôle.
Solstice d'hiver......	88	29	0
Équinoxe.........	100	73	0
Solstice d'été......	88	114	111

La détermination théorique de la somme de rayons qu'un lieu du globe reçoit dans le cours d'une journée conduit à des calculs compliqués dont la longueur n'est pas en rapport avec la valeur des données expérimentales sur lesquelles ils s'appuient. Il est beaucoup plus simple d'obtenir cette somme par une intégration mécanique, en évaluant l'aire de la courbe qui représente l'intensité du Soleil (ou celle de la lumière totale du jour) en fonction de l'heure vraie (de l'angle horaire du Soleil). On peut encore simplifier l'opération en traçant la courbe horaire sur une feuille de papier d'une épaisseur bien uniforme, et en pesant l'aire de la courbe après l'avoir découpée. On aura la moyenne diurne en divisant le poids de la courbe par celui du rectangle qui représente l'effet de l'intensité 1 agissant pendant vingt-quatre heures.

Nous allons maintenant voir ce qu'a donné l'observation directe du rayonnement calorifique du Soleil.

VI. — THERMO-ACTINOMÈTRES.

Les actinomètres destinés à mesurer l'intensité des radiations calorifiques, que nous désignerons sous le nom générique de *thermo-actinomètres*, sont des thermomètres d'une espèce particulière ou bien des piles thermo-électriques.

De très-bonne heure, on a essayé de mesurer la force des rayons calorifiques en comparant un thermomètre exposé au soleil à un autre thermomètre placé à l'ombre. Lambert a fait quelques observations de ce genre en 1756, qu'il a publiées dans sa *Photométrie* (1760); il en déduit pour le coefficient de transparence la valeur $p = 0,59$. Pour faciliter l'absorption de la chaleur solaire, on emploie ensuite des thermomètres à boule noire ou argentée, ou entourée de laine noire. Le « thermomètre noir », exposé au soleil, est toujours comparé à un thermomètre à boule nue, placé à l'ombre, et l'excès du premier sur le second mesure l'intensité de la radiation.

Flaugergues a fait, en 1815 et 1816, une longue série d'observations de ce genre à Viviers, à l'aide de thermomètres dont les boules avaient été noircies avec de l'encre de Chine; les différences constatées varient de 9° à 11° C. quand l'air est calme, mais le moindre vent faisait baisser le thermomètre noir.

C'est ensuite Daniell qui a entrepris, de 1820 à

1822, une nouvelle série d'observations dans les environs de Londres. Il se servait d'un thermomètre entouré de laine noire et couché en plein soleil ; au mois de juin, il vit la différence entre ce thermomètre et un thermomètre placé à l'ombre s'élever à 36° C. Vers la même époque, le capitaine (aujourd'hui général) Sabine répétait l'expérience d'abord à Sierra-Leone, puis à Bahia, enfin à Port-Royal (Jamaïque), et Parry l'exécutait à l'île Melville. Ce dernier obtint, au mois de mars 1822, un excès de 30°,5, tandis qu'à Londres Daniell n'avait eu que 27° comme maximum correspondant au même mois. Sabine eut 10° à Sierra-Leone, 26° à Bahia (au mois de juillet), 20° à Port-Royal (au mois d'août), avec un thermomètre installé au bord de la mer, tandis que, sur une montagne voisine élevée de 1200^{m}, la différence des deux thermomètres atteignit 33° C. La nuit, les différences furent négatives : — 5° au bord de la mer, et — 10° sur la montagne. En Éthiopie, la plus forte différence constatée par M. A. d'Abbadie ne dépasse pas 12° (38° à l'ombre, 50° au soleil).

Les observations très-nombreuses qui ont été faites d'après cette méthode ont servi de base à une foule de théories ; mais elles n'ont qu'une valeur très-restreinte, car elles cessent d'être comparables entre elles dès que les thermomètres employés, le mode d'exposition, etc., ne sont pas exactement les mêmes.

Pour mettre l'instrument à l'abri des courants d'air, on a imaginé plus tard d'enfermer le réservoir du thermomètre, *préalablement noirci au noir de fumée*, dans un petit ballon de cristal où l'on a fait le vide. Dans ce cas, la force du Soleil a pour mesure l'excès de la température du thermomètre noir sur celle du ballon, pour laquelle on prend la température d'un thermomètre placé à l'ombre; mais il est difficile d'admettre que cette dernière représente réellement la température de l'enveloppe du thermomètre exposé au soleil.

A Montsouris, on a essayé de tourner cette difficulté en reconstituant un appareil trouvé dans les collections d'Arago, qui se compose de deux thermomètres dans le vide, l'un à boule noire, l'autre à boule transparente. Les deux thermomètres sont placés à côté l'un de l'autre, à 1 mètre environ du sol gazonné, et loin de tout abri. Ils ne marchent d'accord que dans l'obscurité; dès que le jour se lève, même quand le ciel est couvert, le thermomètre noir devance le thermomètre témoin; c'est leur différence qui mesure la force du Soleil.

Le *thermomètre différentiel* de John Leslie (1800) et le *thermoscope* de Rumford (1804) sont des thermomètres à air, à deux boules [1]; les deux boules, qui ont la même capacité, terminent les deux branches verticales d'un siphon qui renferme

[1] D'après sir David Brewster, J.-C. Sturm avait déjà décrit un thermomètre à air et à deux boules de diamètre *inégal*, dans un Ouvrage publié en 1676.

un liquide, lequel se déplace quand l'air se dilate inégalement dans les deux réservoirs, dont l'un a été noirci. Leslie employait comme liquide de l'acide sulfurique coloré en rouge. Rumford réduit la colonne liquide à un simple index. Malheureusement ces sortes d'instruments sont tellement influencés par les courants d'air qu'on est obligé de les placer sous une cloche de verre, dont l'épaisseur inégale produit dans l'absorption des rayons des variations irrégulières. Leslie a fait une série d'observations à Édimbourg. Kæmtz a employé le thermomètre différentiel à la mesure de l'intensité relative des rayons solaires directs et de la lumière diffuse au sommet du Faulhorn (septembre 1832); mais ces observations sont si peu précises qu'elles ne présentent guère qu'un intérêt historique.

M. l'abbé Allegret a récemment transformé l'instrument de Leslie de manière à en faire un appareil enregistreur qu'il appelle *compteur solaire*. Le siphon pivote autour d'un axe horizontal quand l'insolation déplace le liquide, qui remplit le tube recourbé et une partie des deux boules; le système constitue donc une espèce de balance folle, dont l'inclinaison marque la force du Soleil. La boule qu'on expose au soleil est peinte en noir, l'autre est couverte d'un enduit jaunâtre et protégée par un écran; la chaleur solaire chasse le liquide de la boule noire et fait trébucher la balance du côté opposé. Quand le soleil se cache, la boule noire se refroidit et retombe; un levier arrête alors un mouvement d'horlogerie qui a marché tout le temps que le soleil a lui. L'horloge indique ainsi, à la fin de la journée, le nombre d'heures pendant lesquelles le soleil s'est montré. L'appareil porte trois tubes basculants de ce genre, destinés à recevoir l'un le soleil du matin, le second le soleil de midi, le troisième le soleil du soir; ils communiquent tous les trois avec le même compteur. Cet appareil a déjà été expérimenté à Saint-Avertin et à la colonie de Mettray; il mériterait d'être étudié et perfectionné.

Dès 1774, H.-B. de Saussure avait appliqué à la construction d'un actinomètre le phénomène qu'on observe tous les jours dans nos serres. Les rayons solaires traversent librement les vitres, mais en échauffant les objets qu'ils frappent ils se convertissent en chaleur obscure, au passage de laquelle le verre fait obstacle, et il s'ensuit que la chaleur s'accumule dans cette espèce de prison. L'atmosphère humide qui nous enveloppe empêche de la même manière la chaleur absorbée par le sol de se perdre pendant la nuit dans l'espace, car elle est moins transparente pour la chaleur obscure que rayonne la Terre que pour la chaleur lumineuse du Soleil. C'est sur ce principe qu'est fondé l'*héliothermomètre* de Saussure : c'est un thermomètre placé dans une boîte doublée de liége, noircie à l'intérieur et fermée par plusieurs vitres superposées. Saussure a fait des observations comparatives au sommet du Cramont (2735^{m}) et à Courmayeur (1500^{m}), et il a constaté que la radiation était plus intense sur le sommet le plus élevé. Le 16 juillet 1774, à 2h de l'après-midi, sur le Cramont, l'héliothermomètre marquait 87°,5 C., tandis qu'un autre thermomètre, attaché extérieurement à la boîte, accusait 26°, et un troisième, suspendu librement, 6°.

L'*actinomètre* de sir John Herschel (1825) est aussi un thermomètre enfermé dans une boîte vitrée et noircie à l'intérieur, seulement le mercure y est remplacé par un liquide de couleur bleue (une solution de sulfate de cuivre ammoniacal), et le réservoir très-large a un fond mobile qui permet de régler la position de la colonne liquide par rapport à l'échelle thermométrique, dont le zéro est arbitraire ; 1 degré de l'instrument vaut généralement 5 ou 6 *actines* (de 0,035 à $0^{cal},044$ par minute et par centimètre carré). Herschel a fait lui-même quelques observations à l'aide de cet instrument en Europe et au Cap de Bonne-Espérance, où il l'a vu monter à 49° C., tandis qu'il n'avait eu que 29 ou 30° en Europe.

Au lieu d'attendre que la colonne liquide fût devenue stationnaire, comme faisait Saussure, Herschel notait le déplacement obtenu en une minute, et il observait alternativement au soleil et à l'ombre. C'est ce qu'on appelle la *méthode dynamique*, par opposition à la *méthode statique*, qui consiste à noter l'excès de la température du thermomètre noir sur celle de l'enceinte, au moment où cet excès devient stationnaire. L'observation à l'ombre fait connaître la part due à l'influence de l'enceinte ; en la retranchant de la vitesse d'échauffement observée au soleil, on a la chaleur due aux rayons solaires. Voici un exemple que nous empruntons aux observations assez nombreuses qui ont été faites par Kæmtz au sommet du Faulhorn (2680^m).

25 septembre 1832.	Heures.	Actinomètre.	Différence.	Radiation.
	h m	°	°	°
Ombre...	7.26	26,2	......	....
Soleil.....	7.27	30,2	+ 4,0	....
Ombre....	7.28	51,6	+ 21,4	16,4
Soleil.....	7.29	57,5	+ 5,9	....
Ombre....	7.30	80,3	+ 22,8	16,9
Soleil.....	7.31	86,2	+ 5,9	....

La moyenne de la première et de la troisième différence, observées à l'ombre, est + 5°,0 ; en la retranchant de + 21°,4, on a + 16°,4 pour l'effet du Soleil. Les troisième, quatrième et cinquième différences donnent + 16°,9, et ainsi de suite. En moyenne cette série donne 17°,3 pour la radiation solaire. Le 18 septembre, vers 11^h, on avait eu 41°,3, par une série dont voici quelques nombres :

	Diff. pour 1 minute.
	°
Ombre	— 35,8
Soleil	+ 6,2
Ombre	— 34,2
Soleil	+ 7,0
Ombre	— 34,5
Soleil	+ 7,3

Kæmtz a constaté que, soit à l'ombre, soit au soleil, le déplacement de la colonne liquide est d'abord très-lent, puis s'accélère et devient uniforme au bout d'environ cinquante secondes. C'est que le soleil échauffe d'abord le réservoir avant d'exercer toute son action sur le liquide; de même à l'ombre c'est le réservoir qui se refroidit d'abord : voilà pourquoi le liquide n'obéit pas tout de suite à l'influence du rayonnement.

En réunissant toutes les séries obtenues par des temps clairs, à ciel bleu, Kæmtz en a déduit les nombres suivants, qui représentent l'effet produit par le Soleil en une minute, au sommet du Faulhorn, en septembre et en octobre, le baromètre marquant 555^{mm} ; je les ai convertis en calories en les multipliant par 0,0386, et j'ai ajouté les épaisseurs, calculées en multipliant par $\frac{555}{760}$ les épaisseurs de la formule de Laplace.

Hauteur du Soleil.	Épaisseurs.	Degrés.	Calories.
43,2	1,07	37,68	1.454
40	1,14	37,29	1.439
35	1,27	35,96	1.388
30	1,43	33,18	1,281
25	1,72	29,13	1,124
20	2,12	23,78	0,918

Ces nombres sont assez bien représentés par la formule $A\left(\frac{2}{3}\right)^{\varepsilon}$, en faisant $A = 59^{o},0 = 2^{cal},28$.

D'autres observations ont été instituées par J. Forbes (¹), en 1832 et en 1841, sur divers points des Alpes. Les plus curieuses sont celles qu'il fit avec Kæmtz sur le sommet du Faulhorn et à Brienz (la différence de niveau des deux stations était de 2200^m).

Forbes conclut de la discussion de ces observations simultanées que le coefficient de transparence varie dans le cours d'une journée, par suite de l'inégale absorption des rayons appartenant aux différentes parties du spectre. En effet les radiations, à mesure qu'elles traversent des masses d'air de plus en plus grandes, se dépouillent des rayons les plus absorbables et deviennent plus riches en rayons transmissibles, de sorte que l'absorption croît moins vite qu'on ne devrait s'y attendre si le coefficient de transparence était constant.

Les observations correspondantes ont été faites le 25 septembre 1832, de $7^h 30^m$ du matin à 5^h du soir, à l'aide de deux actinomètres préalablement comparés. J. Forbes observait à Brienz; Kæmtz était installé au sommet du Faulhorn. Chaque détermination prenait de dix à quinze minutes (une minute au soleil, une minute à l'ombre, une minute au soleil, etc.); on notait ensuite la température des thermomètres sec et mouillé, d'où se

---

(¹) James Forbes, *On the Transparency of the atmosphere.* — *Phil. Trans.*, 1842.

déduisait la tension de la vapeur f et l'humidité relative H, etc. Forbes donne les intensités en degrés de l'actinomètre B.2 qui valaient 5,315 actines, d'après une comparaison faite par sir J. Herschel ; je les ai multipliées par 0,0386 pour les convertir en calories. Quant aux épaisseurs atmosphériques, Forbes les a calculées en multipliant par la hauteur du baromètre les nombres fournis par la formule de Laplace ; je les ai divisées par 760 pour avoir les épaisseurs relatives. Voici donc les nombres ainsi obtenus (je ferai remarquer que ce sont des nombres rectifiés, c'est-à-dire relevés sur la courbe construite à l'aide des lectures directes de l'actinomètre) :

	Brienz.				Faulhorn.			
Heures.	Épaiss.	Intens.		H.	Épaiss.	Intens.	f.	H
$7^{h}5^{m}$	″	″	″	78	2,89	0,703	1,0	14
8	″	″	″	81	2,21	0,857	1,2	19
8.25	2,57	0,880	9,2	82	1,98	0,945	1,3	21
9	2,01	0,985	10,0	82	1,55	1,124	1,6	24
10	1,64	1,065	10,0	76	1,26	1,293	1,5	22
11	1,46	1,108	10,4	74	1,13	1,490	1,6	23
12	1,41	1,181	9,8	63	1,09	1,440	2,0	27
1	1,46	1,228	10,3	59	1,13	1,324	2,4	31
2	1,63	1,065	10,5	60	1,26	1,285	3,6	45
3	2,01	0,934	11,5	71	1,55	1,139	4,3	52
4	2,88	0,768	10,7	70	2,21	0,926	4,2	54
4.5	3,78	0,625	11,1	76	2,91	0,826	4,3	61
4.8	4,78	0,475	11,9	86	″	″	4,4	67
4.9	″	″	12,0	89	4,13	0,618	4.4	70

$B = 724^{mm}$. $T = 17^{\circ},1$. $B = 557^{mm}$. $T = 5^{\circ},8$.

Forbes trouve que la formule Ap^{ε} représente mal ces observations. Il les calcule à l'aide de formules analogues à celles que Biot emploie pour calculer les expériences de Melloni sur la transmission de la chaleur rayonnante. En somme, ses calculs peuvent être résumés par la formule

$$I = 0,587 + 2,233\,(0,412)^{\varepsilon},$$

qui donne $2^{cal},82$ pour l'intensité aux limites de l'atmosphère, et 1,51 pour l'intensité transmise au niveau de la mer dans la direction verticale ($\varepsilon = 1$). Le rapport des deux intensités est 0,53 ; le calcul par la formule Ap^{ε} avait donné $p = 0,684$ pour le même rapport, et c'est ce dernier nombre qui, d'après Forbes, représente le coefficient de transparence moyen pour la journée du 25 septembre.

On voit qu'au sommet du Faulhorn l'intensité atteint son maximum vers 11^h, tandis qu'à Brienz le maximum n'a été observé que vers 1^h ; cela doit tenir aux variations de l'humidité, qui augmente continuellement depuis le lever jusqu'au coucher du soleil, au sommet de la montagne. Forbes trouve que la courbe qui représente la perte d'intensité des rayons après qu'ils ont traversé la couche d'air entre le sommet du Faulhorn et le lac offre une certaine analogie, non pas avec la courbe des tensions de la vapeur, mais bien avec celle de l'humidité relative. Il pense d'ailleurs qu'il doit en être ainsi, et que l'humidité relative est l'élément météorologique qui a le plus d'influence sur la radiation, parce que c'est d'elle que dépend la condensation des vapeurs et la naissance des brouillards; mais cette opinion semble en contradiction avec les expériences de M. Tyndall et de M. Desains.

En réunissant des observations très-voisines, on peut former les moyennes suivantes, en regard desquelles je place les nombres que j'ai calculés par les formules

$$I = 0{,}58 + 2{,}20(0{,}412)^{\varepsilon} \quad \text{et} \quad I = 0{,}44 + 2{,}10\left(\tfrac{1}{2}\right)^{\varepsilon}.$$

Stations.	ε.	Obs.	Calc. I.	Diff.	Calc. II.	Diff.
F.......	1,11	1,418	1,402	+16	1,420	− 2
F.......	1,26	1,289	1,300	−11	1,317	−28
B.......	1,45	1,172	1,188	−16	1,209	−37
F.......	1,55	1,132	1,136	− 4	1,157	−25
B.......	1,64	1,065	1,085	−20	1,114	−49
B., F....	2,00	0,955	0,953	+ 2	0,965	−10
F.......	2,21	0,892	0,889	+ 3	0,894	− 2
B., F....	2,89	0,766	0,750	+16	0,723	+43
B.......	3,78	0,625	0,657	−32	0,593	+32
F.......	4,13	0,618	0,637	−19	0,535	+83
B.......	4,78	0,475	0,612	−137	0,517	−42

Ce qui est extrêmement curieux, c'est qu'à Brienz et au sommet du Faulhorn les mêmes intensités correspondent aux mêmes épaisseurs, calculées à l'aide des pressions barométriques sans qu'on ait tenu compte de la vapeur d'eau, bien que la tension de la vapeur ait été en moyenne de 10^{mm} à Brienz et de $2^{mm},5$ seulement (4 fois moindre) au Faulhorn. Les courbes montrent d'ailleurs qu'il n'y a aucun rapport entre les intensités observées et les tensions f. Au Faulhorn, Kæmtz a trouvé le matin l'intensité 0,703 avec $f = 1^{mm}$, et le soir 0,826 avec $f = 4^{mm}$, pour la même hauteur du Soleil (14°,6). Il n'y a là aucune trace de cette forte absorption, due à la vapeur d'eau, qui a été observée par M. Violle.

Les observations faites le 13 et le 14 août 1841 sur le glacier de l'Aar ($B = 568^{mm}$, $f = 4^{mm},5$) sont résumées par la formule

$$I = 0,28 + 2,73\,(0,212)^{\varepsilon},$$

en supposant que le degré de l'actinomètre avait la même valeur en 1841 et en 1832, ce qui n'est pas démontré. Dans certains cas, Forbes a réduit l'intervalle des observations à trente secondes, et il a multiplié les résultats par le facteur empirique 2,224 pour les réduire à l'intervalle ordinaire de une minute; mais ce procédé offre peu de sûreté.

Citons encore les observations de Quetelet, qui a publié les résultats suivants [1]. Il observait toujours à midi, alternativement 1^m au soleil et 1^m à l'ombre; l'instrument était un actinomètre de Robinson (système Herschel). La première série embrasse sept années (1843-1849), la seconde onze années (1843-1853).

[1]) *Annuaire météorologique de la France pour* 1850 — *Météorologie de la Belgique*, Bruxelles, 1867.

Actinomètre à Bruxelles.

1843-49.	Moyennes.	Maxima.	Minima.
Janvier.	8,0	14,9	1,1
Février.	12,8	20,5	2,7
Mars.	15,2	21,0	9,2
Avril.	20,1	27,0	14,0
Mai.	21,4	30,2	12,1
Juin.	24,4	33,6	14,2
Juillet.	24,7	30,5	20,8
Août.	22,6	29,2	18,8
Septembre.	21,8	27,9	16,6
Octobre.	16,6	21,8	13,3
Novembre.	12,4	18,6	8,7
Décembre.	8,4	13,0	2,5
Année.	17,4	24,0	11,2

1843-53.	Actinomètre moy. obs.	Haut. moy. du Soleil	Actinomètre moy. calc.	Température.
Janvier.	8,4	18°	9,1	2°,0
Février.	13,6	26	14,3	3,8
Mars.	17,3	37	18,7	5,5
Avril.	20,5	49	21,9	9,0
Mai.	22,2	58	23,3	13,5
Juin.	24,7	62	24,0	17,2
Juillet.	24,4	61	23,7	18,2
Août.	23,2	53	22,6	17,8
Sept.	21,7	42	20,3	14,8
Octobre.	15,9	31	16,4	10,7
Novemb.	11,8	21	11,0	6,6
Décemb.	8,1	16	7,5	3,6
Année.	17,6	..	17,7	10,2

La colonne intitulée « moyennes calculées » renferme les nombres théoriques obtenus en prenant

$$A = 40,58, \qquad p = 0,6226,$$

et en calculant ε par la formule de Laplace, avec la hauteur moyenne du Soleil.

Les observations avaient été commencées à Bruxelles en 1842; mais on s'aperçut que l'actinomètre laissait échapper son liquide, et, lorsqu'on eut renouvelé ce dernier, la constante A se trouva changée. Les observations de 1842 avaient donné

$$A = 51,7 \quad \text{et} \quad p = 0,629.$$

Comme une division de l'actinomètre valait alors $4^{act},867 = 0^{cal},0354$, le nombre trouvé pour la constante A équivaut à $1^{cal},83$.

M. Quetelet avait encore effectué en 1842 plusieurs séries d'observations où la hauteur du Soleil variait considérablement. La série du 5 août est la meilleure; Quetelet l'a formée de moyennes obtenues en réunissant des observations très-voisines. Il a essayé de la représenter par la formule Ap^{ε} en prenant $A = 51,7$ et $p = 0,64$; mais on trouve ainsi des intensités beaucoup trop petites près de l'horizon. Voici cette série du 5 août 1842 : j'ai converti toutes les intensités en calories en les multipliant par 0,0354. Je mets en regard les intensités calculées par la formule de Quetelet

$$I = 1,83\,(0,64)^{\varepsilon}$$

et celles que donne la formule

$$I = 0,23 + 1,33 \left(\frac{2}{3}\right)^{\varepsilon}.$$

ε	Intensités observées.	Quetelet.	Differ.	Formule nouvelle.	Differ.
1,23	1,074	1,057	+ 17	1,038	+36
1,38	0,993	0,989	+ 3	0,990	+ 3
1,68	0,864	0,865	− 1	0,903	−39
2,45	0,725	0,612	+113	0,722	+ 3
4,17	0,511	0,283	+228	0,476	+ 35
14,69	0,198	0,003	+195	0,233	−35

D'après la nouvelle formule, l'intensité à la limite de l'atmosphère est égale à 1,56; ce nombre est évidemment trop petit, mais il représente bien les observations.

Une série du 16 juillet 1842 conduit à la formule

$$I = 0,425 + 2,36 (0,42)^{\varepsilon},$$

et les observations sont représentées comme il suit :

ε	Int. obs.	Calcul.	Diff.
1,15	1,296	1,295	+ 1
1,17	1,272	1,281	− 9
1,26	1,175	1,216	− 41
1,91	0,873	0,874	− 1
8,23	0,430	0,426	+ 4
18,08	0,082	0,425	− 343

M. de Gasparin a institué à Orange une série d'observations avec un actinomètre formé d'une sphère de cuivre mince peinte en noir de fumée, de $0^m,18$ de diamètre, au centre de laquelle était la boule d'un thermomètre. Au mois d'août 1852, il a trouvé pour la « faculté d'accumulation » de la chaleur solaire dans son instrument les nombres suivants :

A Versailles.	5,736
A Orange.	7,132
Au Grand-Saint-Bernard (2500m) . . .	13,267

Mais de pareils instruments ne sauraient donner des résultats susceptibles d'être soumis à un calcul rigoureux.

Les expériences anciennes, les plus précises parmi celles que l'on trouve généralement citées dans les Traités de Physique, sont encore celles de Pouillet (1837). M. Pouillet fit d'abord usage d'un thermomètre dont la boule était placée au centre d'une enceinte maintenue à la température de zéro et percée d'un trou par lequel arrivaient les rayons solaires ; mais il ne tarda pas à remplacer cet instrument par celui qui a reçu le nom de *pyrhéliomètre*.

Le *pyrhéliomètre* consiste en une boîte plate dont la surface antérieure, couverte de noir de fumée, est exposée au soleil ; on remplit cette boîte avec de l'eau distillée dans laquelle on plonge un thermomètre, et l'on observe l'élévation de la température. Un support spécial permet d'orienter l'instrument de manière qu'il reçoive normalement les rayons solaires sur la face noircie.

Voici comment procédait M. Pouillet. Il observait d'abord la variation du thermomètre pendant cinq minutes en protégeant l'instrument par un écran, puis il l'exposait pendant cinq minutes au soleil, et enfin il replaçait l'écran pendant cinq minutes, en suivant toujours la marche du thermomètre. En ajoutant au réchauffement constaté sous l'action directe du Soleil la moyenne des refroidissements observés avant et après, il obtenait l'effet total dû aux rayons solaires.

En discutant plusieurs séries d'expériences qu'il avait instituées à Paris de 1837 à 1838, M. Pouillet a trouvé pour le coefficient de transparence p les valeurs suivantes :

28 juin 1837	0,724
27 juillet	0,758
22 septembre	0,778
4 mai 1838	0,776
11 mai	0,789

Ces valeurs ont été obtenues en calculant ε à l'aide d'une formule qui donne des épaisseurs trop petites quand le soleil est bas ; on trouve des coefficients un peu plus forts en faisant usage des épaisseurs de Bouguer.

En multipliant l'échauffement observé par la valeur en eau du pyrhéliomètre, on a le nombre de calories reçues par la base circulaire de la boîte. Ce nombre étant rapporté à l'unité de surface et à l'unité de temps, M. Pouillet a trouvé, pour la constante solaire, $A = 1,7633$. C'est le nombre de calories que recevrait pendant une minute chaque centimètre carré d'une surface exposée normalement au soleil, si l'atmosphère n'exerçait aucune absorption. En appliquant aux mêmes observations la formule à deux termes, nous avons trouvé plus haut, en moyenne,

$$A_0 + A = 1,874.$$

M. A. Crova a fait observer que le nombre trouvé par Pouillet doit être trop faible, parce que le noir de fumée, appliqué sur une surface de métal poli, n'arrête qu'une partie des rayons réfléchis par cette surface, qui sont ainsi perdus pour l'instrument. Il est probable que le nombre en question doit être augmenté de moitié. Constatons seulement en passant que le résultat de Pouillet s'accorde avec celui que sir John Herschel obtenait à la même époque avec son actinomètre au Cap de Bonne-Espérance, et aussi avec le nombre obtenu en 1861 par Otto Hagen à Madère, avec un pyrhéliomètre de Pouillet. D'après ces observateurs, la quantité de chaleur que le Soleil verse sur la terre suffirait (si l'atmosphère n'existait pas) à faire fondre en une minute une couche de glace de $\frac{1}{4}$ de millimètre; l'épaisseur exacte de cette couche est :

D'après	Pouillet.	mm 0,243
»	Herschel.	0,272
»	Hagen.	0,264
»	Quetelet	0,252

Les mesures que M. Althans a faites, avec le pyrhéliomètre, en un point des environs de Bonn, paraissent avoir donné pour le rayonnement solaire un chiffre beaucoup plus élevé.

Quand l'air n'est pas calme, M. Pouillet recommande l'usage du *pyrhéliomètre à lentille*, où les rayons solaires sont concentrés sur la boîte par une large lentille ; mais il faut alors tenir compte de l'absorption exercée par le verre. MM. Bravais et Martins ont employé cet instrument pour les expériences comparatives qu'ils ont faites en 1844 sur le grand plateau du Mont-Blanc, dont l'altitude est de 3930^{m}, et à Chamounix (différence de niveau : 2890^{m}). Ces expériences ont de nouveau démontré que la radiation est plus intense au sommet des montagnes que dans la plaine. (Vingt ans plus tard, en 1864, M. Martins a encore entrepris des mesures comparatives de l'échauffement du sol au sommet du Pic-du-Midi et à Bagnères, et il est arrivé à des résultats analogues.)

Il faut pourtant dire ici que le pyrhéliomètre, qui n'est au fond qu'un thermomètre à gros réservoir, peut donner lieu à plus d'une critique. Nous avons déjà dit que le noir de fumée n'absorbe pas toute la chaleur qu'il reçoit ; mais l'inconvénient le plus grave est la lenteur avec laquelle la température de la face noire se communique à la masse d'eau enfermée dans la boîte. Pouillet recommande d'agiter l'instrument tout le temps, en le faisant tourner autour de son axe ; mais cette rotation ne suffit pas à vaincre l'adhésion de la couche d'eau en contact avec le métal, et dont la mauvaise conductibilité fait obstacle à la transmission rapide de la chaleur. Péclet a eu à surmonter une difficulté analogue dans ses expériences sur la conductibilité des métaux, et il a dû recourir à un système de brosses pour renouveler sans cesse la couche d'eau en contact avec ses plaques métalliques.

M. Crova et M. Violle insistent tous les deux sur cet inconvénient du pyrhéliomètre. « Le défaut le plus grave, dit M. Violle, si grave même qu'il doit faire renoncer entièrement à l'appareil, c'est que le thermomètre de l'instrument n'indique nullement la température de la surface exposée aux rayons solaires. Cela saute aux yeux dans toute expérience faite avec le pyrhéliomètre : que l'on expose, en effet, l'instrument au soleil pendant cinq minutes, en ayant soin d'agiter tout le temps, qu'on retire ensuite le pyrhéliomètre à l'ombre, et l'on verra le thermomètre monter encore pendant près d'une minute; quand ensuite on reviendra au soleil, on observera un retard analogue dans la marche du thermomètre. » M. Dufour a tenté de remédier à ce vice de l'appareil de la manière suivante : à la cinquième minute, l'instrument est ramené à l'ombre, la température continue à s'élever, et le maximum est atteint au bout d'une minute; alors on replace l'instrument quelques moments au soleil, de manière à le réchauffer d'environ 1 degré; puis on le retire à l'ombre, et l'on observe le refroidissement. Mais cette modification du procédé soulève plus d'une objection.

M. Tyndall et M. Crova ont évité, en partie, ces retards dans les indications du pyrhéliomètre, en remplaçant l'eau par du mercure dans une boîte d'acier.

VII. — RECHERCHES PLUS RÉCENTES.

De nouvelles expériences sur la radiation solaire ont été entreprises, depuis 1860, par M. Waterston, aux Indes ; par M. Ericsson, en Amérique ; par le R. P. Secchi, en Italie ; par M. Soret, M. Dufour et M. Frankland, en Suisse ; par M. Desains, M. Marié-Davy, M. Violle, M. Crova, en France, avec des actinomètres de natures diverses. En dehors des thermomètres conjugués de Montsouris et de la pile thermo-électrique, ce sont des actinomètres d'Herschel, des pyrhéliomètres, ou bien des instruments fondés sur le même principe que le premier appareil de M. Pouillet, c'est-à-dire des thermomètres à boule noire, placés à l'intérieur d'une double enveloppe cylindrique, noircie en dedans et maintenue à une température constante, soit par un courant d'eau, soit par une couche de glace pilée. Les rayons solaires sont admis par un diaphragme qui couvre l'ouverture antérieure du cylindre, tandis que l'ouverture opposée est fermée par une plaque de verre. On note l'excès de la température du thermomètre noir sur celle de l'enceinte.

Le P. Secchi a observé ainsi, à Rome, des excès de 11 à 14° ; il a constaté que, pour une même hauteur du Soleil, l'excès était moindre en été qu'en hiver, sans doute à cause de l'abondance plus grande des vapeurs atmosphériques. M. Waterston a noté des excès de 28°. Comme le P. Secchi, il a trouvé que l'excès observé était indépendant de la température de l'enceinte, résultat qui n'est point confirmé par les expériences de M. Violle.

De 1867 à 1869, M. J.-L. Soret (1) a exécuté de nombreuses mesures avec des actinomètres d'une construction analogue, à Genève et sur divers sommets des Alpes (Mont-Blanc, Breithorn, Faulhorn, etc.). Son « petit actinomètre » portatif se compose d'un tube de laiton de 35^{mm} de diamètre et de $0^{m},20$ de longueur, noirci intérieurement et entouré d'une enveloppe concentrique de fer-blanc, de 90^{mm} de diamètre. L'intervalle annulaire entre les deux cylindres, ainsi que l'espace qui sépare leurs fonds, est rempli de glace pilée ou de neige. L'extrémité ouverte est munie d'un diaphragme dont l'ouverture circulaire a 20^{mm} de diamètre. L'ensemble de l'appareil est porté par un axe horizontal (à angle droit avec l'axe des cylindres) qui, d'un côté, est formé d'un tube de laiton où passe la tige du thermomètre ; ce dernier a un réservoir sphérique d'environ 8^{mm} de diamètre, qui a été

(1) *Comptes rendus de la première session de l'Association française pour l'avancement des sciences* (1872).

verni au bitume, puis noirci à la flamme d'essence de térébenthine. Le « grand actinomètre » a plusieurs tubes parallèles et plusieurs thermomètres. Quand les observations sont faites à des altitudes très-différentes, M. Soret corrige les résultats de l'erreur due à l'inégale vitesse de refroidissement au contact de l'air sous des pressions différentes; la correction est déterminée par des expériences directes, en faisant dans le tube, préalablement fermé par une glace, un vide partiel; elle peut s'élever à 2 ou 3°, car M. Soret l'obtient (pour son appareil) en retranchant de l'excès de température T observé sous la pression B le produit

$$0,35\,\frac{760 - B}{1000}\,T.$$

Ainsi, le 21 juillet 1867, à 11h 30m, il avait noté, au sommet du Mont-Blanc, un excès de 21°,16; ramené à la pression de 760mm, cet excès n'est plus que de 18°,66. Enfin M. Soret le corrige pour la variation de la distance du Soleil, en le multipliant par le carré du rayon vecteur de la Terre, que donne la *Connaissance des Temps* pour le jour de l'observation, et il trouve 19°,26. Cette correction ne sera évidemment nécessaire que lorsqu'on voudra étudier les causes qui font varier l'intensité de la radiation dans le cours d'une année.

« En groupant, dit M. Soret, d'après le degré de tension de la vapeur d'eau, les observations faites (à Genève) pour des hauteurs du Soleil sensiblement égales, c'est-à-dire en réunissant toutes les observations correspondant à un état d'humidité de l'atmosphère compris entre certaines limites, et en prenant la moyenne, on obtient des chiffres d'autant plus forts que l'air est plus sec. »

M. Soret a constaté plus d'une fois que la radiation était plus forte par un temps sec que par un temps humide, quoique l'atmosphère fût plus transparente dans le second cas que dans le premier; comme le P. Secchi, il l'a trouvée plus intense en hiver qu'en été, à hauteur égale du Soleil, ce qui s'explique encore par la sécheresse relative de l'air pendant la saison froide et aussi par la rareté des poussières. Il en résulte qu'en hiver, quand l'air est pur, la radiation, vers le milieu du jour, est aussi forte qu'au mois de juin et de juillet, à la même heure, malgré la grande différence de hauteur du Soleil (1). Voici quelques chiffres qui le prouvent :

Genève.		Hauteur du Soleil.	T.	Vapeur d'eau.
		°	°	mm
11 juin 1867 ...	midi	67	15,66	10
10 juillet 1867..	1h 18m	61	16,31	...
16 juin 1868 ...	midi 48m	65	16,46	... (vent du N.)
25 juin 1869 ...	midi 46m	65,5	15,58	9
5 juillet 1869..	midi 48m	65	15,54	11
4 février 1868 .	1h 10m	26	15,39	3
4 mars 1869...	midi 2m	37,5	16,27	4 (vent du N.)

(1) M. Violle paraît avoir obtenu un résultat différent. « Sous nos latitudes, dit-il, une surface normale aux rayons gagne à un instant donné plus de chaleur en été qu'en hiver. »

Les maxima d'intensité de la radiation, surtout pendant l'été, correspondent en général à des journées exceptionnellement froides et sèches; on les observe, par exemple, pendant ou immédiatement après de forts vents du nord.

Souvent M. Soret a fait des mesures comparatives, en laissant d'abord les rayons solaires arriver librement sur le thermomètre, puis en les faisant passer au travers d'une couche d'eau de 6c. La *proportion* des rayons transmis par l'eau devait toujours être d'autant plus grande que le faisceau incident était moins riche en chaleur obscure : elle devait donc croître avec l'humidité de l'air qui arrête la chaleur obscure, et c'est en effet ce que M. Soret a généralement constaté.

Il a trouvé qu'à transparence égale de l'air la *transmissibilité* du faisceau solaire était plus grande quand la tension de la vapeur d'eau était plus considérable (comme l'a aussi observé M. Desains). Pourtant M. Soret ajoute que cette transmissibilité est notablement plus forte au milieu du jour que près du lever ou du coucher du Soleil. Ainsi, le 25 juillet 1868, au sommet du Faulhorn, il a trouvé, pour la proportion transmise (non corrigée de la perte due aux réflexions sur les parois de l'auge de verre), les chiffres suivants :

A	$5^h 0^m$	du matin...	0,506
	6.00	» ...	0,584
	10.30	» ...	0,608
	7.30	du soir....	0,441

Ce résultat (qui d'ailleurs n'est pas confirmé par les observations de M. Desains) s'explique difficilement, car la transmissibilité devrait être plus grande près de l'horizon, où les rayons sont tamisés par une couche d'air humide plus épaisse que celle qu'ils traversent vers le milieu du jour.

On a moins de peine à expliquer un autre résultat des observations de M. Soret. Contrairement aux assertions de J. Forbes, il a trouvé que, pour une même épaisseur atmosphérique, la radiation n'avait point la même intensité à toutes les altitudes : elle était toujours plus forte sur les montagnes que dans la plaine. Par exemple, au Théodule, pour une épaisseur $\varepsilon = 1,146$, on a trouvé $T = 16°,31$, tandis qu'à Genève, pour une épaisseur $\varepsilon = 1,050$, on a eu $T = 15°,58$, dans des conditions analogues, si ce n'est supérieures, sous le rapport de la pureté du ciel. Il s'ensuit qu'à épaisseur, ou plutôt à *masse* égale, les couches basses de l'atmosphère sont plus absorbantes que les couches élevées, parce qu'elles sont relativement plus humides et plus chargées d'impuretés.

En appliquant la formule $T = Ap^{\varepsilon}$ à ses observations, M. Soret a obtenu, pour la constante solaire A, des valeurs assez discordantes.

Ainsi trois des plus belles journées ont donné, à Genève :

Le 11 juin 1867.	$A = 17°,45$
Le 17 août 1867.	$A = 26,04$
Le 4 février 1868 . . .	$A = 20,44$

Plus d'une fois d'ailleurs M. Soret a trouvé dans la même journée une intensité très-différente le matin et le soir, pour une même hauteur du Soleil. Tout cela prouve que la diathermansie de l'atmosphère varie souvent assez brusquement. Mais il faut ajouter que le mode d'observation employé par M. Soret ne peut guère fournir que des résultats approchés.

Citons encore quelques chiffres obtenus sur les sommets des montagnes :

Stations.	Dates.	Heures.	T.
Glacier des Bossons (2600m)	4 juillet 1867	1h,14m	17,92
Mont-Blanc (4810m)........	21 juillet 1867	11h 26m	19,26
Théodule (3322m)........	21 juillet 1869	midi 6m	17,64
Id.	Id.	2h 14m	17,23
Id.	Id.	4h 34m	15,57
Breithorn (4170m).......	22 juillet 1869	midi	18,20

M. P. Desains, à son tour, a fait usage d'une pile thermo-électrique, enfermée dans un tube à double enveloppe et montée parallactiquement de manière que l'axe du tube suit le Soleil (1). Pour convertir les indications du thermo-multiplicateur en calories, on les compare à celles d'un thermomètre à boule noire, exposé au soleil dans les mêmes conditions. Les recherches de M. Desains, commencées en 1869 avec la collaboration de M. E. Branly et continuées plus tard par M. Desains seul, avaient

(1) *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences*, 1869, 1874 et 1875.

surtout pour but d'éclaircir le rôle de la vapeur d'eau dans l'absorption que les rayons solaires éprouvent en traversant l'atmosphère. Elles ont montré, une fois de plus, que la transmissibilité de ces rayons à travers l'eau et l'alun augmente lorsqu'ils ont déjà été tamisés par une épaisse couche d'air humide.

Les observations simultanées qui ont été faites, du 8 au 15 septembre 1869, à Lucerne et à l'hôtel du Righi-Culm, sont très-concluantes à cet égard. Au sommet du Righi (à 1450^{m} au-dessus du lac) la radiation était plus intense, mais les rayons étaient moins facilement transmis qu'à Lucerne. Le 13 septembre, par exemple, à $7^{h}45^{m}$ du matin, le soleil étant élevé de 20°, la déviation du galvanomètre était de 27°,2 sur la montagne, et de 22°,5 seulement au niveau du lac; ce qui donne pour le niveau inférieur une perte de 17 pour 100. Mais à travers une auge de verre qui renfermait une couche d'eau de 8^{mm}, les rayons passaient au Righi dans la proportion de 0,685, à Lucerne dans la proportion de 0,73. La tension de la vapeur d'eau atmosphérique était respectivement de $6^{mm},3$ et de $8^{mm},6$. A Lucerne comme à Paris, on a constaté, pendant l'été, que la transmissibilité des rayons était plus grande le matin qu'à midi. Le 13 septembre, on a trouvé 0,755 à $7^{h}30^{m}$ du matin, et 0,71 seulement à midi, avec une auge de 4^{mm}. En août la différence était plus forte, en octobre elle a paru s'effacer. La transmissibilité a varié, à Paris, entre 0,55 et 0,77.

Le spectroscope a confirmé ces variations de la composition des rayons solaires [1].

Voici quelques chiffres empruntés aux dernières publications de M. Desains. Dans la première colonne, on trouve les calories reçues, à midi, en une minute, par 1^{cq} d'une surface exposée normalement au soleil ; dans la seconde colonne, la proportion transmise à travers une auge de 8^{mm}.

	Calories.	Transmiss.
30 avril 1874........	1,23	»
5 juin 1874..........	1,10	0,66
22 juin 1874.........	1,29	0,70
4 juillet 1874.......	1,16	0,71
6 juillet 1874.......	1,09	0,69
24 août 1874.........	1,15	0,70
30 janvier 1875......	1,00	0,685
18 avril 1875........	1,16	0,66
20 avril 1875........	1,03	0,64
25 avril 1875........	1,22	0,63

Les observations du 25 avril 1875 forment une série très-régulière et très-symétrique, sans doute parce que la transmissibilité a relativement peu varié dans le cours de la journée (0,66 à $8^h 20^m$ du matin, 0,63 à midi, 0,695 à 5^h du soir). Calcu-

(1) Au mois de juillet 1876, M. Desains a constaté un jour une transmissibilité exceptionnelle, preuve qu'il y avait énormément de vapeur d'eau dans l'air, bien que le ciel fût d'un bleu très-pur. Le lendemain il y eut une pluie torrentielle.

lées par la formule de Pouillet, elles ont donné

$$p = 0{,}725 \quad \text{et} \quad A = 1{,}79;$$

cette valeur de A est confirmée par les résultats du 5 et du 22 juin 1874; mais d'autres journées ont donné des valeurs moindres, ce qui devait tenir à des brouillards invisibles.

M. Desains admet que la vapeur d'eau exerce sur la chaleur rayonnante la même absorption qu'une égale masse d'eau à l'état liquide, et il en conclut que les observations de ce genre permettront d'évaluer la quantité totale d'eau répandue dans l'atmosphère. Voyons si cet espoir est fondé.

D'après l'*Annuaire météorologique*, la tension de la vapeur a varié, à Paris, aux jours indiqués, entre $3^{mm},5$ et 10^{mm}; en moyenne, elle a été de 6^{mm}. Or, en supposant qu'au niveau de la mer on ait $f = 10^{mm}$, la quantité de vapeur suspendue dans l'atmosphère peut donner de 20^{mm} à 30^{mm} d'eau. Les tensions observées à Paris correspondent donc à une couche d'eau dont la hauteur est comprise entre 7^{mm} et 30^{mm}. C'est cette quantité d'eau qui, vaporisée, produit *une partie* de l'absorption que peut exercer une couche atmosphérique d'épaisseur $\varepsilon = 1$, absorption qui ne dépasse guère 30 pour 100. Or M. Desains a constaté une absorption de 30 à 37 pour 100 avec une auge contenant 8^{mm} d'eau; en retranchant la perte par réflexion, qui a dû être d'environ 10 pour 100, il reste une absorption de 20 à 27 pour 100. L'accord est suffisant.

Un actinomètre à pile thermo-électrique a été également construit pour l'Observatoire de Montsouris, où il est confié à M. Lescœur.

Les observations de M. Frankland ont été faites à Davos en 1873 avec un actinomètre analogue à celui de J. Herschel.

MM. W. Rœntgen et F. Exner ont mesuré l'intensité de la radiation solaire à l'aide d'un calorimètre à glace (1). Après avoir fait congeler l'eau contenue dans une petite cloche de verre sur laquelle est mastiqué un couvercle d'argent, noirci au noir de fumée, on expose la surface noircie aux rayons solaires; la fusion de la glace détermine la retraite d'une colonne d'eau dans un tube de verre horizontal, calibré et gradué, qui communique avec la cloche et la diminution du volume de la glace, indiquée par le mouvement de la colonne d'eau, fait connaître la quantité de chaleur absorbée. Le volume de 11^{gr} de glace pure étant presque exactement égal à 12^{cc}, il s'ensuit qu'une diminution de volume de 1^{cc} répond à la fusion de 11^{gr} de glace, qui suppose une consommation de 882^{cal}.

Cette méthode d'observation est en apparence très-simple; mais la couche d'eau liquide qui se forme sous le couvercle introduit des irrégularités dans les résultats. Le mouvement de la colonne d'eau est plus rapide au commencement de l'expé-

(1) *Bulletin de l'Académie des Sciences de Vienne*, février 1874.

rience qu'au bout de quelques minutes. Il est bien entendu que, pour éliminer l'influence de la chaleur de l'air ambiant, on observe alternativement au soleil et à l'ombre, et l'on prend la différence des chiffres notés. Voici un exemple de ces observations ; l'expérience a été faite à Strasbourg le 2 avril 1873, et commencée à 10^h du matin.

Première série :

Soleil. . .	77	76	76,5	div.
Ombre . .	47	48	49	»

Les moyennes sont 76,5 et 48, différence 28,5, et ce nombre correspond à $1^{cal},387$ par minute et par centimètre carré. Six séries consécutives ont ainsi donné :

1,387 1,246 1,110 1,144 1,153 1,207

On voit qu'au lieu d'augmenter graduellement à mesure que le soleil monte à l'horizon, l'effet diminue d'abord, et la marche des nombres ne devient régulière qu'à partir de la troisième série. A 5^h du soir, on a trouvé $0^{cal},384$ par minute. Le 29 juin suivant, on a eu (latitude 48°36′) :

	Observé.	Calculé.
A $6^h.30^m$	0,843	0,839
6.50	0,992	0,915
7.20	1,081	1,006
12.15	1,226	1,280

La deuxième colonne renferme les nombres que j'ai calculés à l'aide de la formule de Pouillet : 1,763 (0,75)[t]. Les auteurs prétendent que les nombres trouvés par eux sont beaucoup plus forts que ceux de Pouillet, notamment pour l'heure de midi ; on voit qu'il n'en est rien. L'observation directe avait donné à Pouillet, le 28 juin 1837, à midi, l'intensité 1,233 : c'est presque le même chiffre que ci-dessus.

VIII. — EXPÉRIENCES DE M. VIOLLE.

M. J. Violle a publié récemment les résultats d'expériences entreprises avec un actinomètre fondé sur le principe du premier appareil de Pouillet [1]. C'est un thermomètre dont la boule, préalablement noircie à la fumée d'une flamme de térébenthine, est exposée au soleil au centre d'une enceinte sphérique de cuivre, noircie en dedans, où le rayonnement pénètre par une ouverture tubulaire. Cette enceinte, entourée elle-même d'une seconde enveloppe polie sur sa face externe, est maintenue à une température constante : à cet effet, on fait circuler entre les deux parois un courant d'eau froide, ou bien on y entasse de la glace pilée ou du névé, suivant les circonstances. L'ouverture tubulaire par laquelle arrive le soleil est munie d'un diaphragme à trous de différentes grandeurs ; une autre ouver-

---

[1] *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences*, 1875, 1876. — *Annales de Chimie et de Physique*, mars 1877.

ture diamétralement opposée est fermée par un verre dépoli sur lequel se projette l'ombre du thermomètre quand la boule est exactement au centre de la double enceinte. Cette dernière repose sur un anneau, porté lui-même par quatre pieds, ce qui permet d'orienter l'appareil en quelques instants. Ajoutons que cet actinomètre peut se transporter facilement sur les cimes les plus élevées.

En 1874, M. Violle faisait usage de la méthode statique. Il se contentait de noter l'excès de la température du thermomètre noir sur celle de l'enceinte au moment où cet excès devenait stationnaire [1].

Voici les excès bruts, observés par M. Violle, à Grenoble, depuis le 8 mars 1874 jusqu'au 11 février 1875, à midi de chacun des trente-deux jours d'observation :

1874.	Excès.		Nombre des observ.	Moy.
8 - 22 mars	10°,4 à	11°,5	6	11°,1
25 - 30 avril	10,6	11,0	3	10,8
4 - 21 mai	10,6	11,5	5	11,1
11 - 23 juin	10,8	11,7	4	11,1
10 - 27 juillet	11,5	12,3	2	11,9
7 août - 5 septembre	10,8	12,3	7	11,7
27 - 28 janvier 1875	10,9	11,5	2	11,2
1 - 11 février	11,5	11,9	3	11,7
			32	11,3

[1] D'après le P. Secchi, l'excès serait indépendant de la température que l'on donne à l'enceinte; mais M. Violle a montré que l'excès diminue lorqu'on augmente cette température.

On voit que les excès constatés oscillent entre 10°,4 et 12°,3, et que les moyennes des mois diffèrent peu de la moyenne générale (11°,3).

M. Violle a exécuté plusieurs séries de mesures comparatives au sommet du Moucherotte (1906^m), qui se dresse à l'ouest de Grenoble, et au village de Seyssinet (213^m), qui est situé au pied de cette montagne escarpée. On trouve la discussion de ces expériences dans le Mémoire inséré aux *Annales de Chimie et de Physique*.

Au mois d'août 1875, M. Violle a fait l'ascension du Mont-Blanc, afin de déterminer, par des observations correspondantes faites au sommet et au pied de la montagne, l'influence des couches basses de l'atmosphère. Dans la matinée du 16, il a effectué, avec l'aide de M. Rigollot, une série de mesures à la cime du Mont-Blanc, pendant que M. Margottet observait au glacier des Bossons, et le lendemain on a répété l'expérience aux Grands-Mulets, à moitié chemin entre la cime et la station de M. Margottet. Voici la marche adoptée pour ces observations. Tous les tubes étant fermés, on lit d'abord la température stationnaire du thermomètre dont la boule est placée dans la double enceinte; puis on ouvre le tube d'admission, on suit la marche du thermomètre avec une montre à secondes jusqu'à ce que la température soit de nouveau devenue stationnaire, puis on arrête les rayons solaires, et l'on observe le refroidissement. Voici, par exemple, les moyennes des nombres notés au sommet du Mont-Blanc, le 16 août, vers $10^h 20^m$ du matin. Le temps t est compté à partir de l'ouverture ou de la fermeture du tube d'admission.

t	θ (échauff.).	θ' (refroid.).	$\theta + \theta'$.
m	°	°	°
0	0,0	18,0	18,0
5	14,9	3,0	17,9
10	17,6	0,6	18,2
15	17,9	0,1	18,0
20	18,0	0,0	18,0

On voit que la somme des températures θ et θ', notées après des temps égaux, est constante : le thermomètre se refroidit à l'ombre avec la même vitesse avec laquelle il s'échauffe au soleil. M. Violle a trouvé que les températures d'échauffement sont exactement représentées par la formule

$$\theta = 18^\circ\left(1 - e^{-0,36\,t}\right)$$

et les températures de refroidissement par la suivante :

$$\theta' = 18^\circ e^{-0,36\,t}.$$

Par conséquent, les vitesses d'échauffement et de refroidissement sont respectivement

$$u = 6^\circ,5 - 0,36\,\theta, \quad v = 0,36\,\theta'\,;$$

d'où il suit que, pour une même température $\theta = \theta'$, on aura

$$u + v = 6^\circ,5.$$

Cette somme représente effectivement la vitesse d'échauffement du thermomètre, corrigée du refroidissement qui correspond à la même température; elle représente donc l'action du Soleil, dégagée des effets du refroidissement incessant du thermomètre. En la multipliant par la valeur en eau de la boule du thermomètre, et en divisant par la section de cette boule, on obtient la quantité de chaleur reçue en une minute par 1 centimètre carré de surface (exposée normalement aux rayons du Soleil); cette quantité est $q = 2^{\mathrm{cal}},39$.

Les expériences faites aux Grands-Mulets et au glacier des Bossons ont donné des résultats analogues; seulement, le 17 août, les excès obtenus ont été moindres. On a eu :

		q.	Tempér.	f.	H.
Le 16 août, à $10^{h}22^{m}$.	Cime du Mont-Blanc ..	2,39	1°	1,0	20
	Glacier des Bossons . .	2,02	9,5	5,3	60
Le 17 août, à $10^{h}40^{m}$.	Grands-Mulets.........	2,06	7	4,0	54
	Glacier des Bossons ...	1,82	13	5,3	47

Ce sont, par conséquent, les observations du 16 qui représentent le mieux l'état normal de l'atmosphère ; ce jour-là d'ailleurs le ciel était superbe, et l'air absolument calme au sommet du Mont-Blanc comme à sa base. En définitive, la quantité de chaleur que reçoit, en une minute, 1 centimètre carré de surface à la limite de l'atmosphère est

$$q = 2,540,$$

nombre très-supérieur à celui de Pouillet.

Pour calculer la quantité de chaleur que reçoit l'unité de surface à une hauteur quelconque au-dessus du niveau de la mer, M. Violle emploie la formule

$$q = 2{,}54\left(0{,}946\right)^{\frac{B+hkf}{760}\varepsilon},$$

où $k = 0{,}148$ est un coefficient constant, h la distance verticale entre la station d'observation et le niveau de 10000^{m}, où la tension de la vapeur d'eau commence à devenir insensible, enfin f la tension *moyenne* dans la couche comprise entre les deux niveaux, en sorte que le produit hf représente le poids de la vapeur d'eau traversée par les rayons. On obtient cette tension moyenne par une interpolation. Cette partie du calcul est assez délicate, et ne laisse pas d'introduire un élément arbitraire. Quoi qu'il en soit, voici comment M. Violle calcule la chaleur que recevait, le 16 août 1875, vers $10^{h}\,30^{m}$ du matin ($\varepsilon = 1{,}26$), chaque centimètre carré d'une surface exposée normalement au soleil à diverses altitudes.

	Altitude.	B.	hkf.	Chaleur reçue.
Limite de l'atmosphère.	»	0	0	2,54
Cime du Mont-Blanc ...	4810	430	245	2,39
Grands-Mulets	3050	533	766	2,26
Glacier des Bossons....	1200	661	1900	2,02
Cote de Paris.........	60	758	3556	1,74

Paris ne recevait donc guère que les $\frac{2}{3}$ de la chaleur que lui envoyait le Soleil, et, dans l'absorption exercée par l'atmosphère, l'effet dû à la vapeur d'eau était environ 5 fois plus important que celui de l'air dans les couches basses de l'atmosphère ; mais ce résultat aurait besoin d'être confirmé par des observations plus nombreuses, car il ne repose en somme que sur une évaluation assez problématique de l'humidité moyenne des couches traversées. Je crois que les nombres observés pourraient être représentés par d'autres formules où l'influence de la vapeur d'eau serait moins accusée. Supposons, par exemple, que le 16 août la tension f soit donnée par l'équation

$$\log f = \log 9,2 - \frac{s}{5000},$$

où s est l'altitude ; on aura $f = 9^{mm}$ pour la cote de Paris, $5^{mm},3$ pour le glacier des Bossons, $2^{mm},26$ pour les Grands-Mulets, $1^{mm},0$ pour le Mont-Blanc. En faisant alors

$$q = 2,636\,(0,911)^{\frac{B+200f}{760}},$$

où f est cette fois la tension *actuelle*, on aura

	B.	200 f.	q.
Limite........	0	0	2,64
Mont-Blanc.....	430	200	2,39
Grands-Mulets...	533	452	2,26
Bossons........	661	1060	2,02
Paris..........	758	1800	1,78

et ici, l'effet dû à la vapeur d'eau, qui est représenté par le terme 200 f, dépasse à peine le double de celui de l'air. On peut d'ailleurs donner au coefficient de la tension f des valeurs plus petites, sans modifier beaucoup les valeurs des deux autres constantes de la formule. Pour les déterminer complétement, il eût fallu observer *simultanément* à trois niveaux différents.

Nous avons vu plus haut que la vitesse de refroidissement v du thermomètre était égale à $0,36\,\theta$ dans les expériences faites au sommet du Mont-Blanc. Au glacier des Bossons, on a trouvé, le même jour, $v = 0,40\,\theta$, et des expériences directes ont montré plus tard que la vitesse de refroidissement du même thermomètre dans le vide était égale à $0,22\,\theta$. On peut en conclure que sa vitesse d'échauffement dans le vide aurait été $u = 6°,55 - 0,22\,\theta$ au sommet du Mont-Blanc, et que l'excès stationnaire, observé dans le vide, aurait été

$$\theta = \frac{6°,55}{0,22} = 29°,8.$$

A la limite de l'atmosphère, l'excès dans le vide aurait été égal à 31°,6 en le supposant toujours proportionnel aux quantités de chaleur q reçues par le thermomètre. On trouve ainsi, pour les altitudes déjà considérées :

Limite de l'atmosphère. . . .	31°,6
Mont-Blanc	29,8
Grands-Mulets.	28,2
Bossons.	25,2
Paris	21,7

Ces expériences avaient encore un autre but : il s'agissait d'obtenir des données précises pour la détermination de la température du Soleil. M. Violle appelle *température effective* d'un corps incandescent celle qu'il devrait posséder, s'il était doué d'un pouvoir émissif égal à l'unité, pour émettre une quantité de chaleur précisément égale à celle qu'il émet réellement. Ainsi définie, la température effective du Soleil serait, d'après les expériences de M. Violle, d'environ 1500 ou 1600°; mais, comme le pouvoir émissif de la surface solaire est sans aucun doute beaucoup moindre, sa température véritable doit être plus élevée : M. Violle l'estime à environ 2500°.

Les calculs sur lesquels repose cette détermination sont fondés sur la loi de Dulong et Petit, d'après laquelle l'effet d'un rayonnement sur un thermomètre dépend d'une exponentielle qui a pour exposant la température de la source (¹). Cette loi n'a pas encore été vérifiée pour les températures très-élevées, mais elle doit en tous cas approcher beaucoup de la vérité. M. Violle a d'ailleurs entrepris des expériences spéciales qui la confirment indirectement.

Ces expériences ont été faites aux forges d'Allevard, où la coulée d'acier d'un four Martin-Siemens offrait une source de chaleur à haute température. « Je me suis trouvé à Allevard, dit M. Violle, à

(¹) α^x, où x est la température de la source et $\alpha = 1,0077$.

une époque où, en vue de la fabrication de ces énormes roues dont on munit maintenant les locomotives à grande vitesse, la coulée, qui se renouvelait toutes les douze heures, se pratiquait seulement en cinq ou six temps, employés chacun à remplir un moule de 500^{kg}. Le remplissage d'un pareil moule demandait environ 1^{m}30^{s}; je pouvais donc faire arriver sur l'actinomètre pendant un temps connu, une minute, la radiation de la veine liquide incandescente qui s'échappait verticalement d'un orifice placé au-dessus du moule. » Dans une de ces expériences, on a vu, par exemple, le thermomètre monter de 14°,4 à 15°,7, c'est-à-dire de 1°,3. Le calcul donne alors, pour la température effective de l'acier en fusion, $x = 1063°$. La température vraie du métal pouvant être évaluée à 1500°, on conclut de cette expérience que le pouvoir émissif de l'acier était à ce moment

$$\mathbf{E} = \frac{\alpha^{1063}}{\alpha^{1500}} = 0,037.$$

Une expérience analogue a donné pour la température effective d'une coulée de fonte du haut-fourneau d'Allevard $x = 832$, et, en adoptant le même pouvoir émissif, on trouve que la température véritable de la coulée était de 1300°, ce qui s'accorde bien avec les nombres trouvés par M. Grüner. Au soleil, le même thermomètre montait en une minute d'un peu plus de 4°; l'effet était donc 3 fois $\frac{1}{2}$ plus considérable que celui que produisait le rayonnement de la coulée d'acier; le calcul donne alors pour la température effective de la surface solaire $x = 1600$, c'est-à-dire le même nombre qui avait été conclu directement de la radiation solaire. Si maintenant nous admettons que la surface du Soleil rayonne comme un bain de métal en pleine fusion, nous trouvons pour sa température moyenne 2000° en nombre rond; mais le pouvoir émissif de cette surface doit être en réalité encore inférieur à 0,04, et l'on arrive alors à un chiffre compris entre 2000 et 3000°. M. Vicaire avait trouvé, par un raisonnement analogue, environ 1400°. Nous voilà, on le voit, bien loin de ces millions de degrés que plusieurs physiciens, entre autres M. Waterston et le P. Secchi, ont trouvés pour la température du Soleil.

IX. — RECHERCHES DE M. CROVA.

J'arrive maintenant aux mesures actinométriques que M. A. Crova poursuit depuis quelques années à Montpellier, et qui lui ont fourni la matière d'un important Mémoire (1). L'appareil dont il se sert est un gros thermomètre à alcool absolu, dont la boule a 4^c de diamètre et la tige 30^c de longueur. La boule a été d'abord argentée, puis recouverte

(1) *Mesure de l'intensité des radiations solaires*, par M. A. Crova. Paris, 1876; Gauthier-Villars.

d'une mince couche de cuivre rugueux et de noir de platine. Quelques gouttes de mercure que renferme la boule permettent d'introduire dans la tige un index de mercure par une manipulation facile à imaginer. La boule du thermomètre est placée au centre d'une enceinte sphérique en laiton, de 10^c de diamètre, polie à l'extérieur, noircie en dedans et munie, en face de la boule, d'un tube de bois qui porte deux écrans parallèles en plaqué d'argent, percés d'une ouverture de 3^c de diamètre. En limitant ainsi la largeur de l'ouverture d'admission, on évite la réflexion des rayons qui tomberaient sur la boule sous une incidence rasante, et l'absorption est plus complète. Un support spécial permet d'orienter l'appareil. On convertit les indications de l'actinomètre en unités de chaleur en le comparant à un pyrhéliomètre étalon dont la boîte est remplie de mercure.

M. Crova a fait une étude approfondie des diverses causes d'erreur avec lesquelles il faut compter lorsqu'on fait usage du pyrhéliomètre : mauvaise conductibilité de la couche d'eau qui adhère à la face antérieure de la boîte, diathermansie du noir de fumée, lequel est retraversé par les rayons qui se réfléchissent sur le métal de la boîte, d'où résulte une perte d'autant plus sensible que la radiation est plus riche en chaleur obscure, etc. C'est pour cela que M. Crova remplace l'eau par le mercure, comme l'avait déjà fait M. Tyndall, et qu'il recouvre la face antérieure de la boîte d'une couche de cuivre galvanoplastique à surface rugueuse, qu'on peut encore enfumer ensuite. On peut donc considérer les déterminations de M. Crova comme très-précises; son Mémoire sera consulté avec fruit par tous ceux qui voudront se livrer à des expériences actinométriques.

« La comparaison d'un grand nombre de séries m'a démontré, dit M. Crova, que les observations faites au milieu des villes populeuses sont souvent trop faibles et irrégulières; cet effet se produit surtout dans la matinée, quand les premières fumées commencent à s'élever des villes..... La direction du vent a une grande influence, parce qu'elle oriente dans des sens différents les fumées, les vapeurs et les poussières qui s'élèvent. » Heureusement la maison qu'habite M. Crova à Montpellier est très-favorablement placée : elle est située à la limite de la ville au nord-ouest et entourée de jardins; or le beau temps n'est durable à Montpellier que par les vents de nord-ouest; M. Crova n'était donc jamais gêné dans ses expériences par les émanations de la ville. Cependant, toutes les fois qu'il l'a pu, il a observé soit au bord de la mer, soit à la campagne, en faisant alors usage de l'appareil facilement transportable que nous avons déjà décrit.

L'appareil étant d'abord abrité par l'écran, la marche de l'index devient uniforme dès que l'instrument s'est mis à peu près en équilibre de température avec l'air. Si maintenant on enlève l'écran, l'index ne se met pas aussitôt en mouvement; le

Soleil échauffe d'abord l'enveloppe de la boule, et ce n'est qu'au bout de quelques secondes que la chaleur commence à pénétrer à l'intérieur. La marche de l'index s'accélère dès lors, et au bout d'un certain nombre de secondes elle a pris un régime uniforme ; c'est alors qu'on peut mesurer le réchauffement pendant une minute. De même, quand on a intercepté les rayons solaires, l'index ne s'arrête pas tout de suite : il continue d'abord à monter, puis sa marche se ralentit, se renverse et au bout d'une demi-minute devient uniforme, au moins pour un certain temps. Voici donc comment doit se faire l'observation. Dès que l'instrument a pris à peu près la température de l'air, on l'observe à l'ombre pendant une première minute ; puis on écarte l'écran. On attend une minute, et l'on note le réchauffement qu'il subit pendant la *troisième* minute. L'écran étant replacé, on attend encore une minute, et l'on note le refroidissement pendant la *cinquième* minute. On obtient ainsi des nombres très-réguliers.

M. Crova, comme M. Forbes, se plaint de l'extrême rareté des journées pendant lesquelles l'air est calme et le ciel d'un bleu pur. Très-souvent, il a fallu abandonner des séries commencées sous les auspices les plus favorables, et interrompues soit par un changement de temps, soit par un simple voile blanc qui paraissait sur le ciel et qui diminuait sensiblement la radiation. William Herschel, lui aussi, disait qu'une année pendant laquelle on avait rencontré cent heures de temps parfaitement beau était une bonne année, astronomiquement parlant. Le cyanomètre, le polariscope, permettent de juger de la pureté de l'air. M. Crova a trouvé aussi qu'un double verre jaune, qui éteint la couleur bleue du ciel, permet de voir les plus légers cirrhus se détachant sur un fond presque noir.

Pendant les rares journées vraiment belles [1], M. Crova a multiplié les mesures, afin de tracer les courbes horaires des intensités de la lumière. Ces courbes sont généralement plus régulières l'après-midi que dans la matinée; le maximum arrive avant midi. Cela tient évidemment à la marche de l'évaporation. Pendant l'hiver, on rencontre des courbes plus symétriques, sans doute à cause de la sécheresse de l'air.

M. Crova reproduit trois séries d'observations obtenues dans de bonnes conditions. Celles du 8 janvier 1875 ont été faites à Montpellier, avec un pyrhéliomètre à eau; celles du 4 janvier 1876 aussi à Montpellier, mais avec l'actinomètre à alcool; celles du 5 octobre 1875, à Palavas, au bord de la mer, avec le même instrument. L'atmosphère

[1] A Montpellier, d'après M. Crova, c'est surtout au commencement de janvier et vers la fin de l'automne que l'on peut espérer des journées favorables à ce genre d'observations. Les courbes horaires présentent alors une remarquable symétrie, grâce sans doute à la sécheresse de l'air et de la terre à cette époque.

était, ce jour-là, d'une limpidité extraordinaire ; cependant la série est inférieure aux deux autres.

Voici d'abord les observations du 4 janvier 1876, la série la plus régulière. Pour abréger, je formerai des moyennes en réunissant ensemble les nombres qui correspondent à des épaisseurs très-peu différentes. Je place en regard des intensités observées :

1° Les nombres que j'ai calculés à l'aide de la formule

$$I = 0,718 + 1,525 \left(\frac{2}{3}\right)^{\varepsilon};$$

2° Ceux que donne la formule

$$I = 1,694\,(0,887)^{\varepsilon}.$$

Épaiss.	Obs.	1re formule.	Écart.	2e formule.	Écart.
2,50	1,279	1,271	+8	1,255	+24
2,75	1,220	1,218	+2	1,218	+ 2
3,00	1,161	1,170	−9	1,182	−21
4,00	1,026	1,019	+7	1,049	−23
4,60	0,950	0,954	−4	0,976	−26
5,40	0,891	0,889	+2	0,887	+ 4
6,10	0,843	0,846	−3	0,815	+28

La première formule donne 2,243 pour l'intensité primitive des rayons, et 1,735 pour l'intensité transmise verticalement par l'atmosphère ($\varepsilon = 1$) : elle représente les 0,77 de l'intensité primitive.

La série du 8 janvier 1875 est moins régulière, car vers midi la radiation s'est brusquement affaiblie, comme le montrent les chiffres suivants :

	Épaisseur.	Intensité.
10h.43m	2,77	1,079
11.23	2,53	1,088
12.53	2,54	1,060

Ici je n'ai réuni ensemble que les deux observations qui correspondent à des épaisseurs voisines de 3,4, et les deux qui correspondent à 5,9 et 6,1. Je place en regard les résultats du calcul fait :

1° A l'aide de la formule

$$I = 0,488 + 1,7\left(\frac{2}{3}\right)^{\varepsilon};$$

2° Par la formule

$$I = 1,653\,(0,847)^{\varepsilon};$$

3° Par la suivante :

$$I = \frac{5}{2 + \varepsilon}.$$

			Écarts des formules		
Épaiss.	Obs.	1re formule.	1re.	2e.	3e.
2,53	1,088	1,098	—10	+ 1	—16
2,54	1,060	1,096	—36	—25	—41
2,77	1,079	1,041	+38	+34	+31
3,4	0,937	0,916	+21	— 5	+11
4,1	0,795	0,810	—15	—44	—25
5,5	0,666	0,670	— 4	+ 1	— 1
6,0	0,628	0,638	—10	+16	+ 3

On trouve encore dans le Mémoire de M. Crova vingt-sept déterminations de l'intensité calorifique du Soleil à midi vrai, obtenues dans les différents mois de l'année 1875. Voici quelques-uns des nombres observés :

	Intensité.	ε.
Montpellier, 8 janvier......	1,09	2,76
» 6 février......	1,13	2,15
» 29 mars........	1,30	1,30
» 15 avril........	1,34	1,22
» 5 mai.........	1,51	1,13
» 13 mai.........	1,19	1,11
» 10 juillet.......	1,28	1,09
Gignac, 4 septembre......	1,17	1,25
Palavas, 5 octobre.......	1,27	1,58
Montpellier, 25 octobre....	1,33	1,89
Palavas, 16 novembre.....	1,15	2,40
Montpellier, 31 décembre..	1,15	2,83

On voit que la radiation atteint son maximum au mois de mai, et qu'elle a été plus faible au mois de juillet qu'au mois de mars ou d'avril, malgré l'élévation plus grande du Soleil. Au commencement de septembre, la radiation s'affaiblit encore d'une manière très-frappante, quoique le ciel ait été d'une grande pureté pendant les observations ; ce minimum a précédé les pluies torrentielles du 11 au 14 septembre. Au mois d'octobre, au contraire, la radiation se relève d'une manière remarquable.

M. Crova conclut de l'examen de la courbe qui représente ses observations qu'il y a une certaine analogie entre les variations annuelles et les variations diurnes de la radiation. La courbe des variations diurnes, dit-il, n'est pas symétrique par rapport au midi vrai et présente un maximum avant ce moment; de même celle des variations annuelles offre un maximum avant le solstice d'été. Ces particularités tiennent sans doute à la tension variable de la vapeur d'eau, qui atteint généralement son maximum au mois de juillet. (M. Crova ne donne pas cette tension, il ne donne que l'humidité *relative* ou l'état hygrométrique de l'air, ce qui n'est pas la même chose.)

Voici enfin comment M. Crova a établi les résultats comparatifs des mesures faites pendant les deux journées normales du 4 janvier et du 11 juillet 1876. Il a obtenu la quantité totale de chaleur versée par le Soleil dans le cours de la journée en pesant l'aire de la courbe horaire tracée sur une feuille de papier; puis il a construit, pour les mêmes jours, les courbes qui représentent la force verticale du Soleil, c'est-à-dire les calories reçues par une surface horizontale, en multipliant les données de l'observation par $\cos z$, et il a évalué de même l'aire de ces courbes. Le 11 juillet, l'observation a été faite près de la plage de Palavas. Voici les résultats :

	Durée du jour.	Force normale.	Force verticale.
4 janvier....	9^h	535,0	161,2
11 juillet ...	15	876,4	574,1
Rapport...........		0,61	0,28

Le 4 janvier, le maximum de l'insolation normale a été de $1^{cal},29$ par minute et par centimètre carré (de 0,53 pour la force verticale); le 11 juillet le maximum a été de $1^{cal},21$ (de 1,10 pour la force verticale).

X. — OBSERVATIONS DE MONTSOURIS.

A Montsouris, comme je l'ai déjà dit, on emploie un actinomètre à thermomètres conjugués. Ce sont deux thermomètres dans le vide, l'un à boule noire, l'autre à boule transparente, accouplés sur le même support, et c'est la différence de leurs indications qui mesure la force du Soleil. Les observations sont représentées par la formule Ap^{ε}, en prenant pour ε l'épaisseur atmosphérique calculée par la formule de Pouillet. En choisissant, parmi les données recueillies dans le cours de deux années, celles qui avaient été obtenues par des temps clairs, à ciel bleu et sans nuages, on a trouvé, par neuf observations concordantes,

$$p = 0,875, \quad A = 17^{\circ},0.$$

L'appareil marquerait donc $17^{\circ},0$ en dehors des limites de l'atmosphère. Pour éliminer cette constante, qui varie avec chaque appareil particulier, on ramène toutes les observations à une mesure commune en les multipliant par le facteur constant $\frac{100}{17}$. On obtient ainsi des *degrés actino-*

métriques correpondant à la formule

$$\theta = 100^{\circ} (0,875)^{\varepsilon},$$

qui suppose que l'instrument marque 100° à la limite de l'atmosphère.

Pour chaque nouvel instrument, la constante A peut être déterminée directement, ou bien (ce qui évidemment vaut mieux) par comparaison avec l'actinomètre étalon de Montsouris. Un certain nombre de ces comparaisons ont été déjà faites soit à la demande de météorologistes (MM. Alluard, Fines, général de Nansouty, R. P. Larcher, Risler), soit pour les Sociétés d'agriculture. On réduit ensuite les observations en multipliant la différence des thermomètres par le facteur $\frac{100}{A}$, propre à chaque instrument ; on pourrait aussi employer des échelles qui dispenseraient de toute réduction et donneraient directement le *degré* actinométrique.

La valeur élevée du coefficient de transparence thermique (0,875) peut s'expliquer de deux manières : 1° il est probable que les thermomètres dans le vide mesurent principalement la chaleur lumineuse du Soleil, l'enveloppe extérieure de verre arrêtant les rayons de chaleur obscure ; 2° les thermomètres n'étant pas abrités contre la lumière diffuse du jour, l'intensité de la radiation diminue moins vite avec la hauteur du Soleil que lorsqu'on mesure seulement la force des rayons directs. Nous avons déjà vu, en effet (p. 38), que la lumière totale qui est représentée par la somme C + I peut s'exprimer par la formule Ap^{ε}, en prenant pour les constantes A et p des chiffres plus élevés que lorsqu'il s'agit d'exprimer seulement la force normale I des rayons directs.

Dans l'*Annuaire* pour 1875, on trouve (p. 262) une série d'observations comparatives des thermomètres conjugués et d'un actinomètre Secchi (fermé par une glace), qui ont donné, pour les premiers, $A = 17^{\circ},0$ et $p = 0,83$; pour le second, $A = 15^{\circ},6$ et $p = 0,80$.

L'*Annuaire* de Montsouris donne, pour chaque jour, la moyenne des observations de 6^h et 9^h du matin, midi, 3^h et 9^h du soir [1]. Cette moyenne varie beaucoup d'un jour à l'autre, selon l'état de l'atmosphère. Voici quelques chiffres empruntés à l'*Annuaire* :

	Moyennes.
9 juin 1876	23,3
10 »	19,2
11 »	37,3
12 »	77,3

Le même *Annuaire* renferme les Tables calculées par M. Descroix qui donnent, pour les diverses latitudes de la France, de dix jours en dix jours, 1° les degrés actinométriques pour l'heure de midi,

---

(1) La vraie moyenne diurne s'obtiendrait en divisant la somme des observations trihoraires par 8.

2° les degrés actinométriques moyens. Ces Tables ont été calculées avec la valeur du coefficient p qui avait été déduite des observations ($p = 0,875$), en adoptant pour les épaisseurs ε les nombres de M. Pouillet. Elles permettent de comparer les résultats de chaque année avec les données théoriques qui correspondent à un ciel parfaitement pur. Voici les moyennes annuelles, déduites de quatre années d'observations. On a mis dans la dernière colonne les moyennes calculées, pour la latitude de Paris, dans l'hypothèse d'une atmosphère parfaitement pure.

Mois.	1872-73	1873-74	1874-75	1875-76	Moyennes. 1872-76	Calculé.
Octob..	17°,8	19°,3	23°,8	19°,4	20°,1	43°,3
Nov...	9,2	14,0	13,8	12,4	12,4	36,1
Déc....	10,7	9,1	9,2	8,6	9,4	31,3
Janvier	14,2	12,8	11,7	13,1	13,0	34,4
Février	12,6	17,5	15,2	15,8	15,3	41,1
Mars...	25,5	28,1	24,7	25,8	26,0	51,1
Avril..	30,3	38,4	41,6	39,7	37,5	66,7
Mai...	45,2	46,5	46,9	46,2	46,2	74,3
Juin...	46,6	52,2	45,3	48,6	48,2	76,7
Juillet.	54,9	51,3	45,9	50,6	50,7	75,6
Août..	44,4	42,3	37,8	40,1	41,1	69,9
Sept...	31,0	31,5	34,7	30,0	31,8	57,2
Année.	28,5	30,2	29,2	29,2	29,3	54,8

On voit que les moyennes annuelles dépassent à peine la moitié de la moyenne calculée *a priori*. Sous le climat de Paris, les nuages arrêtent donc près de la moitié des rayons que le Soleil nous enverrait, si l'atmosphère était toujours pure. Les mois les plus clairs sont les mois de mai, de juin et de juillet, où le degré actinométrique *moyen* atteint ou dépasse parfois les 0,7 du degré moyen calculé.

Il est bien entendu que, par des temps clairs, le degré observé est souvent égal au degré calculé; il peut même le dépasser. Ainsi, le 1er mai 1874, l'actinomètre de Montsouris marquait à midi 95°,8, tandis que, d'après les Tables, le maximum qui correspond à cette date est 85°,3. « L'air était transparent, dit l'*Annuaire;* mais, bien qu'aucun nuage ne voilât le soleil, le ciel était à moitié couvert de cumulus; ces nuages nous renvoyaient 12 pour 100 des rayons interceptés par eux au détriment des lieux qu'ils couvraient de leur ombre. » Néanmoins la moyenne des cinq observations du même jour n'est que de 42°,3 au lieu de 71°,7.

Le rapport de l'éclairement observé à l'éclairement théorique fournit une mesure de la sérénité du ciel. Il est intéressant de comparer le degré de sérénité qui résulte des observations actinométriques avec les nombres qu'on obtient en retranchant de l'unité les fractions qui représentent le « degré de nébulosité » apprécié directement. Pour avoir le degré de nébulosité correspondant aux moyennes actinométriques, nous avons pris les moyennes des chiffres qui expriment la nébulosité à 6^h et 9^h du matin, à midi et à 3^h et 6^h du soir (p. 357 de l'*Annuaire*). La dernière colonne renferme les tensions de la vapeur d'eau.

SÉRÉNITÉ EN CENTIÈMES.

	Actinomètre.	Observation directe.	f
			mm
Octobre 1875....	45	22	7,9
Novembre.......	35	15	6,2
Décembre.....	28	19	5,2
Janvier 1876.....	39	36	4,4
Février......	38	15	5,9
Mars..........	50	21	5,9
Avril...........	60	39	6,3
Mai...........	62	48	6,1
Juin...........	64	34	9,3
Juillet.........	67	51	10,9
Août..........	57	49	10,6
Septembre......	53	24	10,0
Année......	50	31	7,4

On voit que le degré de sérénité qui résulte des tableaux actinométriques est toujours supérieur à celui qui se déduit de la nébulosité estimée directement C'est que la lumière diffuse et celle qui est réfléchie par les nuages entrent pour une forte proportion dans l'éclairement ; il se perd beaucoup moins de lumière qu'on ne le croirait d'après l'état du ciel. C'est du reste ainsi que l'éclairage des rues dépend en grande partie de la présence des maisons dont les murs diffusent la lumière des becs de gaz. On remarquera que la sérénité est sensiblement plus *grande* pendant la saison chaude, où la tension de la vapeur atteint son maximum.

XI. — CONCLUSIONS.

Il résulte avec évidence de toutes ces recherches que l'intensité calorifique de la radiation aux limites de l'atmosphère ne saurait être déterminée avec certitude à l'aide des observations qui ont été faites jusqu'à ce jour, car le résultat dépend essentiellement de la manière dont ces observations sont soumises au calcul. La formule de Bouguer, appliquée aux observations de Pouillet, ou à celles de Quetelet, ou encore à celles de M. Crova, donne toujours, à peu près, $A = 1,75$, tandis que la formule qui contient les deux constantes A et A_0 donne pour la somme $A + A_0$ des nombres qui le plus souvent sont supérieurs à 2,0. D'un autre côté, M. Violle a trouvé $A = 2,54$ en introduisant dans la formule de Bouguer la tension de la vapeur d'eau, et Forbes a trouvé $A + A_0 = 2,8$.

Si nous adoptons le nombre de $2^{\text{cal}},54$ par minute et par centimètre carré, on trouve la somme de chaleur que la Terre reçoit du Soleil pendant une année en multipliant 2,54 par le nombre de minutes contenues dans une année et par la section du faisceau cylindrique qui enveloppe la Terre, c'est-à-dire par l'aire d'un grand cercle, qui est égale au quart de la surface du globe ; cette surface étant de 509 millions de kilomètres carrés, le produit cherché est égal à

$$2,54 \times 525\,960 \times \tfrac{1}{4}\,509 \times 10^{16} = 17 \times 10^{23} \text{ calor.}$$

Cette chaleur suffirait à faire fondre une couche de glace de 42^m d'épaisseur enveloppant toute la Terre.

Le coefficient de transparence moyen, c'est-à-dire la fraction de l'intensité primitive que l'atmosphère transmet, dans la direction verticale, jusqu'au niveau de la mer, varie entre 0,5 et 0,8, suivant la méthode d'observation, et suivant la manière dont on fait le calcul. Si l'on tient compte de la lumière diffuse, cette fraction peut s'élever à 0,95.

Ces résultats reposent sur l'observation des effets calorifiques de la radiation solaire. J'ai rapporté tout ce qui concerne les effets chimiques de la lumière dans l'étude sur les *Radiations chimiques du Soleil;* on y verra que le coefficient de transparence est plus faible pour les rayons appartenant à la région violette du spectre et pour les rayons chimiques obscurs, comme il est très-faible aussi pour la chaleur obscure.

Pour la lumière proprement dite, Bouguer avait trouvé $p = 0{,}8123$ par des expériences photométriques directes. Ainsi, le 23 novembre 1725, il avait comparé l'éclat de la Lune à celui d'une source terrestre en exposant à leurs rayons les deux moitiés d'un écran translucide, et en cherchant la distance où il fallait placer la source terrestre pour avoir des deux côtés le même degré d'illumination. La Lune étant élevée de $66^\circ\ 11'$, son éclat égalait celui de quatre bougies de cire, placées à une distance de 41^{pi} de l'écran; lorsqu'elle n'était plus qu'à $19° 16'$ de l'horizon, elle égalait encore quatre bougies, éloignées de 50^{pi}. Les intensités étant en raison inverse du carré des distances, il s'ensuit que l'éclat de la Lune avait diminué dans le rapport de 2500 à 1681, et, en appliquant à ces données la formule de Bouguer, on trouve $p = 0,815$. En moyenne, Bouguer trouve $p = 0,8123$.

A Montsouris, M. Trépied a fait quelques expériences sur la transparence optique de l'atmosphère à l'aide du photomètre d'Arago, instrument fondé sur les propriétés de la lumière polarisée, qui permet de comparer l'éclat d'une étoile à l'éclairement des parties voisines du ciel. En choisissant quelques nuits pendant lesquelles le ciel était resté assez longtemps d'une pureté uniforme, M. Trépied a trouvé, par la comparaison des intensités photométriques d'une même étoile observée à des hauteurs différentes, les valeurs suivantes du coefficient de transparence :

16 déc. 1875	$p = 0,88$	15 janv. 1876	$p = 0,73$
18 —	0,88	20 »	$p = 0,70$
		24 »	$p = 0,85$
		29 »	$p = 0,80$

On emploie aussi, à l'Observatoire de Montsouris, l'actinomètre à pile thermo-électrique, ainsi que le cyanomètre polarisant d'Arago, qui permet de mesurer le degré de pureté de l'atmosphère par l'intensité de la couleur bleue du ciel;

mais les résultats de ces recherches n'ont pas encore été publiés.

Comme ce sont les rayons visibles du spectre qui déterminent la nutrition aérienne des plantes, l'observation *photométrique* de l'éclat variable du Soleil aurait une grande importance au point de vue de la climatologie.

L'unité de mesure serait fournie, dans ce cas, par une lumière d'intensité optique constante, à laquelle on comparerait la source variable. On obtient une lumière constante par la flamme d'un gaz de composition invariable qui s'écoule d'une ouverture de grandeur fixe sous une pression toujours la même. C'est ce moyen qui a été employé par M. Zœllner pour évaluer en mesure absolue l'éclat des étoiles [1]. On pourrait de la même manière déterminer l'éclat du Soleil et en conclure l'énergie changeante de son action sur les plantes.

J'ai rapporté ailleurs (*Radiations chimiques*, p. 39-42) les expériences par lesquelles MM. Bunsen et Roscoe ont tenté d'apprécier les variations de l'intensité optique de la lumière diffuse du ciel.

Malheureusement ce genre de recherches est encore fort délaissé. On peut mentionner, comme se rapportant au même sujet, les expériences que H.-B. de Saussure a faites (1789) au moyen de son *diaphanomètre*. Ce sont deux disques

---

(1) *Grundzüge einer allgemeinen Photometrie des Himmels*, von Dr Zöllner. Berlin, 1861, in-4°.

noirs de diamètres très-différents (2^{po} et 2^{pi}), collés au centre de disques blancs beaucoup plus larges. On mesure les distances où les deux taches noires, dont les diamètres sont dans le rapport de 1 : 12, cessent d'être distinguées à l'œil nu. Sans l'atmosphère, ces distances seraient également dans le rapport de 1 : 12 (c'est du moins ce que l'on suppose) ; mais en réalité la distance où disparaît la plus grande des deux taches est diminuée par l'affaiblissement que subit la lumière dans la couche d'air interposée. Dans une expérience, les deux distances furent, par exemple, de 314 et de 3588^{pi}, c'est-à-dire comme 1 : 11,427.

Si nous désignons par p le coefficient de transparence rapporté au kilomètre comme unité de chemin, un trajet de 3274^{pi} (1060^{m}) devait affaiblir la lumière dans le rapport de $1 : p^{1,06}$, et cet affaiblissement était compensé par un rapprochement qui augmentait la lumière, non pas dans le rapport de 11,427 : 12, comme le veut Kæmtz, mais dans le rapport de $(11,427)^2 : 12^2$, qui est celui des surfaces apparentes, comme l'admet Aug. Beer [1]. On tire de là $p = 0,912$. En discutant de la même manière les expériences que H. Schlagintweit a faites, avec cet appareil, dans les Alpes tyroliennes à des altitudes de 750 et de 3900^{m}, on trouve, pour ces deux niveaux, $p = 0,730$ et $p = 0,9954$.

---

[1] *Grundriss des photometr. Calculs*, 1854.

Mais, comme l'a fait remarquer M. Wild, on néglige ici la dilatation de la pupille s'accommodant à la vision des objets éloignés. M. Wild a constaté, par une expérience directe, que, pour des distances de 200 et 2000^{pi}, le diamètre de la pupille était respectivement de $2^{mm},4$ et de 3^{mm}, et il admet que cette dilatation augmente la lumière reçue par l'œil dans le rapport de $(24)^2:(30)^2$. Il trouve ainsi, pour l'altitude de 750^m, $p=0,367$ au lieu de 0,730. On voit qu'en tous cas la méthode de Saussure ne saurait conduire à des résultats dignes de confiance.

Plus récemment M. A. de la Rive a cherché la solution du problème dans une autre voie; il a comparé, par des procédés photométriques, l'éclat apparent de deux surfaces inégalement éloignées. M. Wild a fait, de son côté, des expériences de ce genre à Berne, de 1866 à 1868. Deux cadres, de $0^m,6$ et de $1^m,2$ de côté, étaient recouverts de papier blanc et placés, l'un à 6^m de distance, l'autre d'abord à 6^m, puis à 21^m, à 36^m, et ainsi de suite; en comparant l'éclat intrinsèque des deux surfaces, au moyen d'un photomètre polarisant, on a trouvé $p=0,020$. En répétant l'expérience avec des verres rouges et bleus, M. Wild a constaté que les rayons bleus étaient beaucoup plus affaiblis que les rouges.

M. Wild a encore comparé l'éclat des deux moitiés d'un disque de papier transparent, éclairé par la lumière diffuse du jour, en les regardant à travers deux tubes fermés par des glaces, et contenant, l'un de l'air à la pression ordinaire d'environ 720^{mm}, l'autre de l'air raréfié. Plusieurs comparaisons de ce genre ont donné pour le coefficient de transparence p, rapporté au mètre et à la pression de 720^{mm}, des valeurs comprises entre 0,987 et 0,997, selon la pureté de l'air employé ; rapportées au kilomètre, ces valeurs de p varient entre 0,000 et 0,056. En traversant 1^{m} d'air ordinaire, la lumière éprouve donc une absorption de 0,3 à 1,3 pour 100, et un trajet de 1^{km} dans les couches voisines du sol l'éteint presque complétement. Cette énorme absorption est due *principalement aux poussières* que l'air tient en suspension ; c'est ce qui explique pourquoi l'air devient moins translucide dès qu'il est agité. Enfin de l'air sec et *très-pur* absorbe moins de lumière que de l'air saturé de vapeur ; d'où il suit que la transparence exceptionnelle de l'atmosphère après une forte pluie est due tout simplement à la suppression des poussières et non à une influence spéciale de l'humidité. Le rôle des poussières est encore plus nettement accusé dans les expériences que M. Wild a faites sur la transparence de l'eau.

Les moyens par lesquels on pourrait étudier la transparence de l'atmosphère et l'intensité optique des rayons solaires sont très-variés ; espérons que ces études finiront par être comprises dans le programme des observatoires météorologiques.

TABLE DES MATIÈRES.

823 Paris. — Imprimerie de GAUTHIER-VILLARS, quai des Augustins, 55.