

Études climatologiques.

Par

DEZYDERY SZYMKIEWICZ.

XXI. Sur le bilan d'énergie chez les végétaux des montagnes.

Le bilan d'énergie chez les végétaux dépend surtout du rayonnement qui tombe sur eux et de celui qui est émis par eux. La part de la chaleur engendrée par la respiration y est minime. Ce bilan est surtout intéressant dans les montagnes, où les conditions du rayonnement sont très spéciales. Dans la présente étude, je m'occuperai de cette question, qui n'a pas encore été traitée à fond.

On doit tenir compte, dans cette étude, de toutes les sortes du rayonnement. Seul le rayonnement ultra-pénétrant peut être négligé à cause de son énergie très faible. Nous avons donc à faire ici avec trois sortes de rayonnement venant d'en haut: 1) rayonnement solaire direct, composé d'ondes courtes ($\lambda < 3 \mu$); 2) rayonnement solaire diffus, composé également d'ondes courtes et 3) rayonnement propre de l'atmosphère, dit „nocturne“, composé d'ondes longues ($\lambda > 5 \mu$). Il s'y ajoute encore le rayonnement provenant du sol et des végétaux environnants. Pour fixer les idées, nous rapporterons notre raisonnement à une feuille placée horizontalement au niveau des sommets des végétaux et nous admettrons que le sol est couvert entièrement par la végétation. Ceci étant, la surface inférieure de la feuille sera soumise à l'action du rayonnement à ondes courtes réfléchi par la végétation environnante et du rayonnement à ondes longues émis par cette dernière aussi.

Enfin on aura à tenir compte du rayonnement émis par la feuille considérée, qui est composé d'ondes longues et qui provoque des pertes d'énergie.

Pour dégager plus clairement les particularités du bilan énergétique montagnard nous allons le comparer à celui des plaines. Or,

nous avons les mesures fort intéressantes de Senn¹⁾ se rapportant à cette question. L'éminent professeur de Bâle a comparé la température des plantes maintenues en plein soleil à Muottas-Muraigl (2450 m) et à Bâle (275 m). Il a trouvé que l'échauffement des feuilles des plantes montagnardes par rapport à la température de l'air était en moyenne le même que dans la plaine. Le même résultat ressort de la comparaison des mesures effectuées par Dorno²⁾ également à Muottas Muraigl et par Clum³⁾ à Ithaca dans la plaine de l'État de New York. Ce résultat paraît paradoxal, étant donné que le rayonnement du soleil est plus fort à de hautes altitudes qu'aux altitudes basses. Cependant il apparaît tout naturel, lorsqu'on tient compte non seulement du rayonnement du soleil, mais aussi d'autres sortes du rayonnement énumérées plus haut.

Tout d'abord on ne peut se contenter du rayonnement direct du soleil, comme on le fait le plus souvent. Il faut encore y ajouter le rayonnement diffus du ciel. Ce rayonnement s'affaiblissant avec l'altitude, la différence d'énergie du rayonnement entre les montagnes et la plaine diminue considérablement. On n'a que peu de mesures du rayonnement solaire diffus et total. Nous profiterons ici des données obtenues à l'Observatoire de Zugspitze et nous les comparerons à celles de l'Observatoire de Karlsruhe (voyez la table à la page 193).

Il s'ensuit de cette table que la différence du rayonnement total en plein saison de végétation, à midi des jours clairs de juillet, entre les montagnes et la plaine n'est que 0.182 *gr. cal* par minute et *cm*² de la surface horizontale, tandis que cette différence pour le rayonnement direct s'élève à 0.428.

Étant donné que l'albedo des végétaux, pour le rayonnement solaire, d'après les mesures de A. Angström⁴⁾, est égal à 25⁰/₁₀₀, on ne prendra de l'énergie de la radiation solaire totale que 75⁰/₁₀₀. On aura donc, toujours pour midi des jours clairs de juillet, que l'énergie de cette sorte absorbée par la végétation s'élève dans les montagnes à 1.149 *gr. cal* et à 1.012 dans la plaine.

1) Strahlung und Blattemperatur. — Verhandl. Schweiz. Naturf. Ges. 1929. 149—150.

2) Grundzüge des Klimas von Muottas-Muraigl. — Braunschweig (1927) p. 115—122.

3) The effect of transpiration and environmental factors on leaf temperatures. — American Journal of Botany. Vol. XIII (1926) 194—230.

4) The albedo of various surfaces of ground. — Geografiska Annaler 1925. 323—342.

Table I.

Rayonnement solaire à midi (*gr. cal.* tombant par minute sur 1 cm^2 de la surface horizontale) par le temps clair
Zugspitze 2960 m (I. VIII 1926—31. VII. 1927).

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Rayonnement diffus . .	0·068	0·055	0·058	0·092	0·090	0·101	0·104	0·106	0·096	0·134	0·076	0·077
" direct . . .	0·562	0·789	1·050	1·322	1·390	1·403	1·428	1·314	1·219	0·890	0·664	0·509
Rayonnement total . .	0·630	0·844	1·108	1·414	1·480	1·504	1·532	1·420	1·315	1·024	0·740	0·586
Karlsruhe 130 m (1927—1928).												
Rayonnement diffus . .	0·23	0·18	0·16	0·30	0·36	0·36	0·35	0·32	0·24	0·31	0·29	0·25
" direct . . .	0·28	0·51	0·78	0·93	1·09	1·10	1·00	0·87	0·79	0·52	0·34	0·24
Rayonnement total . .	0·51	0·69	0·94	1·23	1·45	1·46	1·35	1·19	1·03	0·83	0·63	0·49

Lorsqu'on considère une feuille isolée, comme nous le faisons ici, il faut encore tenir compte de ce que la feuille laisse passer une fraction du rayonnement solaire sans l'absorber. On peut estimer cette fraction à 30% environ du rayonnement incident: telle est la valeur déterminée par Brown et Escombe pour *Helianthus annuus*. En appliquant cette correction, on aura l'énergie du rayonnement solaire, absorbée par la feuille, égale à 0·689 *gr.cal./min.cm²* dans les montagnes et à 0·607 dans la plaine.

Il faut encore y ajouter l'énergie du rayonnement à longues ondes émis par l'atmosphère. Cette énergie, d'après les mesures de Falckenberg¹⁾, est absorbée par la végétation dans la proportion de 97%. Nous n'avons que très peu de mesures du rayonnement propre de l'atmosphère effectuées pendant le jour, mais on peut admettre que, pour le temps clair, l'énergie de cette sorte de rayonnement est sensiblement la même le jour et la nuit. Nous prendrons, par suite, les mesures nocturnes, en utilisant les données réunies par Dorno²⁾, à savoir 0·2 pour les montagnes et 0·4 pour la plaine. Les végétaux en absorberont respectivement 0·194 et 0·388.

Il faut enfin tenir compte de l'énergie obtenue par notre feuille de la végétation environnante. On a ici le rayonnement solaire réfléchi qui a l'énergie égale à $\frac{1}{4}$ de l'intensité totale du rayonnement tombant d'en haut. La feuille en absorbera 45%, c'est-à-dire 0·172 dans les montagnes et 0·152 dans la plaine. On aura en outre le rayonnement à ondes longues provenant de la végétation. Pour calculer son intensité, nous admettrons que la température des feuilles dans les montagnes soit 20° et dans la plaine 30°. Alors, en prenant la constante de la loi de Stefan égale à $8\cdot26 \times 10^{-11}$ *gr.cal./min.cm²* et en tenant compte de l'albedo des feuilles pour le rayonnement à ondes longues, on aura l'énergie émise par la végétation dans les montagnes égale à 0·591 et dans la plaine à 0·675. Notre feuille en absorbera par sa surface inférieure dans les montagnes 0·573 et dans la plaine 0·655.

On aura en somme l'énergie absorbée par la feuille

dans les montagnes: $0\cdot689 + 0\cdot194 + 0\cdot172 + 0\cdot573 = 1\cdot628$

dans la plaine: $0\cdot607 + 0\cdot388 + 0\cdot152 + 0\cdot655 = 1\cdot802$

Passons maintenant à la part négative du bilan énergétique. Notre feuille perdra par suite de l'émission du rayonnement à longues ondes provenant de ses deux surfaces — dans les montagnes 1·182,

¹⁾ Absorptionskonstanten einiger meteorologisch wichtiger Körper für infrarote Wellen (λ_{\max} etwa 10 μ). — Meteor. Zschr. Vol. 45 (1928). 334–337.

²⁾ Physik der Sonnen- und Himmelsstrahlung. — Braunschweig (1919) p. 86.

dans la plaine 1·350. Par ces pertes, l'énergie du rayonnement gagnée par la feuille sera réduite à 0·446 dans les montagnes et à 0·452 dans la plaine.

En fin de compte on aura dans les montagnes, pendant le jour par le temps clair, le gain d'énergie du rayonnement sensiblement le même que dans la plaine. Il devient ainsi tout à fait naturel que l'échauffement des feuilles sous l'action du soleil est à peu près le même dans les montagnes et dans la plaine.

XXII. Comment caractériser le régime des vents ?

Le vents constituent un facteur écologique puissant. Malheureusement, les données fournies pour ce facteur par la météorologie officielle sont en général incomparables. Ceci provient de ce que les observations sont effectuées à des hauteurs différentes, en endroits dont les abords sont encombrés de différentes manières d'arbres, de bâtiments etc. Ce ne sont que les observations effectuées dans le même endroit qui sont comparables entre elles. Même dans ce dernier cas, il arrive quelquefois que les observations avec le temps deviennent incomparables, car l'entourage de l'anémomètre peut changer. Ainsi à Berlin l'anémographe du lycée de Joachimsthal, installé en 1884, a accusé en 1902 l'affaiblissement du vent de 25⁰/₁₀ à cause de la construction de nombreux bâtiments dans ce quartier de la ville ¹).

Pour rendre comparables les observations de la vitesse du vent, effectuées à de différentes stations, j'ai imaginé un procédé très simple. Comme on le sait, la vitesse du vent au-dessus du terrain libre augmente régulièrement avec la hauteur. D'après les recherches de Hellmann ²), la vitesse moyenne du vent croît proportionnellement à la puissance ¹/₄ de la hauteur pour les niveaux inférieurs à 2 m, et à la puissance ¹/₅ pour les niveaux supérieurs à 16 m. Or, l'encombrement de l'entourage de l'anémomètre par les édifices, les arbres etc. provoquant l'affaiblissement des vents, on peut considérer cette action comme équivalente à la diminution de la hauteur de l'anémomètre. Pour éliminer cette influence de l'entourage, il suffit de calculer la hauteur réduite de l'anémomètre, c'est-à-dire une hauteur à laquelle l'anémomètre aurait marqué la même vitesse des

¹) Hellmann, G. Über die Bewegung der Luft in den untersten Schichten der Atmosphäre. — Sitzungsber. Akad. Berlin 1914, p. 416—417.

²) Über die Bewegung der Luft in den untersten Schichten der Atmosphäre. — Sitzungsber. Akad. Berlin. 1914. 415—437, 1917. 174—197, 1919. 404—416.

vents dans un endroit libre ayant les mêmes conditions climatiques.

Pour calculer la hauteur réduite de l'anémomètre donné, situé à une hauteur H au-dessus du sol (A sur la figure 68), plaçons pour un certain temps au-dessus de lui un autre anémomètre à un niveau $H+h$ (B sur la figure 68). En désignant par x la valeur cherchée de la hauteur réduite et par v_{H+h} et v_H les indications des deux anémomètres, on aura l'équation :

$$\frac{v_{H+h}}{v_H} = \left(\frac{x+h}{x} \right)^{\frac{1}{n}},$$

où n est égal à 5 ou à un nombre compris entre 5 et 4. La hauteur réduite de l'anémomètre peut être ainsi facilement calculée.

Ayant pour chaque anémomètre sa hauteur réduite, on peut ensuite ramener les valeurs de la vitesse du vent dans les différents endroits d'un territoire à un même niveau, parce qu'on peut maintenant considérer les anémomètres comme situés en terrain libre.

Laboratoire de Botanique de l'École Polytechnique de Lwów.

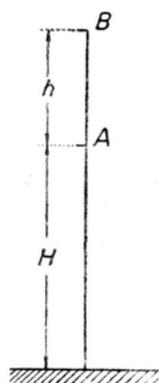


Fig. 69.