# Les fonctions météorologiques du ruissellement préalpin

Autor(en): **Lugeon, Jean**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Archives des sciences physiques et naturelles**

Band (Jahr): **10 (1928)**

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-742800

Jean LUGEON (Zurich). — *Les fonctions météorologiques du ruissellement préalpin.*

Lorsqu'on projette d'aménager une installation hydroélectrique au fil de l'eau ou alimentée par une retenue, il est nécessaire, entre autres, de connaître le plus exactement possible le module d'écoulement H, à la prise d'eau. Pour parfaire à l'insuffisance des mesures limnimétriques ou même à l'absence de jaugeages pour un grand nombre de cours d'eau du type pluvial de la région des Alpes, j'ai cherché à élaborer une méthode simple permettant d'évaluer la perte nette par évaporation E, sur la précipitation moyenne P, du bassin [1]. E net est donc diminué des précipitations occultes, soit les condensations O. L'étude attentive de dix cours d'eau dont les débits et les précipitations ont été mesurés avec soin, m'a conduit à énoncer les lois suivantes, complétant en partie les vues de MM. Keller, Coutagne, Wallèn, etc.

On a par définition H = P — E. Si A est l'altitude, $i$ le degré de perméabilité, défini par exemple comme le quotient de la longueur totale des lits d'écoulement sur la surface du bassin en kilomètres carrés, on peut écrire pour un même climat:

$$E = f(P, A, i) , \qquad (1)$$

En outre, il est facile de montrer que la fonction $E = f(P)$ à A et $i$ constants a l'allure d'une courbe en cloche asymptotique à l'axe des P et d'équation $E = E_0 e^{-h^2(P-P_0)^2}$, telle que l'a définie M. Coutagne [1] en discutant les lois fondamentales de Keller, appliquées aux cours d'eau français ($E_0$ et $P_0$, coordonnées du maximum de E, $h$ constante dépendant des conditions géologiques).

[1] Voir pour plus de détails: Jean LUGEON, *Précipitations atmosphériques, Ecoulement et Hydroélectricité*, in-8°, 366 p., éd. de la Baconnière, Neuchâtel, et Dunod, Paris, 1928.

[1] Aimé COUTAGNE, Contribution à l'étude du ruissellement et à la détermination du régime hydraulique d'un bassin en fonction de sa pluviosité, *Rev. Gén. de l'Electricité*, t. LX, nos 25 et 26, Paris, 1921.

Les fonctions $P = f(A)$ et $E = f(A)$ sont sensiblement paraboliques, E décroissant et P croissant avec l'altitude. En éliminant A entre ces deux relations, on trouve que, pour les bassins envisagés, l'évaporation diminue en raison inverse de la pluviosité, suivant une loi exponentielle de la forme $E = E_0 e^{-kP^2}$, où $k$ varie elle-même, mais dans d'étroites limites comme une exponentielle. Cette formule se vérifie à tous les limnimètres échelonnés sur des cours d'eau drainant des bassins de quelques centaines de km² de surface (Sihl, Emme, Sitter).

Si l'on fait A et P constants dans (1), on trouve que l'évaporation varie en fonction hyperbolique de l'infiltration, c'est-à-dire, grossièrement, plus la perméabilité d'un terrain augmente, moins l'évaporation est accentuée, et inversement. Rien ne s'oppose d'ailleurs à substituer la température T à A, ce qui permet d'extrapoler les résultats des Alpes à des latitudes plus basses, en écrivant (1): $E = f(P, T, i)$.

Dans les terrains perméables en grand (Secondaire: Areuse), O peut en certaines années humides dépasser E net, mais en moyenne, en Suisse, le bilan des apports météoriques ($P + O — H$) solde toujours par un déficit, dont le maximum maximorum (pour A et P quelconques) semble être voisin d'une tranche d'eau $E = 350$ millimètres. Si l'on évalue séparément les condensations qui suivent, quant à la nature géologique des bassins, la même loi que l'évaporation, on s'aperçoit que cette dernière est, à même pluviosité et même altitude, remarquablement constante dans les Alpes. En d'autres termes, le degré de perméabilité est un indice caractéristique de la condensation. Cet indiec varie également suivant une exponentielle semblable à $y = i_0 e^{-\lambda x^2}$, dont le maximum $i_0$ se trouverait vers 1000 à 1500 mètres, dans le Jura et les Préalpes. Ce phénomène ne serait pas en contradiction avec une loi du ruissellement énonçant que les diverses capacités de rétention dans un même réseau hydrographique diminuent progressivement avec les altitudes croissantes.

La formule $E = f(P, A, i)$, que j'appelle formule de transposition, se traduit par une abaque à quatre entrées. E, que j'appelle évaporation hydrologique $E_h$, pour la différencier de l'évaporation physique des nappes d'eau $E_p$, varie de la même manière que cette dernière dans $E = f(A)$ à $i$ constant. Mais en valeur moyenne je trouve que dans les Alpes, au-dessus de 750 m, $E_h > E_p$. Il en résulte qu'après avoir construit un barrage sur un cours d'eau, il s'écoule davantage d'eau qu'avant la construction. En effet, si L = surface du lac, B = surface d'alimentation du lac, T = L + B, la surface totale arrêtée au barrage, $x$ = la hauteur annuelle d'écoulement dès la mise en exploitation de la retenue, on a:

$$E_p \cdot L - E_h = T \cdot H - T \cdot x \, .$$

Comme $E_p < E_h$, on voit bien que $x > H$. Le gain est proportionnel au rapport $s = \frac{L}{T}$. Par exemple, pour $s = 10$ %, A = 900 m, on gagne 1/100 sur H. Sous d'autres latitudes l'effet inverse peut se produire. Ainsi sous le 35° Sud et Nord, $E_p > E_h$. On a par exemple pour $s = 3$ %, A = 100 m, une perte de 3,5 % sur H. Il y a en Europe une zone située entre le 40° et 45°, probablement, où le régime hydrologique du bassin ne subit pas de modification qu'elle que soit l'étendue et l'altitude du lac artificiellement créé.

Jacob M. SCHNEIDER (Altstaetten, St-Gall). — *A propos de l'érosion aux chutes du Niagara.*

L'érosion aux chutes du Niagara est utilisée aux Etats-Unis pour calculer le temps écoulé depuis la fin de la dernière période glaciaire jusqu'à aujourd'hui. Voici à peu près comment se présentent les choses: le Niagara est le fleuve qui relie le lac Erié avec le lac Ontario. Ses eaux, divisées par l'île Coat-Island, se jettent en deux bras puissants par-dessus des parois d'environ 50 m et forment ainsi les célèbres chutes. Le fleuve parcourt ensuite une gorge étroite, longue d'environ 12 km, qui prend fin à Queenstown et trouve ensuite un lit large dans lequel il coule tranquillement. A l'endroit de la chute, les parois sont formées par des couches de calcaire dur silurien et par des marnes. Ces dernières sont érodées par l'eau rejaillissant à la