

**Zeitschrift:** Archives des sciences physiques et naturelles  
**Band:** 7 (1925)

**Artikel:** Contribution à l'étude du vent de la Maloja  
**Autor:** Perrot, Samuel de  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-740669>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

**Download PDF:** 07.10.2024

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

le val Bregaglia comme un réservoir d'air; admettons pour sa longueur à partir du lac de Côme 40 km et pour sa largeur 2 km. L'altitude moyenne du talweg est 800 m, celle de la Maloja 1800 m, ledit réservoir d'air a donc une profondeur de 1 km en moyenne et il contient  $80 \text{ km}^3$ , soit  $80.000.000.000 \text{ m}^3$  d'air. Admettons que le sol s'échauffe de  $8^\circ$ . La masse d'air subira un échauffement moyen de  $2^\circ$  et la quantité d'air expulsé du réservoir par suite de cet échauffement sera de  $80 \times 10^9 \times 2/273 = 586 \times 10^6 \text{ m}^3$ . Cette quantité s'écoulant en 10 heures, cela fait  $16.300 \text{ m}^3$  par seconde. Admettons (ce qui est beaucoup) que la moitié de ce débit passe le seuil de 1 km de largeur de la Maloja, cela fait  $8 \text{ m}^3$  par mètre de largeur du col. Cela donnerait bien un vent de 8 m/sec s'il ne s'étendait que sur 1 m de hauteur; mais comme nous avons prouvé qu'il s'étend jusqu'à 800 m, le courant engendré par la seule expansion doit être 800 fois plus faible.

Les sondages effectués jusqu'ici ont fait apparaître la nécessité de multiplier les observations. Tout d'abord il conviendra de fixer par des sondages simultanés dans le val Bregaglia et en Engadine (si possible aussi dans les vallons de Fex et Pontresina) les relations entre l'apparition, la disparition et l'élévation du vent de vallée dans les deux vallées principales, et d'approfondir les relations complexes qui régissent la circulation dans la contrée.

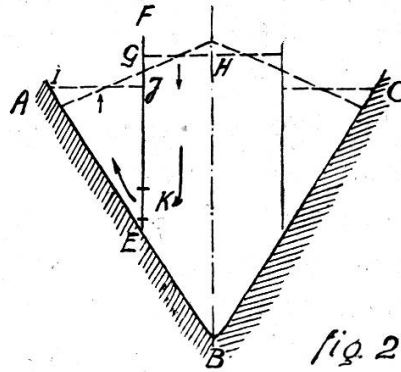
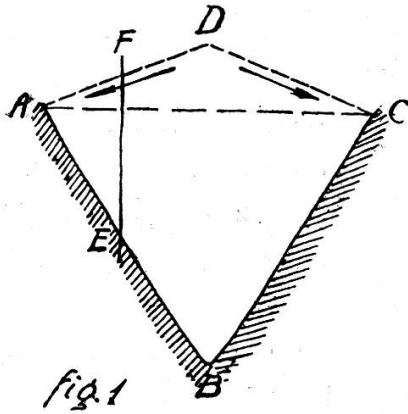
Samuel DE PERROT (Serrières-Neuchâtel). — *Contribution à l'étude du vent de la Maloja.*

L'intéressante étude de M. Mörkofer a attiré l'attention de M. S. de Perrot sur la similitude des vents de la Maloja et du val de Travers, les deux présentant la particularité de descendre la vallée au lieu de la remonter.

Il lui a paru intéressant de rechercher s'il n'existait pas une explication simple de la formation de ces courants, par l'application des règles connues de la thermo- et de l'hydromécanique.

Hann admet que les courants d'air, en se dilatant plus au centre des vallées que sur les bords, produisent un courant superficiel, centre-bord vallée  $\overline{DA}$  ou  $\overline{DC}$  (fig. 1 et 2).

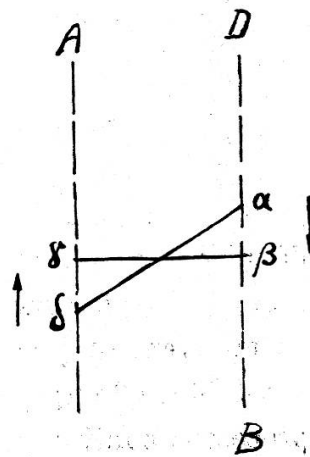
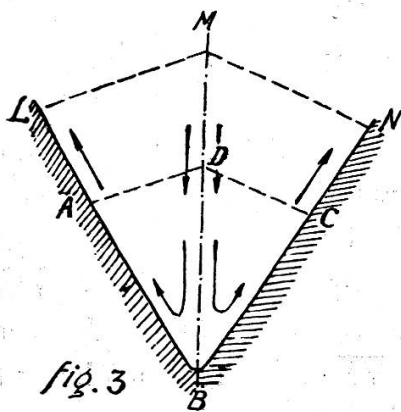
Cela nous paraît contestable pour les raisons suivantes. Supposons ABC la coupe du fond d'une vallée avec de l'air à une



température uniforme et ABCD la même coupe quand l'air s'est dilaté.

Imaginons une séparation longitudinale FE placée au milieu d'un des côtés de la vallée. L'équilibre s'établira d'après GH du côté du centre et d'après IJ vers l'extérieur. Ouvrons dans la paroi un orifice en K par lequel l'air peut passer — il s'établira immédiatement un courant descendant vers le centre de la vallée et un courant ascendant contre l'extérieur.

Agrandissons l'orifice K de E en J, le même effet continuera sur une échelle réduite produisant un courant ascendant dans

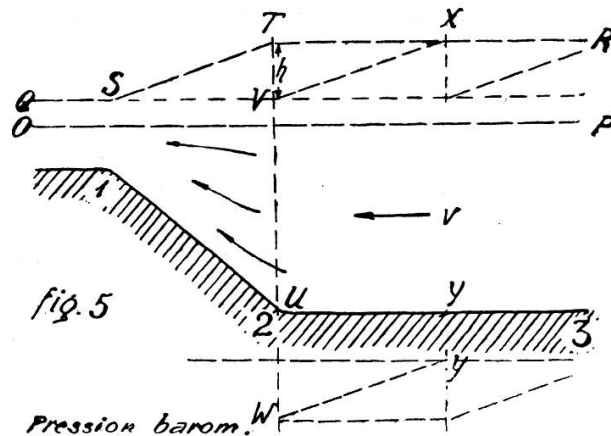


la direction de BA sur les côtés de la vallée. Prenons maintenant une coupe BLMN au-dessus de la précédente (fig. 3). Les mêmes phénomènes continueront d'une façon plus intensive

que pour ABCD. L'équilibre s'établira par un courant descendant au centre et remontant sur les bords; on en déduit que l'équilibre se rétablit non pas seulement par en haut, comme Hann l'admet, mais sur toute la hauteur de la vallée, avec tendance de l'air à monter le long des parois.

L'équilibrage transversal de l'air surchauffé produit un autre effet. Dès que la hauteur de la colonne d'air du centre de la vallée diminue, la pression baisse au centre, de  $\alpha$  en  $\beta$  (fig. 4), et monte de  $\delta$  à  $\gamma$  sur les bords, créant un appel d'air des points amont et aval. En choisissant une vallée convenable et un jour calme, on peut contrôler ces données avec des barographes sensibles placés sur les côtés et le fond de la vallée.

Enlevons maintenant un côté de la vallée et remplaçons-le par une plaine donnant la coupe 1, 2, 3, (fig. 5). OP représente la couche neutre de même pression et température, QR la même couche dilatée par le chaud.



Par le même raisonnement que pour la vallée on montre que l'équilibre se rétablira du côté de moindre résistance, par un écoulement côté montagne, l'air de la tranche TU se mettant en mouvement jusqu'à ce que sa hauteur soit réduite à  $\overline{VU}$ . Pendant ce temps, la pression en U sera descendue à W et le processus continuera avec le gradient  $\overline{VX}$  en haut, parallèlement à  $\overline{WY}$  en bas, la vitesse restant la même, tant qu'il y aura une différence de pression suffisante pour produire la vitesse  $v$ .

Or, cette vitesse est produite par la charge  $\overline{TV} = h$ , d'où l'on déduit comme en hydraulique  $v = \sqrt{2gh}$  dans la tranche

$\sqrt{U}$ . Autrement dit,  $h$  est la hauteur de chute nécessaire pour produire la vitesse  $v$  non seulement dans les couches supérieures mais sur toute la hauteur.

Elle s'arrêtera donc quand il n'y aura plus d'air disponible, le gradient  $\sqrt{X}$  ayant par exemple atteint une chaîne de montagnes éloignée, ou par suite de baisse de température de la couche XY.

L'air une fois en mouvement continuera sa marche avec une perte de charge extraordinairement faible qu'on peut calculer par la formule d'hydraulique bien connue  $v = C \sqrt{Ri}$ .

La partie  $\frac{v^2}{2g} = h$  de la chute est employée pour mettre l'air en mouvement.  $i$  exprime la pente nécessaire pour maintenir la vitesse; un gradient de 1 mm par exemple donne  $i = \frac{10,5}{111,000} = \frac{9,4}{100,000}$  comme pour les grands fleuves, Ganges, Irawaddy, Mississippi, etc.

R est le rayon moyen =  $\frac{\text{surface}}{\text{périmètre}}$ , dans notre cas R = la hauteur de la couche d'air  $\sqrt{U} = H$ . C est une constante empirique.

Enfin H est exprimé en mètres d'air =  $10,5 \times h$  mm mercure.

Pour nous rendre compte des vitesses en jeu, nous avons rapporté sur du papier quadrillé les températures du bulletin météorologique de quelques jours chauds en fonction des hauteurs à 7½ et 13½ heures.

Nous avons obtenu les chiffres du tableau suivant:

3000 m	à 7½ h.	6,0°	à 13½ h.	8,6°	diff.	2,6°
2450 »	» 7½ »	9,2°	» 13½ »	12,8°	»	3,5°
1800 »	» 7½ »	13,0°	» 13½ »	18,0°	»	5,0°
200 »	» 7½ »	20,0°	» 13½ »	30,0°	»	10,0°

Comme il nous a paru probable que le vent de la Maloja atteignait en tout cas 3000 m, nous avons calculé avec ces données les pressions barométriques pour 3000 m, 2450 m (Muottas Muraigl), 1800 m et 200 m avec les températures du tableau ci-dessus.

Nous avons obtenu les résultats suivants:

Altitude	B à 7 ½ h.		B à 13 ½ h.		B à 7 ½ h.		B à 13 ½ h.		B à 7 ½ h.		B à 13 ½ h.	
	Bar.	Temp.	Bar.	Temp.	Bar.	Temp.	Bar.	Temp.	Bar.	Temp.	Bar.	Temp.
3000	532,2	6°	536,25	8,6°	—	—	—	—	—	—	—	—
2450	—	—	—	—	569,1	9,2°	572,75	12,8°	—	—	—	—
1800	—	—	—	—	—	—	—	—	615,3	13°	618,5	18°
200	742,6	20°	742,60	30,0°	742,6	20,0°	742,60	30,0°	742,6	20°	742,6	30°
	diff. press. 4,05 mm				diff. press. 3,65 mm				diff. press. 3,2 mm			

Nous admettons que, pour maintenir l'air en mouvement, un gradient de 1 mm est nécessaire, que nous déduisons des différences de pressions barométriques, d'où  $i = \frac{10,5}{111,000} = \frac{9,4}{100,000}$ ; il reste  $h = 4 - 1 = 3 \text{ mm} = 3 \times 10,5 \text{ m d'air} = 31,5 \text{ m d'air} = h_{\text{air}}$  pour produire la vitesse  $v$  m/sec de la couche VU haute de 2800 m:

$$v = \sqrt{2gh_{\text{air}}} = \sqrt{2g \times 10,5 \times h_{\text{merc}}} = 14,35 \sqrt{h_{\text{merc}}}$$

ou, si nous prenons pour  $h$  la demi différence  $\overline{\text{PR}}$  comme équivalent de  $\overline{\text{TV}}$ ,

$$v = \sqrt{2g \times 10,5 \times \frac{h_{\text{merc}}}{2}} = 10,15 \sqrt{h_{\text{merc}}}$$

ce qui donne pour  $h = 3 \text{ mm}$   $v = 24,9 \text{ m/sec}$  ou  $17,6 \text{ m/sec}$ ,  
 »  $h = 2 \text{ mm}$   $v = 20,3 \text{ m/sec}$  »  $14,3 \text{ m/sec}$ ,  
 »  $h = 1 \text{ mm}$   $v = 14, \text{ m/sec}$  »  $10,1 \text{ m/sec}$ .

Il résulte de ce qui précède que les différences de température entre le matin et le milieu du jour sont amplement suffisantes pour expliquer l'origine du vent de la Maloja, et sa force vive pourquoi il redescend plus loin.

Hann a admis que  $V = \sqrt{2hg}$  ne s'appliquait qu'aux couches supérieures, tandis que nous admettons, comme en hydraulique, que  $h$  met en mouvement toute la section. Il ne s'agit évidemment que d'une approximation, car comme rien ne se perd

dans la nature il faudrait tenir compte du travail de détente de l'air en montant. Il doit donc se refroidir, mais comme l'humidité entre aussi en ligne de compte, il est préférable d'attendre que de jeunes forces aient repris et étudié pratiquement la question sur le terrain avant d'établir de nouvelles théories.

Notre théorie s'applique parfaitement au joran du Val de Travers ainsi qu'à d'autres vents, comme le mistral, qui descendent aussi les vallées. Ici encore les différences de pression dues à l'échauffement ou aux gradients anticycloniques donnent de la vitesse, non seulement aux couches supérieures, mais surtout à celles au dessous.

Nous croyons qu'il serait utile, pour compléter cette étude, de lever un certain nombre de profils en travers de vallées avec des barographes et thermographes placés au fond et sur les côtés, les observations étant faites simultanément par des jours calmes.

Les résultats dédommageraient amplement les observateurs de leur peine en donnant une idée bien plus générale que ce n'est le cas maintenant de la répartition des pressions et des températures en montagne.

A. KÖLLIKER (Zurich). — *Observations astronomiques au col de la Jungfrau* (résumé).

Les nécessités grandissantes de l'observation en astronomie ont amené les astronomes à rechercher les meilleurs emplacements, et la Suisse a obéi, elle aussi, à cette tendance. Dès 1912, M. Schær, de l'Observatoire de Genève, avait projeté l'installation d'un spectroscopie solaire aux Rochers de Naye. En 1921, il installait un réflecteur à Chesières. En 1922, une première tentative a été faite par MM. de Quervain, Raoul Gautier et Emile Schær pour réaliser le programme astronomique de la Commission pour la Station de recherches du col de la Jungfrau, au moyen d'un réflecteur de 14 cm. En 1923, les mêmes, accompagnés du professeur Blumbach, de Petrograd, purent vérifier au moyen d'un réflecteur Schær de 21 cm que là-haut les conditions d'observation étaient favorables à un degré surprenant.