assuré par un échantillon bien caractérisé que je possède. Le cuivre phosphaté n'est pas entièrement opaque, mais translucide quand il est en petits fragmens. Les caractères que j'ai cru apercevoir, et les observations que j'y joins, sont les résultats des essais plusieurs fois répétés sur les échantillons variés, que j'ai recueillis sur la mine, dans le séjour que j'y ai fait dernièrement.

DE

LA MESURE DES HAUTEURS

PAR LE BAROMÈTRE.

PARMI toutes les formules qu'on a données jusqu'ici pour faire servir le baromètre à la mesure des hauteurs, celle qui réunit le plus de simplicité à une exactitude suffisante pour la pratique est due à M. Laplace. Nous allons l'exposer d'une manière très-élémentaire.

Imaginons deux points dans l'atmosphère; et qu'il s'agisse de déterminer la hauteur de l'un au-dessus de l'autre. Soit a l'élévation du premier au-dessus du niveau de la mer, et a' celle du second : la hauteur cherchée sera $a - a'$.

On sait, par les premiers élémens de la physique, que l'air atmosphérique se comprime proportionnellement aux poids dont il est chargé; et que, d'après cela, si l'on suppose l'atmosphère divisée en tranches horizontales, et d'égale épaisseur, leur densité, à mesure qu'on s'élève, décroît en progression géométrique (1). De plus, les hauteurs correspondantes aux

(1) Haüy. *Traité de Physique*, tom. I.

tranches, croissent en progression arithmétique; puisque l'épaisseur de chaque tranche étant la même, si on la prend pour unité, les hauteurs sont représentées par la suite naturelle des nombres 1, 2, 3, 4, etc.

Qu'on se rappelle maintenant que les logarithmes sont des nombres en progression arithmétique, qui correspondent, terme pour terme, à une autre suite de termes en progression géométrique (*Définition de Bezout*); et l'on conclura que les hauteurs peuvent être regardées comme les logarithmes des densités des couches correspondantes. Ainsi, si d représente la densité de la couche correspondante au point dont la hauteur est a, on aura $a =$ logarithme d, ou plutôt (puisque a va en augmentant tandis que d va en diminuant),

$$a = - \text{logarithme } d.$$

Ces logarithmes *atmosphériques*, qu'on me permette cette expression, diffèrent, il est vrai, de ceux des tables; mais on verra qu'il est facile de leur substituer ceux-ci, en se rappelant que tous les logarithmes d'un système quelconque, peuvent être ramenés à ceux d'un autre, en les multipliant par un certain nombre, qui varie d'un système à l'autre, mais qui reste constant pour tous les logarithmes du même système. Soit ici m ce nombre, que nous déterminerons dans peu; et l'on aura, en employant les logarithmes tabulaires,

$$a = - m \log. d.$$

De même, si d' exprime la densité de la couche

d'air correspondante au point dont la hauteur est a', on trouvera

$$a' = - m \log. d'.$$

Ainsi, la hauteur cherchée, $a - a'$, sera égale à $- m \log. d + m \log. d'$; et en la nommant x, on aura

$$x = m (\log. d' - \log. d) = m \log. \tfrac{d'}{d}.$$

Observons maintenant que la colonne de mercure d'un baromètre placé dans une couche atmosphérique est équivalente, en poids, à la colonne d'air qui presse cette couche, et que par conséquent l'élévation barométrique représente la pression. Ainsi, si l'on désigne par H la hauteur du baromètre dans la couche dont d' exprime la densité; par h la hauteur de celui qui serait à la couche d, c'est-à-dire, à la station supérieure; puisque les densités sont comme les poids comprimans, on aura

$$d' : d :: H : h \text{ ou } \tfrac{d'}{d} = \tfrac{H}{h},$$

et par conséquent

$$x = m \log. \tfrac{H}{h} = m (\log. H - \log. h).$$

Jusqu'ici nous n'avons eu aucun égard à la température de l'atmosphère. Examinons actuellement cet objet.

La chaleur dilate l'air; ainsi, plus elle sera grande, moins l'air sera dense ou pesant, et plus il faudra s'élever dans l'atmosphère pour que le baromètre baisse d'une même quantité. M. de Laplace établit, que l'air pris à l'état où il est habituellement dans notre atmosphère, se dilate de $\frac{1}{250}$ ou 0,004, par degré du thermomètre centigrade, à partir de 0°. D'où il suit que si on suppose la hauteur x déterminée à cette température; à toute autre, la hauteur correspondante au même abaissement du baromètre, devra être augmentée d'autant de fois 0,004 qu'il y a de degrés dans l'expression thermométrique de cette seconde température. D'après cela, si t est l'élévation du thermomètre à la station inférieure, et t' à la station supérieure, $\frac{t+t'}{2}$ étant alors la température moyenne de la colonne d'air mesurée, on aura sa vraie hauteur en multipliant la valeur de x par le facteur

$$\left\{1+0{,}004\,\frac{t+t'}{2}\right\} \text{ ou } \left\{1+0{,}002\,(t+t')\right\}.$$

De plus, $\frac{H}{h}$ ne représente le rapport des densités de l'air, $\frac{d'}{d}$, qu'autant que la pesanteur spécifique du mercure dans le baromètre, est la même aux deux stations, ce qui n'a lieu que lorsque la température y est égale : et comme elle est habituellement moins considérable à la station supérieure, le mercure y sera plus pesant, et la colonne h y sera plus courte : il faudra la réduire à ce qu'elle serait, si elle eût été affectée de la même température que H. M. Laplace ayant trouvé que le mercure se dilate de $\frac{1}{5412}$ par degré du thermomètre, la réduction se fera en augmentant h d'autant de fois $\frac{1}{5412}$, qu'il y a de degrés dans $T-T'$; T exprimant la température du baro-

mètre à la station inférieure, et T' à la station supérieure, c'est-à-dire, qu'il faudra multiplier h par $\left(1+\frac{T-T'}{5412}\right)$, et l'équation deviendra

$$x=m.\left\{1+0{,}002\,(t+t')\right\}\left\{\log. H-\log. h\left(1+\frac{T-T'}{5412}\right)\right\}.$$

Il ne reste plus maintenant qu'à déterminer m, nombre par lequel il faut multiplier les logarithmes tabulaires, pour les transformer en logarithmes *atmosphériques*, la température étant 0°. Ce qu'il y a de plus simple, et en même-tems de mieux pour rendre la formule aussi propre que possible aux besoins de la pratique, est de faire cette détermination par une expérience directe. A cet effet, prenons une montagne dont on connaisse déjà la hauteur x, trouvée par une opération géodésique : et observons le baromètre et le thermomètre à son pied et à sa cime; ce qui donnera la valeur numérique de H, h, T, T', t, t' : alors m sera la seule quantité inconnue dans l'équation, et l'on en tirera la valeur par une simple élimination. Une semblable expérience, faite avec beaucoup de soin, sur le pic du midi près de Tarbes, par M. Ramond, a donné $m = 18393^{\text{mèt.}}$; de sorte qu'en définitif la formule devient

$$x=18393^{\text{mèt.}}\left\{1+0{,}002\,(t+t')\right\}\left\{\log. H-\log. h\left(1+\frac{T-T'}{5412}\right)\right\}.$$

La valeur de m aurait encore pu être déterminée, indépendamment de toute observation sur la mesure des hauteurs à l'aide du baromètre. En effet, la pesanteur spécifique de l'air, à 0°., et sous une pression barométrique de 760 millimètres, est de $\frac{1}{773}$; tandis que celle du mercure, à la même température, est de 13,599 (1) : d'où l'on conclut qu'à 0°. et sous cette pression, une colonne de mercure est 10513 fois plus pesante qu'une égale colonne d'air. Maintenant, si l'on suppose l'atmosphère divisée en tranches très-minces, de 1,0513 millimètres, par exemple, on pourra sans erreur, supposer que chacune d'elles conserve la même densité dans toute son épaisseur: par conséquent, si le baromètre, placé à la surface inférieure d'une d'entre elles (supposée à 0°.), s'y tient à 760 millimètres, et qu'on le porte à la surface supérieure, il baissera d'une quantité 10513 fois plus petite que l'épaisseur de cette tranche, c'est-à-dire, de 0,0001 millimèt. : son élévation y sera donc de 759,9999 mil. D'après cela, puisque $t + t'$ et $T - T'$ sont ici zéro, l'équation deviendra

$$1{,}0513 \text{ mil.} = m \left\{ \log. 760 - \log. 759{,}9999 \right\}.$$

La différence des logarithmes étant, dans ce cas, 0,0000000571444, on aura $m = 18395{,}6$ mèt., quantité qui ne diffère pas sensiblement de celle donnée par l'observation.

(1) Biot. *Mémoires de l'Institut*, 1806.

SUITE DE L'ESSAI

Sur la Géologie du Nord de la France.

Par J. J. Omalius-d'Halloy.

CINQUIÈME RÉGION.

L'ARTOIS.

Démarcation.

J'ai dit, dans l'introduction, que je désignerais par le nom d'*Artois*, la partie du grand bassin crayeux de la ci-devant Picardie, comprise dans le cadre embrassé par cet Essai, ce qui renferme la portion du département du Nord, située au Sud-Ouest de Douay et de Landrecies, et tout le département du Pas-de-Calais, moins un petit espace tracé en forme de demi-cercle autour de Boulogne, dont je parlerai tout-à-l'heure.

Toute la Picardie, et par conséquent la région qui nous occupe, sont si bien connues, que je vais me borner à rappeler quelques-uns des traits principaux.

On sait que ce pays est varié par de petites collines et des vallées peu profondes, qu'il est en général très-fertile, etc.

Constitution géologique.

Sa constitution géologique ne présente que les formations du calcaire horizontal, du grès