Régulation du climat par les aérosols : cas du phytoplancton

Projet PHY2100 Maya Cadieux

1 Introduction

Les espèces marines comme le phytoplancton aurait la capacité de modifier le climat par la production d'aérosols naturels. En effet, le phytoplancton produit un gaz (DMS, sulfure de diméthyle) qui, par oxydation dans l'atmosphère, constitue un aérosol sur lequel les nuages peuvent se former. Les gouttelettes produites sont de ce fait plus petites et plus nombreuses ce qui a pour effet d'augmenter l'albédo au-dessus de ces nuages. La question de « boucle de rétroaction » est souvent soulevée pour ce genre de processus : une augmentation de l'albédo devrait diminuer la température et modifier la production de DMS. La réponse du phytoplancton contribue-t-elle a stabilisé et régulé le climat et de possiblement constituer un thermostat naturel? Le présent rapport explorera d'abord comment les aérosols modifient le processus de formation des nuages, puis comment la température locale pourrait être modifiée rétroactivement.

2 Les aérosols

2.1 Les types d'aérosols

Les aérosols sont des particules solides ou liquides en suspension dans l'air. Ceux ayant un impact significatif sur le climat de la Terre ont des rayons allant de 0.1 μ m jusqu'à 1 μ m [6]. Toutefois, on peut retrouver des aérosols allant jusqu'à 20 μ m de rayon. Au-delà de cette valeur, les particules retombent au sol rapidement sous l'effet de la gravité. Une grande variété de ces aérosols est présente dans l'atmosphère, provenant de sources anthropiques comme le carbone-suie, produit par la combustion incomplète d'hydrocarbures et de biomasse [3], ou bien de sources naturelles, comme la poussière soulevée par le vent, les cendres et particules de roches provenant d'éruptions volcaniques ou de feux de forêt, ou bien les aérosols de sels marins. Ces derniers, ainsi que la poussière, représentent une grande proportion massique des aérosols dans l'atmosphère (2400 Tg par année [6]), mais sont souvent des particules de plus grandes tailles et, par le fait même, en moins grand nombre. Leur impact est donc souvent de moindre importance, à l'exception de certains cas. Par exemple, dans l'Arctique, le soulèvement de la neige par le vent contribuerait au réchauffement de la surface en augmentant l'émissivité radiative des nuages dans les grandes longueurs d'onde [5].

Au-dessus des océans, une source naturelle majeure d'aérosols est le transport de particules de soufre de l'océan à l'atmosphère par des gaz produits par certaines espèces de phytoplancton comme les algues. Ce gaz, le sulfure de diméthyle (DMS), qui contribue à cette odeur caractéristique de la mer, s'oxyde dans l'air formant du sulfate (SO_4^{2-}). Cette molécule ayant une charge nette et donc un fort moment dipolaire constitue un site de nucléation sur lequel les molécules d'eau, elles aussi ayant un moment dipolaire, s'agglomèrent pour former des gouttelettes d'eau. Ce processus est la condensation par effet de noyaux (CCN de *Cloud Condensation Nuclei*).

2.2 Condensation par sites de nucléation

L'ajout d'aérosols dans l'atmosphère augmente le nombre de sites sur lesquels les molécules d'eau s'agglomèrent pour former des gouttelettes en suspension, permettant ainsi la formation des nuages. C'est ce qu'on appelle la condensation par sites de nucléation. Ceci survient lorsque le taux de condensation des molécules d'eau est légèrement plus élevé que son taux d'évaporation, une condition nommée la



(a) Les aérosols servent de sites de nucléation sur lesquels les gouttelettes se forment. [Traduction libre,FAQ 7.2, Figure 2, Boucher, O., *et al.* (2013) [1].]



(b) L'ajout d'aérosols mènent à une plus grande concentration de gouttelettes réduites en taille, formant un nuage de plus forte albédo. Par contre, plusieurs autres processus liant aérosols, nuages et précipitation peuvent s'appliquer pour amplifier ou réduire cet effet. [Traduction libre,FAQ 7.2, Figure 2, Boucher, O., *et al.* (2013) [1].]

FIGURE 1 – Interactions entre aérosols et nuages : condensation des gouttelettes sur les particules (CCN : *Cloud Condensation Nuclei*) Source : Boucher, O., *et al.* (2013) [1].

sursaturation. La courbe de Köhler détermine comment varie cette sursaturation en fonction du rayon de la gouttelette formée autour d'une particule de soluté :

$$e_{eq} = e_s (1 - \chi_s) \exp \frac{2\sigma}{n_L R T r} \tag{1}$$

où e_{eq} est la pression de vapeur à équilibre de la goutte, e_s est la pression de saturation de l'eau. Le terme $(1 - \chi_s)$ est lié à l'ajout de soluté dans la goutte (nommé la loi de Raoult), tandis que le dernier terme exponentiel décrit l'influence de la courbure de la goutte (nommé la loi de Kelvin). Plus précisément, la loi de Raoult dit que

$$\chi_s \approx \left(\frac{iN_s}{n_L \frac{4\pi r^3}{3}}\right) = \frac{BiN_s}{r^3} \tag{2}$$

où

$$B = \frac{3}{4\pi n_L} \tag{3}$$

et où
$$N_s$$
, le nombre de moles de soluté dans une seule goutte, n_L est le nombre de moles par unité
de volume d'eau pure et est le rayon de la goutte, i est la facteur Van't Hoff qui prend en compte de la
dissociation en ions d'un soluté (i = 2 pour du NaCl par exemple). Pour ce qui est du terme de Kelvin,
on fait l'approximation suivante par développement en série :

$$\exp\frac{2\sigma}{n_L R T r} \approx 1 + \frac{a_k}{r} \tag{4}$$

avec

$$a_k = \frac{2\sigma}{n_L RT}.$$
(5)

Ci-dessus, σ est la tension de surface de l'eau, R est la constante universelle des gaz et T est la température. On obtient donc le ratio de sursaturation de Köhler

$$s_k = e_{eq}/e_s \approx \frac{a_k}{r} - \frac{BiN_s}{r^3} \tag{6}$$

où on a négligé le terme en r^{-4} apparaissant de la multiplication du terme de Kelvin et de Raoult.

Ainsi, le point de sursaturation survient lorsque s > 1. De l'équation de sursaturation, on remarque l'effet contraire des deux termes. D'abord, l'ajout de soluté ($\propto r^{-3}$) dans une gouttelette tend à diminuer la pression d'équilibre de surface de la goutte (e_{eq}) : les molécules de solutés « empêchent » les molécules d'eau de s'évaporer, ce qui diminue le taux d'évaporation et contraint le taux de condensation à également être réduit à l'équilibre. Ensuite, on note qu'une courbure plus prononcée ($\propto r^{-1}$), par un rayon de goutte plus petit, engendre un taux d'évaporation plus grand puisque chaque molécule d'eau a moins la capacité de se lier aux autres alentours (le cas extrême serait une courbure nulle où les molécules ont chacune une demi-sphère de surface pour se lier à leurs pairs).

La figure 2 présente la courbe de Köhler ainsi que les effets individuels dus à la courbure et la quantité de soluté d'une gouttelette. Pour une concentration de $0.3 \ \mu g/m^3$ de SO_4^{2-} ainsi qu'un nombre typique de sites de nucléation de 100 cm⁻³ [4], on trouve $N_s \approx 3.12 \times 10^{-17}$ moles par goutte (N_s est typiquement entre 10^{-18} et 10^{-15} moles [2]).

$$N_s = \frac{C}{NM_{SO_s^{2^-}}}\tag{7}$$

avec $M_{SO_4^{2-}}=96.07~{\rm g/mol},$ la masse molaire de l'ion sulfate.

De plus, on utilise les valeurs, à 20°C, $a_k = 1.1 \times 10^{-9}$ m et B = 4.3×10^{-6} m³ mol⁻¹ [2]. Finalement, une droite constante en grise est ajoutée pour représenter la sursaturation ambiante déterminée par le taux d'humidité. Afin d'être dans un cas de sursaturation non nul, on pose un taux d'humidité de 101% (S = 1.1, le taux de saturation), ce qui correspond à une sursaturation de 0.1 (s = S - 1).

Une goutte d'eau est restreinte à suivre la courbe de Köhler de la figure 2 au fur et à mesure qu'elle grossit. Toutefois, si la courbe s_k , dictant la sursaturation de la goutte, intercepte la droite s, soit la sursaturation ambiante, qui régit le taux de condensation propre à l'environnement, la particule d'eau restera dans cet état d'équilibre $s_k = s$ [2]. Ainsi, chaque gouttelette, décrite chacune par leur propre courbe de Köhler, adaptera sa taille, en évaporant ou condensant des molécules d'eau afin d'avoir un rayon en équilibre avec l'environnement. Dans le cas où la courbe de Köhler ne croise jamais l'état d'équilibre s, la goutte continuera de grossir jusqu'à atteindre une taille suffisamment importante pour précipiter. En effet, en augmentant N_s , la quantité d'aérosols dans une même gouttelette, le maximum de la courbe de Köhler se déplace vers la droite et est également à une sursaturation moins élevée. Toutefois, ajouter des aérosols dans l'atmosphère impliquerait également l'augmentation du nombre de sites de nucléation. Si ce nombre augmente au même rythme que la concentration d'aérosols dans l'atmosphère, alors N_s sera constant.

3 Boucle de rétroaction

Le cas de l'ajout d'aérosols par le DMS produit par le phytoplancton a été le sujet de nombreuses recherches afin de quantifier une possible boucle de rétroaction. En effet, si le DMS permet d'augmenter l'albédo des nuages, alors la radiation du soleil qui atteint la surface des océans serait diminuée et la température du milieu également. Pour quantifier le changement d'albédo en fonction du rayon des gouttes formées, on s'intéresse à la profondeur optique du nuage τ (équation 3.57, Hartmann, D. (2016) [6]) :



FIGURE 2 – Sursaturation d'une gouttelette d'eau avec une quantité d'aérosols fixe. En vert, l'effet de la quantité d'aérosols (loi de Raoult), en orange, l'effet de la courbure de la goutte (loi de Kelvin) et en bleu, la combinaison de ces deux effets (loi de Köhler donnée par l'équation s_k 6). Le trait gris est la sursaturation de l'air ambiant, ici fixé à 0.1%, soit 101% d'humidité.

$$\tau = \frac{3}{2} \frac{LWC}{\rho_L \bar{r}} \tag{8}$$

où ρ_L est la densité de l'eau, \bar{r} est le rayon moyen de la distribution de gouttes et LWC est la masse totale d'eau liquide par unité de surface du nuage (typiquement 25.6 ± 15.9 g m⁻² pour l'air non polluée, Table 2, Peng, Y. *et al* (2002) [9]). Cette profondeur optique nous permet d'estimer l'albédo α :

$$\alpha = \frac{(1-g)\tau}{1+(1-g)\tau} \tag{9}$$

où g est un facteur d'asymétrie dû à la diffusion de la radiation sur les particules du nuage (g \approx 0.85 [9]). Considérant un certain profil de changement de l'albédo dans le temps $\alpha(t)$, on peut calculer la température d'équilibre correspondant pour chaque pas de temps.

$$T_{eq} = \left(\frac{(1-\alpha(t))S_0}{4\sigma}\right)^{1/4} \tag{10}$$

avec $S_0 = 1361.2 \text{ W m}^{-2}$, l'irradiance moyenne solaire.

Pour modéliser une telle boucle de rétroaction dans le cas de l'ion de sulfate (SO_4^{2-}) produit par le DMS, considérons 1 m³ d'atmosphère dans lequel est éjecté, à t = 0, une concentration C = 0.3 μ g/m³ de SO₄²⁻ et posant un nombre de sites de nucléation N = 100 cm⁻³. Supposant qu'il y ait suffisamment de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère, chacun de ces sites deviendra des gouttes d'eau formant le



FIGURE 3 – Boucle de rétroaction possible pour le cas du transport du DMS dans l'atmosphère. Celui-ci augmente le nombre de gouttes d'eau formant les nuages, ce qui augmente l'albédo de ceux-ci. Moins de radiation du soleil se rend à la surface, ce qui diminue la température. L'article de Quinn, P., Bates, T. (2011) [10], d'où provient cette figure, fait remarquer que pour avoir une boucle de rétroaction suffisamment forte, il faut que les 3 étapes suivantes soient vraies (identifiées sur la figure) : (1) l'ajout de DMS implique une augmentation signification de sites de nucléation, (2) ces CCN augmente l'albédo du nuage, (3) Le changement d'albédo implique un changement dans la production de DMS par le phytoplancton.

nuage. Pour ce qui est de l'évolution temporelle de l'albédo, celle-ci dépendra de l'évolution temporelle de la quantité d'aérosols dans l'atmosphère et du nombre de sites de nucléation. En effet, ces deux paramètres déterminent le rayon qui interceptera la droite s (voir figure 2). Étant donné que l'influence de la température sur la production de DMS par le phytoplancton est sujets à débat dans la littérature et qu'il relève d'un point de vue biologique plutôt que physique, supposons une évolution temporelle logarithmique de la quantité de sites de nucléation et de la concentration d'ions sulfate. Ce type de relation peut refléter le taux d'évaporation du DMS dans l'atmosphère qui, au fur et à mesure que la température ré-augmente, se met à augmenter lentement jusqu'à équilibrer la température.

$$N(t) = N(t_0) + f_N * ln(t)$$
(11)

où $f_N = 0.007 \text{ N}(t_0)/\ln(1 \text{ an})$, de manière à ce qu'après un an, le nombre de CCN ait augmenté de 0.07%. Une équation similaire sera utilisée pour la concentration, cette fois-ci avec $f_C = 0.1 \text{ C}(t_0)/\ln(1 \text{ an})$, de manière à ce qu'après un an, la concentration de DMS ait augmenté de 1%, tel que suggéré dans l'article de Quinn, P. et Bates, T. (2011) [10]. Comme $f_N \neq f_C$, N_s , la quantité d'aérosols dans une goutte formée, augmentera légèrement dans le temps.

À noter qu'ici, l'ajout d'aérosols dans l'atmosphère contribue quand même à augmenter le rayon des gouttes une fois que celui-ci a été diminué jusqu'à un rayon de l'ordre de 1 μ m. Pour référence, un nuage sans aérosol a plutôt des gouttes de rayon moyen $r_0 = 8 \mu$ m. Ceci survient puisque la courbe de Köhler déplace son maximum vers les rayons plus grands et, à un certain point, n'intercepte plus le taux de sursaturation de référence, qui est approximé comme constant dans le temps (la quantité d'eau disponible reste la même dans le cube d'atmosphère; c'est seulement le rayon des gouttes qui est modifié). Le rayon moyen dans ce cas est alors simplement celui du maximum de la courbe de Köhler. Connaissant le rayon moyen des gouttes à chaque pas de temps, on peut calculer l'albédo et la température correspondante avec les équations 8 à 10. Les résultats sont présentés à la figure 4 où on a considéré un temps de 24h.



FIGURE 4 – Variation de la température compte tenu d'un changement d'albédo sur une durée de 24h.

On remarque que l'ajout d'aérosol dans l'atmosphère a fait doubler l'albédo, passant de 0.3, la valeur terrestre usuelle, à 0.65. La température d'équilibre est alors fortement affectée, initialement à 215 K soit -58°C et remontant jusqu'à 245 K, soit -28°C. Ce sont des températures bien loin de la réalité. Comparant avec la figure 1 de l'article de Charlson, R.J. *et al.* (1987) [4], qui est parmi les premiers articles de recherche qui se sont penchés sur la question de la boucle de rétroaction du DMS émis par le phytoplancton, un ratio $r/r_0 = 0.5$ engendre une augmentation de l'albédo de $\Delta \alpha = 0.16$, tandis qu'un ratio $r/r_0 = 0.7$, $\Delta \alpha = 0.08$. Ici, $r_0 = 8\mu$ m, soit le même rayon de référence utilisée dans le modèle-ci. Pour ce qui est de ce dernier, les rayons calculés varient de $r_i = 1.1 \ \mu$ m initialement à $r_f = 5.6 \ \mu$ m après 24 heures, soit $r_i/r_0 = 0.13$ pour un changement d'albédo de $\Delta \alpha = 0.3$ et $r_f/r_0 = 0.7$ pour $\Delta \alpha = 0.08$. Ainsi, les valeurs calculées concordent avec cette recherche. Pour ce qui est de la variation de température au sol qui est anormalement froide, cela est dû au fait que le modèle ici ne tient pas compte de l'effet de serre, mais simplement de la réflectivité des nuages, comme dans le chapitre 4 des notes de cours où on trouvait un -18°C frisquet. Ayant arrêté le modèle aprés 24h, l'albédo de 0.3 n'a pas tout-à-fait été atteint d'où la température de -28°C.

4 Conclusion

Le présent modèle suggère une forte boucle de rétroaction négative, puisque l'ajout de DMS tendrait à réguler la température en la ramenant à une valeur d'équilibre. À l'origine, l'idée de cette boucle était que, dans le contexte où la quantité de CO_2 était doublée et engendrait un réchauffement global, doubler la quantité de CCN également pourrait contrer cet effet [4], considérant qu'une majorité de ces CCN au-dessus des océans proviendrait des DMS. Toutefois, plusieurs autres études à la suite de ces premières recherches sur cette question considèrent que cette boucle serait plutôt faible [11] [10]. Plusieurs paramètres entrent en jeu dans ce système comme la température en surface des océans, la radiation solaire absorbée, le mélange des couches océaniques et des nutriments, la vitesse du vent ou l'acidification des océans [1] [7].

Dans le contexte de ce projet, il serait pertinent de combiner la variation d'albédo avec un modèle RSPF en considérant l'atmosphère ainsi que les couches océaniques. De plus, la quantité d'eau présente dans l'atmosphère a été considérée constante, mais ajouter un puits prenant en compte la précipitation qui survient à un rayon critique de la goutte d'eau ainsi qu'une source d'eau par l'évaporation à la surface des océans permettraient de paramétrer l'humidité et, donc, la sursaturation de l'atmosphère ambiante s.

References

- [1] Boucher, O., et al., 2013. Clouds and aerosols : In : Stocker, T.F., et al. (Eds.), Climate Change 2013 The Physical Science Basis. Contribution Fifth Assessment Report of Working Group I to the Intergovernmental Panel on Climate Change, Climate Change 2013, Cambridge University Press, Cambridge, UK 571–657.https ://www.cambridge.org/core/services/aopcambridge-core/content/view/11F2D995DB0981610675738B72E7AECA/9781107415324c7_p571-658 CBO.pdf/clouds-and-aerosols.pdf
- [2] Brune, W., 2024. 5.6 Koehler Theory, METEO 300 : Fundamentals of Atmospheric Science, John A. Dutton Institute for Teaching and Learning Excellence. https://www.eeducation.psu.edu/meteo300/node/678
- [3] Ceolato, R., Bedoya-Velásquez, A.E., Fossard, F. et al. Black carbon aerosol number and mass concentration measurements by picosecond short-range elastic backscatter lidar. Sci Rep 12, 8443 (2022). https://doi.org/10.1038/s41598-022-11954-7
- [4] Charlson, R.J., Lovelock, J.E., Andreae, M.O., Warren, S.G., 1987. Atmospheric sulphur : geophysiology and climate. Nature 326, 655–661. https://climate-dynamics.org/wpcontent/uploads/2016/06/charlson87a.pdf
- [5] Gong, X., Zhang, J., Croft, B. et al. Arctic warming by abundant fine sea salt aerosols from blowing snow. Nat. Geosci. 16, 768–774 (2023). https://doi.org/10.1038/s41561-023-01254-8
- [6] Hartmann, D.L., Global Physical Climatology (2e éd.), Elsevier (2016).
- [7] Bei Jiang, Zhouqing Xie, Afeng Chen, Weihua Gu, Xudong Wu, Yue Cao, Fange Yue, Hongwei Liu, Xiawei Yu, Longquan Wang, Effects of atmospheric oxidation processes on the latitudinal distribution differences in MSA and nss-SO42- in the Northwest Pacific, Atmospheric Environment, Volume 298, 119618, ISSN 1352-2310, (2023). https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2023.119618
- [8] Monteith, J.L. and Unsworth, M.H. (2008) Principles of Environmental Physics. 3rd Edition, Academic Press, New York, 418.
- [9] Peng, Y., U. Lohmann, R. Leaitch, C. Banic, and M. Couture, The cloud albedo-cloud droplet effective radius relationship for clean and polluted clouds from RACE and FIRE.ACE, J. Geophys. Res., 107(D11), doi:10.1029/2000JD000281 (2002).
- [10] Quinn, P., Bates, T. The case against climate regulation via oceanic phytoplankton sulphur emissions. Nature 480, 51–56 (2011). https://doi.org/10.1038/nature10580
- [11] Woodhouse, M. T., Carslaw, K. S., Mann, G. W., Vallina, S. M., Vogt, M., Halloran, P. R., and Boucher, O. : Low sensitivity of cloud condensation nuclei to changes in the sea-air flux of dimethylsulphide, Atmos. Chem. Phys., 10, 7545–7559, https://doi.org/10.5194/acp-10-7545-2010, 2010.