



Essai de quantification de la déflation en milieu subpolaire, (Skeiðarársandur, Islande).

Erwan Roussel

► To cite this version:

Erwan Roussel. Essai de quantification de la déflation en milieu subpolaire, (Skeiðarársandur, Islande).. Environnements périglaciaires, 2007, 14, pp.41-46. hal-00449479

HAL Id: hal-00449479

<https://hal.science/hal-00449479>

Submitted on 21 Jan 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Essai de quantification de la déflation en milieu subpolaire (Skeiðarársandur, Islande)

Erwan Roussel

Université Blaise-Pascal Clermont-Ferrand II

GEOLAB – CNRS UMR 6042

Maison de la Recherche, 4 rue Ledru

63057 Clermont-Ferrand cedex 1

E-mail : erwan.roussel@univ-bpclermont.fr

Résumé :

Le Skeiðarársandur, vaste plaine fluvio-glaciaire située au sud de la calotte du Vatnajökull en Islande, porte encore les traces du jökulhlaup de novembre 1996. Cette crue catastrophique a laissé d'imposants chenaux fortement incisés qui piègent actuellement une partie du transport éolien. Les mesures d'anémomorphisme et la pétrographie des dépôts éoliens nous ont permis de délimiter les espaces de contribution. Ainsi, en estimant les volumes de dépôts éoliens accumulés dans les chenaux de jökulhlaup de 1996 rapportés à la superficie du « bassin versant », nous sommes en mesure de proposer un taux de déflation minimum pour la partie est du Skeiðarársandur. Nos résultats montrent que le Skeiðarársandur perd chaque année une tranche de 0,05 à 0,1 mm d'épaisseur lié au transport éolien par saltation.

Mots-clés : *Vitesse de déflation, vents catabatiques, Skeiðarársandur, Islande.*

Abstract :

The Skeiðarársandur is a large glaciofluvial plain in the south of the Vatnajökull ice cap. In November 1996, a jökulhlaup triggered by a subglacial eruption and produced a catastrophic flood which incised the Skeiðarársandur. Those incised channels trap currently part of the wind transport (essentially the transport by saltation). Measures of the dominant orientations of the vegetation and petrographical analysis of the aeolian deposits provide us the opportunity to geographically delimit the blownout areas. Thus, with the ratio of (1) the loess deposit volume accumulated in the jökulhlaup channels since 1996 and (2) the blownout land surfaces, a minimum deflation rate for the east part of the Skeiðarársandur is calculated. According to our results, the Skeiðarársandur loses 0.05 to 0.1 mm in thickness due to aeolian transport by saltation each year.

Key-words : *Deflation rate, catabatics winds, Skeiðarársandur, Iceland.*

Introduction

Le vent est un agent d'érosion omniprésent en Islande. Certaines formes éoliennes originales et emblématiques (*rofbarð*, *regs...*) témoignent de son efficacité géomorphologique. Cette efficacité peut s'expliquer par deux caractéristiques qui fondent la singularité de l'île :

- d'une part, la présence de calottes et de langues glaciaires implique une forte fréquence des vents catabatiques dont la compétence élevée permet une remobilisation massive de matériel fin ;

- d'autre part, la concomitance de l'activité érosive glaciaire et du volcanisme sur l'île implique le renouvellement fréquent d'un stock de granulométrie fine (farines glaciaires, cendres et tufs), en particulier à travers l'occurrence de jökulhlaups (crues catastrophiques liées à l'activité volcanique sous-glaciaire).

L'objectif de ce travail est de quantifier la déflation opérée par les vents catabatiques sur les plaines fluvio-glaciaires.

Terrain d'étude

Cette étude a été menée dans le sud de l'Islande (64°N). Elle vise à quantifier le travail érosif par déflation des vents catabatiques provenant de la langue glaciaire du Morsárjökull sur le Skeiðarársandur Est (**figure 1**).

Le Morsárjökull est un émissaire de la calotte glaciaire Vatnajökull qui recouvre plusieurs volcans actifs, et notamment le Grímsvötn. Lorsque ce dernier entre en éruption, il provoque une fonte rapide de la glace environnante et déclenche le plus souvent un jökulhlaup qui transporte un matériel fin essentiellement constitué de cendres et de farine glaciaire. C'est la récurrence de ces jökulhlaups qui a édifié le Skeiðarársandur. Par définition, ce sandur est donc majoritairement composé d'une fraction fine régulièrement renouvelée à la faveur des éruptions sous-glaciaires. Le Skeiðarársandur constitue ainsi un espace extrêmement sensible à la déflation. Bernes (1996) a d'ailleurs cartographié les espaces islandais selon l'intensité de l'érosion éolienne en distinguant quatre classes. Selon lui, le Skeiðarársandur appartient à la classe d'érosion éolienne la plus intense, en compagnie notamment du Mýrdalssandur, une autre plaine fluvio-glaciaire majeure située au sud-est de la calotte Mýrdalsjökull. La sensibilité des milieux de sandur à la déflation semble une idée généralement et anciennement admise (Nielsen, 1933 ; Cailleux, 1939).

Méthodes

1- Calcul des vitesses d'accumulation

Le calcul de la vitesse d'accumulation de dépôt éolien fut possible grâce à la présence de pièges à loess naturels constitués par les chenaux d'incision du jökulhlaup de 1996. **La figure 2** rassemble deux clichés d'une berge sous le vent de l'un de ces chenaux (prise de profil [a] et de face [b]). Sur ces deux photographies, on peut distinguer :

- le sandur vanné sur la partie haute, constitué principalement de blocs lustrés ;
- le dépôt éolien en position centrale ;
- le fond de chenal de jökulhlaup avec une granulométrie plus grossière.

Nous avons sélectionné 3 sites de ce type dispersés sur le Skeiðarársandur Est (**figure 3**). L'objectif était de multiplier les mesures de volumes accumulés de loess depuis 1996 afin d'assurer une certaine représentativité à la valeur de vitesse de déflation proposée. Sur chacun des sites, nous avons prélevé un échantillon afin de vérifier si la distribution granulométrique du matériel correspondait véritablement à un dépôt d'origine éolienne.

La mesure des volumes de loess accumulés s'est faite selon plusieurs étapes. La première fut de délimiter les contours des dépôts à l'aide d'un GPS. Nous avons ensuite mesuré l'épaisseur des dépôts le long de transects espacés de 2 mètres en effectuant une mesure tous les 2 mètres afin d'obtenir un maillage le plus régulier possible. La mesure de l'épaisseur des dépôts a été effectuée à l'aide d'une simple règle métallique de 50 cm. Nous pouvons néanmoins garantir une précision centimétrique. La régularité du maillage était une nécessité pour permettre ensuite la reconstitution en 3 dimensions de l'épaisseur des dépôts par la méthode de krigeage (méthode sensible à l'irrégularité spatiale des mesures). Il ne

s'agit pas de reconstituer la topographie de la berge des chenaux, mais d'associer une valeur d'épaisseur de loess à une localisation. A l'aide de ces modèles en 3 dimensions, nous avons calculé les volumes des dépôts et proposé des vitesses d'accumulation en mm.an^{-1} en suivant la formule :

$$\text{Vitesse d'accumulation} = (\text{Volume du dépôt} / \text{superficie du dépôt}) / \text{Âge du piège}$$

2- Calcul des vitesses de déflation

Afin de calculer des vitesses de déflation, il est nécessaire de rapporter les volumes de loess accumulés aux superficies des aires contributives respectives. L'identification et la délimitation de ces aires contributives furent possibles grâce à deux spécificités du terrain. D'une part, l'anémomorphisme très répandu de *Betula pubescens* (figure 4) révèle la direction et la domination des vents catabatiques provenant du glacier Morsárjökull. En relevant à la boussole la direction indiquée par le port des bouleaux rencontrés sur le terrain, nous avons pu cartographier l'orientation des flux dominants. D'autre part, la signature pétrographique spécifique des dépôts éoliens a permis de contraindre les « bassins versants » éoliens selon ce critère lithologique. Les loess prélevés sur le terrain sont exclusivement constitués de grains de basalte (figure 5). Cette propriété indique que les aires contributives se limitent au Skeiðarársandur, le sandur situé en amont étant constitué très majoritairement de dépôts rhyolitiques.

La combinaison de ces deux spécificités a permis de cartographier et de quantifier la superficie des aires contributives correspondant à chaque dépôt (figure 6). Les vitesses de déflation en mm.an^{-1} ont été calculées selon la formule :

$$\text{Vitesse de déflation} = (\text{Volume du dépôt} / \text{superficie de l'aire contributive}) / \text{Âge du piège}$$

Résultats

1- La granulométrie des dépôts éoliens échantillonnés

La granulométrie de chaque dépôt éolien a été analysée à l'aide d'un granulomètre laser. La figure 7 indique les courbes de distribution granulométrique des dépôts éoliens échantillonnés (dépôts éoliens 1, 2 et 3) superposées aux courbes typiques des loess et des sables de couverture (French, 2007). Ce graphique montre une réelle similitude granulométrique entre les trois dépôts éoliens échantillonnés. Ces derniers s'apparentent plutôt à des sables de couverture qui, selon Maarleveld (1960), sont typiques des dépôts éoliens en milieu de sandur. On remarque cependant un décalage vers la droite de nos courbes par rapport à la distribution typique des sables de couverture. L'explication de cet écart réside dans la nature du piège à sédiment. Il semblerait que les chenaux de jökulhlaup captent uniquement le transport éolien par saltation et donc la fraction la plus grossière. D'après Käyhkö (1991), les pièges éoliens horizontaux, auxquels s'apparentent les chenaux de jökulhlaups, ne captent au maximum que 20 % du matériel total transporté par le vent.

2- Les vitesses d'accumulation et de déflation

Les modèles en 3 dimensions des dépôts de loess nous ont permis de quantifier leur volume (figure 8). Les résultats indiquent des volumes accumulés entre 150 et 365 m^3 , ce qui correspond à des vitesses d'accumulation s'échelonnant entre 7 et 17 mm.an^{-1} . La faiblesse de

la valeur de vitesse d'accumulation du troisième dépôt éolien est liée à la dimension de son aire contributive. Il s'agit en effet du dépôt dont la superficie du « bassin versant » éolien est la plus petite avec 200 000 m² contre 300 000 m² pour le premier dépôt et 450 000 pour le second. En revanche, ces effets d'échelle sont, par définition, absents des vitesses de déflation. Les résultats indiquent cependant des valeurs de vitesses de déflation par saltation (puisque nos pièges ne quantifient que cette part du transport éolien) qui varient du simple au double selon le dépôt (0,05 mm.an⁻¹ pour le premier dépôt contre 0,11 mm.an⁻¹ pour le troisième). La disparité de ces valeurs dévoile la variabilité spatiale de la déflation au sein du Skeiðarársandur. Malgré le peu de mesures effectuées, il semblerait que l'intensité de la déflation s'organise inversement proportionnellement à la contrainte de cisaillement à l'échelle de la vallée. C'est-à-dire que la vitesse de déflation est maximale dans l'axe de la vallée où la contrainte de cisaillement se limite à la surface du sandur (dépôt n°3). En revanche, la vitesse de déflation est minimale dans la zone de contact entre le sandur et le versant (dépôt n°1) où le champ des vitesses des flux est davantage perturbée, ce qui diminue la compétence des vents.

D'après les résultats de Käyhkö (1991), qui indiquent que les pièges horizontaux ne captent que 1/5 du transport éolien, nous avons extrapolé les vitesses de déflation totales. Selon ces estimations, l'intensité de la déflation sur le Skeiðarársandur Est varierait entre 0,25 mm.an⁻¹ et 0,55 mm.an⁻¹.

Discussion

Nos résultats extrapolés concernant les vitesses de déflation totales sont cohérents avec les estimations faites par Reimnitz *et al* (1979) en Alaska et par Piotrowski (1983) au Spitsberg pour le même type de milieu, le sandur. Ces vitesses de déflation demeurent nettement plus faibles que celles proposées par Seppälä (1984) et Käyhkö (1997) pour les milieux dunaires (figure 9). Il paraît évident que le principal facteur expliquant ces différences est la disponibilité en matériel mobilisable par les vents. Sur ce point, les milieux de type dunaire sont bien mieux lotis. Cependant, un autre facteur limitant, et complémentaire, peut être avancé. L'humidité des milieux de sandur joue certainement un rôle en limitant la remobilisation des grains (Logie, 1982). La présence d'eau dans les dépôts meubles renforce la cohésion entre les grains et limite le travail érosif des vents. Cette idée tend à nuancer la classification élaborée par Bernes (1996). Il n'en demeure cependant pas moins vrai qu'à l'échelle de l'Islande les sandurs sont les milieux les plus sensibles à la déflation.

Conclusion

Les particularités du Skeiðarársandur Est (pièges à loess naturels, anémomorphisme et signature pétrographique spécifique) ont permis de quantifier la déflation sur un sandur sud-islandais. Les vitesses de déflation obtenues, entre 0,25 et 0,55 mm.an⁻¹, restent cohérentes avec celles proposées par d'autres auteurs pour le même type de milieu. Cependant, nos résultats doivent être considérés avec prudence. D'une part, nos mesures de terrain ne concernent que la déflation par saltation. Les valeurs de la déflation totale ont été extrapolées d'après les résultats de Käyhkö (1997). D'autre part, les chenaux du jökulhlaup de 1996 demeurent un piège « ouvert ». Nous ne pouvons pas certifier que les dépôts éoliens n'ont pas été remobilisés depuis 10 ans, ce qui impliquerait une sous-estimation des volumes accumulés et des vitesses de déflation. Nous pouvons néanmoins considérer nos résultats comme des valeurs représentatives de la vitesse de déflation minimale sur le Skeiðarársandur Est.

Remerciements

L'auteur remercie Marie-Françoise André et Jean-Luc Peiry qui dirigent ces recherches. Merci également au Laboratoire GEOLAB et au GDR Arctique qui financent les missions de terrain. Ragnar F. Kristjansson, Directeur du Parc National de Skaftafell est aussi remercié pour son accueil et son aide logistique.

Bibliographie

Bernes C. (1996) – *The Nordic Arctic Environment, unspoiled. Exploited, Polluted ?* Nord 1996 : 26. The Nordic Council of Ministers, Copenhagen. 240 p.

Cailleux A. (1939) – Action du vent sur les formations volcaniques en Islande. *Bulletin Volcanologique*, 5, pp. 19-64.

French H. (2007) – *The Periglacial Environment*. John Wiley & Sons Ltd. 458 p.

Käyhkö J. (1991) – *Eoliset Prosessit Hietatievoilla Enontekiössä*. (Aeolian Processes at Hietatievat, Enontekiössä, Finnish Lapland) M sc. Thesis in Finnish. Department of Geography, University of Helsinki. 166 p.

Käyhkö J. (1997) – *Aeolian Activity in Subarctic Fennoscandia – Distribution, History and Modern Processes*. Unpublished Ph.D. thesis. Postgraduate Research Institute for Sedimentology, The University of Reading, UK. 314 p.

Logie M. (1982) - Influence of roughness element and soil moisture on the resistance of sand to wind erosion. *Catena supplement*, 1, pp. 161-173.

Maarleveld G.C. (1960) – Wind directions and cover sands in the Netherlands. *Biuletyn Periglacjalny*, 8, pp. 49–58.

Nielsen N. (1933) – Contributions to the physiography of Iceland with particular reference to the highlands west of Vatnajökull. *Det Kongelige danske Videnskabernes Selskabs Skrifter. Naturvidenskabelig og Matematisk Afdeling*, 9. Raekke IV (5), pp. 83-288.

Piotrowski A. (1983) – Results of investigations over a magnitude of Aeolian transport in the western part of Oscar II Land (NW Spitsbergen) during summer 1979. *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia XVIII*, 56, pp. 62-67.

Reimnitz E., Maurer D.K. (1979) - Eolian sand deflation, a cause for gravel barrier islands in Arctic Alaska ? *Geology*, 7; 10, pp. 507-510.

Seppälä M. (1984) – Deflation measurements on Hietatievat, Finnish Lapland, 1974-1977. In : Olson, Rod; Geddes, F. & Hastings, R. (eds.) : *Northern Ecology and Resource Management*. The University of Alberta Press, Edmonton, pp. 39-49

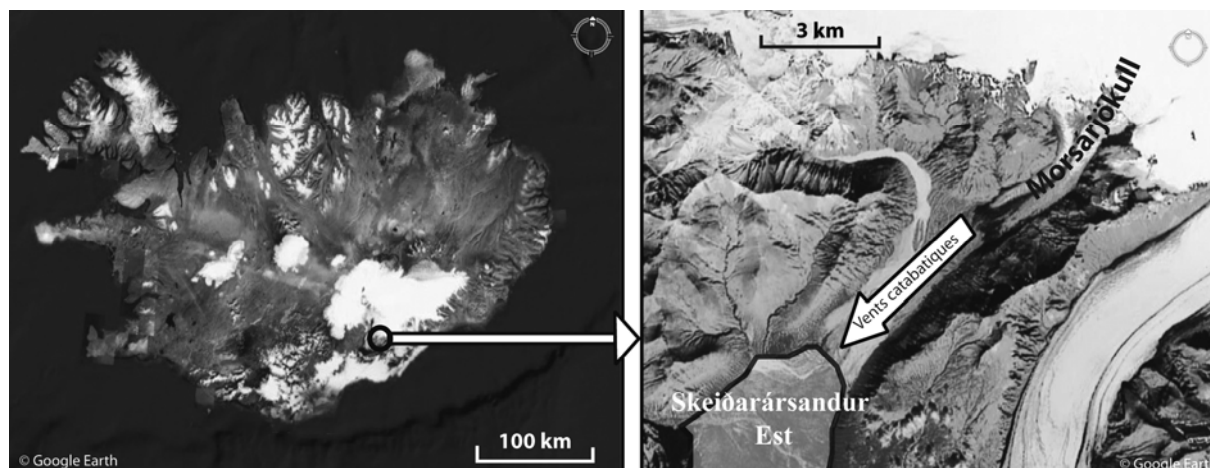


Figure 1 : Localisation de la zone d'étude

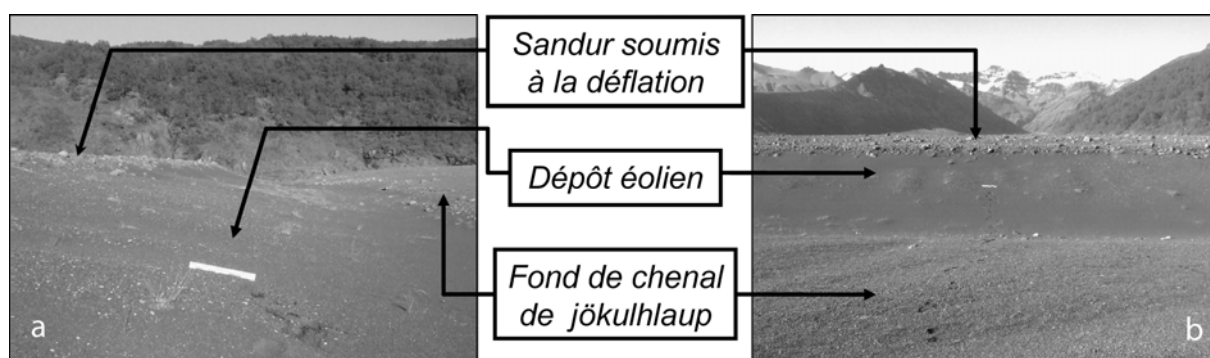


Figure 2 : Berge sous le vent d'un chenal du jökulhlaup de 1996 (a- vue de profil ; b- vue de face)

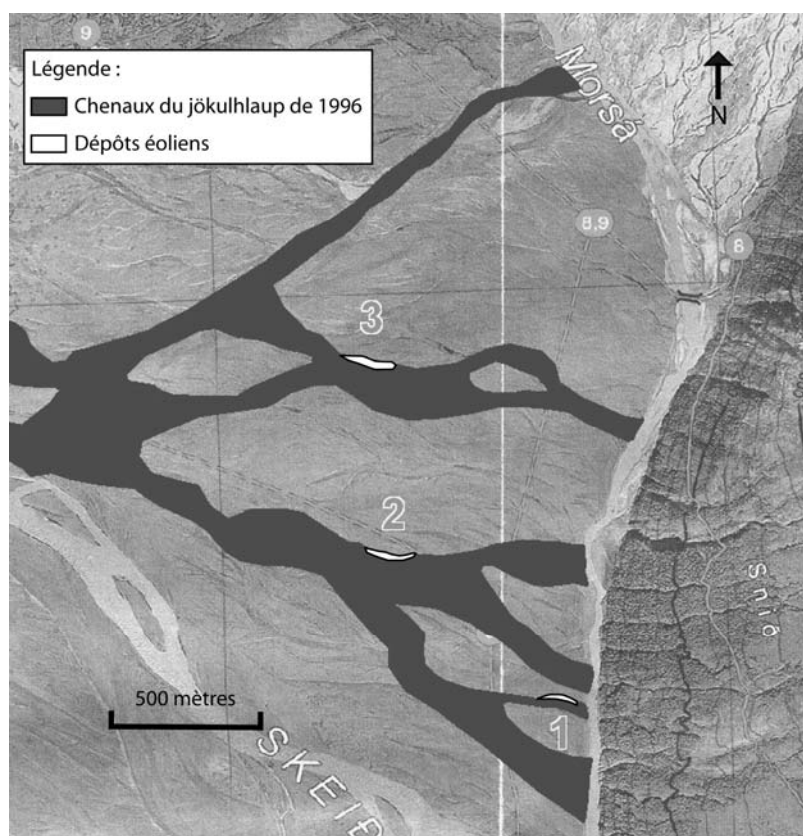


Figure 3 : Carte de localisation des dépôts éoliens échantillonnés.



Figure 4 : Anémomorphisme de *betula pubescens*.

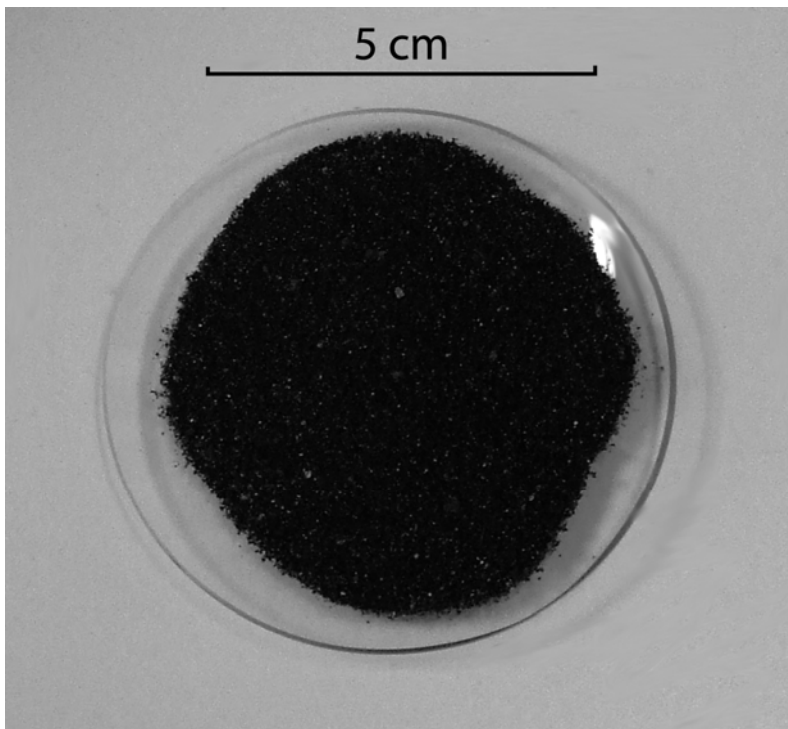


Figure 5 : Grains de basalte constituant les dépôts éoliens.

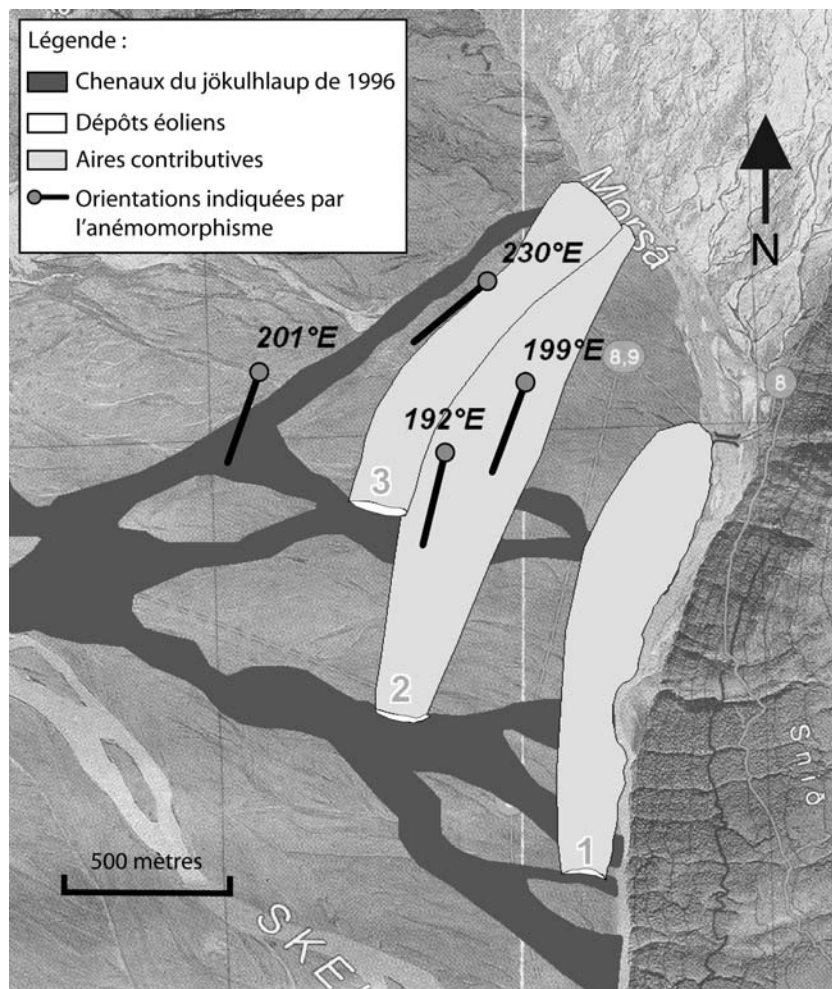


Figure 6 : Cartographie des orientations indiquées par l'anémomorphisme et des limites des aires contributives

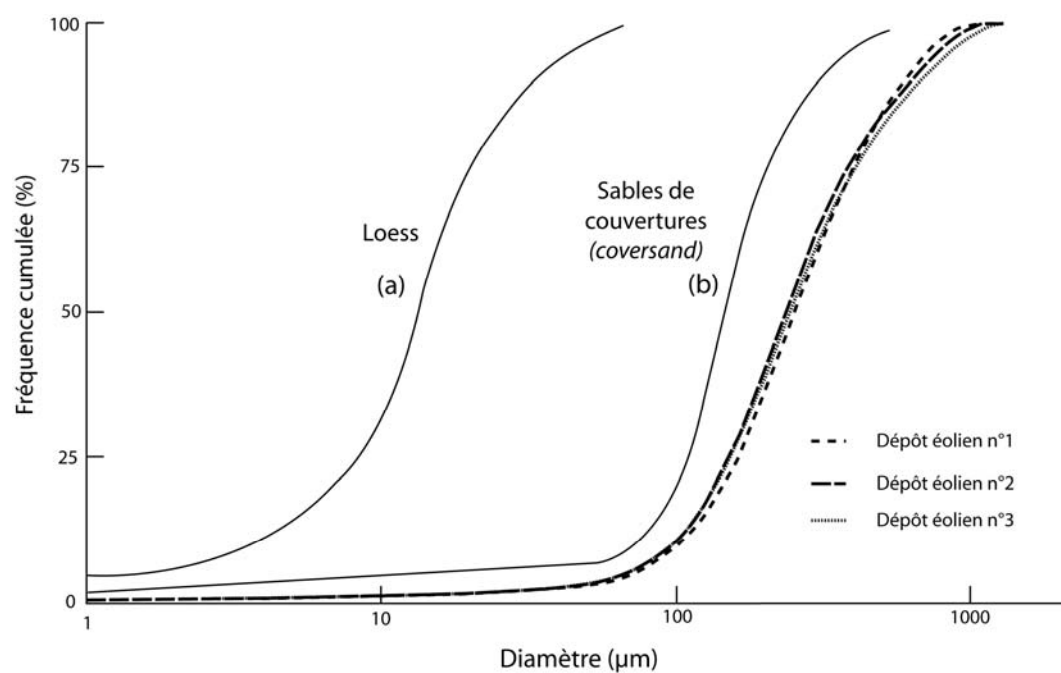


Figure 7 : Courbes granulométriques des dépôts éoliens échantillonnés superposées aux courbes typiques des loess (a) et des sables de couvertures (b)

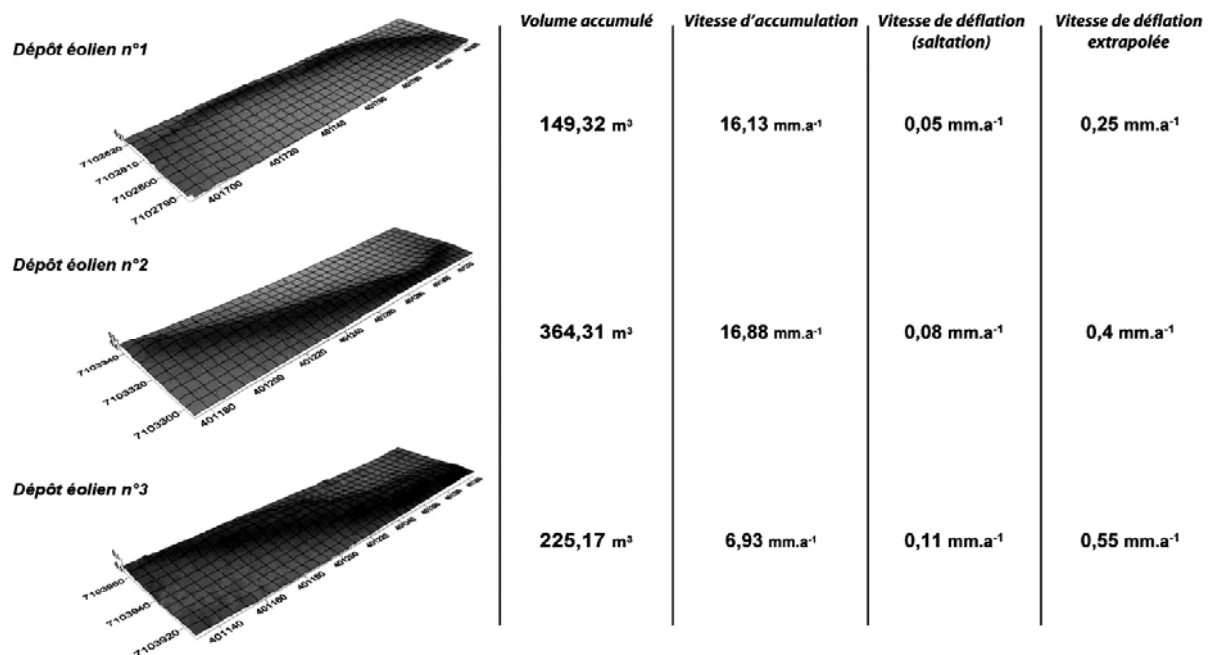


Figure 8 : Valeurs des volumes accumulés, des vitesses d'accumulation et des vitesses de déflation pour chaque dépôt éolien.

<i>Auteurs</i>	<i>Vitesses de déflation proposées (mm.an⁻¹)</i>	<i>Localisation</i>	<i>Type de milieu</i>
Roussel, cette étude	0,25 - 0,55	Islande du sud	sandur
Reimnitz <i>et al</i> (1979)	2	Alaska arctique	sandur
Piotrowski (1983)	0,2	Spitsberg	sandur
Seppälä (1984)	16 - 25	Laponie finlandaise	milieu dunaire
Käyhkö (1997)	6	Laponie finlandaise	milieu dunaire

Figure 9 : Valeurs de vitesses de déflations en milieux arctiques et subarctiques proposées dans la littérature.