



HAL
open science

Processus et rythmes de l'incision des sandar proximaux postérieurs au petit âge glaciaire (sud de l'Islande)

Erwan Roussel, Marie Chenet, Delphine Grancher, Vincent Jomelli

► To cite this version:

Erwan Roussel, Marie Chenet, Delphine Grancher, Vincent Jomelli. Processus et rythmes de l'incision des sandar proximaux postérieurs au petit âge glaciaire (sud de l'Islande). *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 2008, 4/2008 (4), pp.235-247. hal-00987429

HAL Id: hal-00987429

<https://hal.science/hal-00987429>

Submitted on 6 May 2014

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.

Processus et rythmes de l'incision des sandar proximaux postérieure au petit âge glaciaire (sud de l'Islande)

Processes and rates of post-Little Ice Age proximal sandar incision (southern Iceland)

Erwan Roussel*, Marie Chenet**, Delphine Grancher**, Vincent Jomelli**

Résumé

Depuis la fin du petit âge glaciaire, les langues glaciaires sud-islandaises ont enregistré un recul prononcé qui modifie *a priori* les conditions hydrosédimentaires offertes aux cours d'eau proglaciaires. À partir de datations lichénométriques et de mesures topographiques, cette étude montre que l'ajustement des sandar proximaux au recul glaciaire s'effectue en deux phases. La première correspond au temps de réponse du sandur, durant lequel l'incision de la plaine fluvio-glaciaire proximale est empêchée soit par la stagnation du front glaciaire soit par un apport de sédiments d'origine paraglaciale. La seconde correspond au déclenchement de l'incision du sandur proximal lorsque l'apport de sédiments paraglaciaux n'est plus suffisant pour maintenir la plaine fluvio-glaciaire dans un état stable. Lors de cette seconde phase, la vitesse d'incision du sandur proximal a tendance à ralentir au fur et à mesure que le front du glacier recule. La question de l'impact des ré-avancées glaciaires sur la vitesse d'incision du sandur proximal est posée. En réalimentant le stock sédimentaire de la marge proglaciaire, les ré-avancées glaciaires seraient en mesure de provoquer un ralentissement quasiment immédiat de l'incision du sandur proximal.

Mots clés : Islande, recul glaciaire, petit âge glaciaire, sandur, lichénométrie, ajustement fluvial, paraglaciale.

Abstract

Since the end of the Little Ice Age, glacial outlets of southern Iceland have undergone a substantial retreat, which has modified hydrological and sedimentological settings and caused fluvial adjustments. Based on lichenometric dating and topographical measurements, this study demonstrates that proximal sandar adjustment to glacier retreat follows two distinctive stages. The first one can be regarded as the reaction time of the sandur, during which the incision of the outwash plain is inhibited due to glacier front stagnation or paraglacial sediment release, which maintains the marginal sediment budget in a stable state. The second stage is characterized by the proximal sandur incision, which is triggered from the moment when the paraglacial sediment supply is insufficient to keep the sandar stable. During the second stage, the proximal sandur incision rate decreases as the glacier front retreats. The effect of glacier front readvances on the rate of proximal sandur incision is discussed. We found that glacier readvances could be able to slow down the proximal sandur incision, without time lag, by enhancing the marginal sedimentary stock.

Key words: Iceland, glacial retreat, little ice age, sandur, lichenometry, fluvial adjustment, paraglacial.

Abridged English version

According to the meteorological data of the Reykjavík, Stykkishólmur and Teigarhorn stations, Icelandic climate has undergone an increase in both mean annual temperature (between +0.7 and +1.6 °C) and mean annual precipitation between 1871 and 2002 (Hanna et al., 2004, 2006). This warming stage follows the Little Ice Age (LIA) cold period, which is supposed to have ended in the second half

of the ninetieth century (Grove, 1988, 2001). However, the timing of the LIA end in Iceland is still discussed (Kirkbride and Dugmore, 2006; McKinze et al., 2004). Due to the twentieth century climate warming, the fronts of south Icelandic glaciers have retreated more than one kilometre since the end of the LIA (Sigurðsson et al., 2007). The increase of glacial melt modifies the hydrological and sedimentological settings and induces fluvial adjustments (Maizels, 1979). It is generally accepted that glacier advance leads to aggra-

* GEOLAB, UMR-6042 CNRS, 63057 Clermont-Ferrand, France. Courriel : erwan.roussel@univ-bpclermont.fr

** Laboratoire de Géographie Physique, UMR-8591 CNRS, 1 place Aristide Briand, 92195 Meudon, France. Courriels : Marie.Chenet@cnrs-bellevue.fr ; grancher@cnrs-bellevue.fr ; vincent.jomelli@cnrs-bellevue.fr

dation of the sandur whereas glacier retreat causes incision of the outwash plain (Fahnestock, 1969; Church, 1972; Maizels, 1979; Thompson et Jones, 1986; Marren, 2002). However, processes explaining these adjustments are still unclear even if new insights from paraglacial geomorphology works help to elucidate the marginal sediment budget behaviour during deglaciation (Mercier, 2001; Ballantyne, 2003; Cossart, 2005). The aim of the present study is to identify the processes and rates of proximal sandur incision in south Iceland in order to assess the response of the proglacial fluvial system to glacier retreat.

We selected six sandur located downstream glacial outlets of two extensive Icelandic icecaps: the Vatnajökull and Mýrdalsjökull (fig. 1). The Sólheimajökull sandur is regularly affected by glacial outburst floods (jökulhlaup). According to the Iceland Glaciological Society, the five other glaciers are not known to be jökulhlaup outlets. Our field method can be divided into three stages repeated on each investigated sandur: (i) identification, lichenometric dating and mapping of the LIA maximum moraine, (ii) identification, lichenometric dating and mapping of palaeosandar backed to this LIA maximum moraine, (iii) cross-profile measurements of these palaeosandar and active sandur backed on the LIA maximum moraine. For the deposits dating, we have followed the GEV lichenometric approach, which has not yet been used in Iceland (Naveau et al., 2007; Jomelli et al., 2008). In order to link the glacier front fluctuations to the rate of proximal sandur incision, the Iceland Glaciological Society database on glaciers oscillation summarized by Sigurðsson (1998) has been used.

Results confirmed that sandur incision is the prevailing type of fluvial adjustment to glacier retreat. The presence of different generations of palaeosandar is the first evidence testifying the incision dynamics (fig. 2). However, the Fláajökull sandur shows an unusual adjustment by migration of the fluvial activity sector probably due to the glacier configuration (two coalescent lobes at the LIA maximum, which controlled the location of the sediment and meltwater outlet). The rest of the investigated proximal sandur shows a typical adjustment to glacier retreat, which follows two distinctive stages (fig. 3A and fig. 5A). The first one can be regarded as the reaction time of the sandur, during which the incision of the outwash plain is inhibited due to glacier front stagnation or paraglacial sediments release, which maintains the marginal sediment budget in a stable state. We have observed a highly variable reaction time between 41 ± 16 years for the Sólheimajökull and 97 ± 17 years for the Fláajökull (fig. 3B). The second stage is characterized by the proximal sandur incision, which is triggered as soon as the paraglacial sediments supply is insufficient to maintain the sandur stable. A high variability of the incision rate between the investigated sandur is also observed (fig. 3C). Over the period between the incision of the oldest palaeosandar and the active sandur in 2007, the mean rates of the proximal sandur incision range between 0.045 ± 0.006 m.y⁻¹ for the Morsárjökull and 0.152 ± 0.013 m.y⁻¹ for the Fláajökull. The last value has to be considered with caution because of the alternative type of adjustment followed by the Fláajö-

kull. During the second stage, the proximal sandur incision rate decreases as the glacier front retreats. This tendency is well predicted from the Thompson and Jones (1986) model for the upstream migration of the sandur longitudinal profil (fig. 5B). The effect of glacier front readvances on the rate of the proximal sandur incision has been also discussed from the Morsárjökull and Hoffellsjökull examples (fig. 4). Glacier readvances may be able to slow down the proximal sandur incision, without time lag, by enhancing the marginal sedimentary stock. However, this final hypothesis needs further research to be proved.

Introduction

Située au carrefour d'influences atmosphériques et océaniques variées, l'Islande est une île au climat contrasté. Malgré cette complexité, des études récentes ont décelé l'empreinte du changement climatique dans les données météorologiques centennales des stations de Reykjavík, Stykkishólmur et Teigarhorn (Hanna et al., 2004, 2006). Après traitement, ces données montrent une élévation de la température moyenne annuelle de 0,7 à 1,6 °C entre 1871 et 2002. Ce résultat reflète les tendances du réchauffement climatique de l'hémisphère nord montrées par ailleurs (GIEC, 2007 ; Houghton et al., 2001). Parallèlement, une faible augmentation des précipitations moyennes annuelles a été observée ; cependant, cette évolution semble plus difficile à identifier notamment à cause d'une répartition spatiale des stations météorologiques qui biaise quelque peu les données (Hanna et al., 2006). Néanmoins, l'évolution vers un climat un peu plus chaud et humide depuis la fin du XIX^e siècle est indéniable en Islande. Cette phase de radoucissement climatique fait suite à une période plus froide, communément appelée le petit âge glaciaire, qui s'amorça au début du XIV^e siècle et aurait pris fin dans la deuxième moitié du XIX^e siècle (Grove, 1988, 2001). Le déroulement de la fin du petit âge glaciaire en Islande est encore très discuté, notamment en raison de la variabilité de la réponse glaciaire au forçage climatique (Kirkbride et Dugmore, 2006 ; McKinze et al., 2004).

Depuis la fin de cet épisode et l'émergence du changement climatique, les fronts des glaciers sud-islandais ont enregistré un recul prononcé (Sigurðsson et al., 2007). Le réchauffement climatique, qui affecte intensément les domaines arctiques et subarctiques, a un impact significatif sur les calottes glaciaires. Il provoque une élévation de l'altitude de la ligne d'équilibre glaciaire (ALEG) et un déficit du bilan de masse que l'augmentation des précipitations moyennes annuelles et, *a priori*, des précipitations neigeuses hivernales ne semblent pas être en mesure de combler (Hanna et al., 2006). Le forçage climatique implique un réajustement de la géométrie du glacier perceptible notamment à travers les fluctuations de son front. L'atrophie des masses glaciaires et le recul des fronts entraînent la libération d'un important stock d'eau de fonte et la mise à disposition d'un matériel sédimentaire morainique potentiellement remobilisable par les cours d'eau proglaciaires. Le changement climatique modifie donc *a priori* les conditions hydrosédimentaires des cours d'eau

marginaux à travers l'altération des transferts liquides et solides entre le système glaciaire et le système fluvial proglaciaire. Cette perturbation des variables de contrôle que sont le débit liquide et le débit solide implique un ajustement de la géométrie du système fluvial (Schumm, 1977). Plus précisément, ces nouvelles conditions provoquent un ajustement de la géométrie des sandar (plaines fluvio-glaciaires) en modifiant leur profil en long et en travers, ainsi que le style fluvial et le tri granulométrique des matériaux (Maizels, 1979). Les sandar sud-islandais sont des milieux privilégiés pour l'étude des cours d'eau proglaciaires et du transfert de sédiments entre le glacier et l'hydrosystème (Krigström, 1962 ; Boothroyd et Nummedal, 1978 ; Thompson et Jones, 1986 ; Maizels, 1993 ; Marren, 2002). La plupart des travaux menés sur ces espaces se sont consacrés soit à l'élaboration d'une typologie des bancs typiques du tressage, soit à l'impact géomorphologique des crues catastrophiques que sont les *jökulhlaups*. Depuis l'occurrence en 1996 du dernier *jökulhlaup* majeur du Skeiðarárjökull, l'intérêt pour ces crues spectaculaires a redoublé (Russel et Knudsen, 1999 ; Magilligan *et al.*, 2002 ; Smith *et al.*, 2006). En revanche, la question de la réponse des cours d'eau proglaciaires aux fluctuations des fronts des glaciers est un sujet quelque peu délaissé (Marren, 2002 ; Jomelli *et al.*, 2002).

En règle générale, on considère que les avancées glaciaires s'accompagnent d'une aggradation et d'un raidissement de la pente proximale du sandur. Ce type d'ajustement a été observé sur le sandur du glacier des Bossons en France (Maizels, 1979). À l'inverse, un recul du front du glacier conduit à une incision et à une diminution de la pente du sandur favorisant la formation de terrasses (Fahnestock, 1969 ; Thompson et Jones, 1986). Cette réponse fluviale a été constatée sur les marges des glaciers Skafafellsjökull et Svínafellsjökull au sud du Vatnajökull (Thompson et Jones, 1986 ; Thompson, 1988 ; Marren, 2002). Deux processus sont habituellement invoqués pour expliquer ces ajustements : la migration vers l'amont du profil longitudinal du sandur (Thompson et Jones, 1986 ; Marren, 2002) et la variation de l'abondance du stock sédimentaire marginal (Church, 1972 ; Maizels, 1979), tous deux contrôlés par les fluctuations du front glaciaire. Plus exactement, la migration vers l'amont du profil en long est un processus qui a été proposé pour expliquer les ajustements du profil longitudinal à court terme, c'est-à-dire à l'échelle interannuelle. En effet, A. Thompson et A. Jones (1986) puis P.M. Marren (2002) considèrent qu'un déficit sédimentaire dans la marge proglaciaire ne peut provoquer l'incision proximale du sandur d'une année à l'autre. Par conséquent, ils invoquent l'érosion régressive, commandée par le recul du front du glacier, comme processus explicatif. Le

choix de cette option révèle les incertitudes qui pèsent encore sur le rôle joué par la marge proglaciaire sur le bilan sédimentaire en contexte de déglaciation.

Les travaux récents consacrés à la géomorphologie paraglaciale (Mercier, 2001 ; Ballantyne, 2003 ; Cossart, 2005) ont cependant démontré que les espaces récemment déglacés sont, durant la période paraglaciale, des sources sédimentaires privilégiées pouvant alimenter les cours d'eau en charge solide. Les processus de remobilisation paraglaciale pallient ainsi le déficit d'apport sédimentaire dû au glacier en recul. Lorsque les édifices morainiques se stabilisent, l'alimentation des cours d'eau en sédiments se tarit, provoquant, au niveau de la partie proximale du sandur, un déficit sédimentaire. Ce dernier entraîne un ajustement, notamment par incision, de la géométrie du sandur proximal. L'objectif de cet article est d'identifier les processus et les rythmes d'incision des sandar proximaux sud-islandais afin d'évaluer la réponse du système fluvial proglaciaire aux fluctuations des fronts glaciaires.

Les sandar choisis pour cette étude se situent au sud de l'Islande, à l'aval d'émissaires de deux des plus imposantes calottes glaciaires européennes : le Vatnajökull et le Mýrdalsjökull (fig. 1). Au total, six langues glaciaires ont été retenues pour l'étude dont une appartenant au Mýrdalsjökull. Il s'agit du Sólheimajökull, dont le sandur a déjà été maintes fois étudié en raison du déclenchement d'un *jökulhlaup* engendré par une éruption sous-glaciaire en juillet 1999 (Roberts *et al.*, 2000, 2003). Les cinq autres langues glaciaires sont des émissaires du Vatnajökull qui s'écoulent depuis la frange sud-est de la calotte. Le Morsárjökull, le

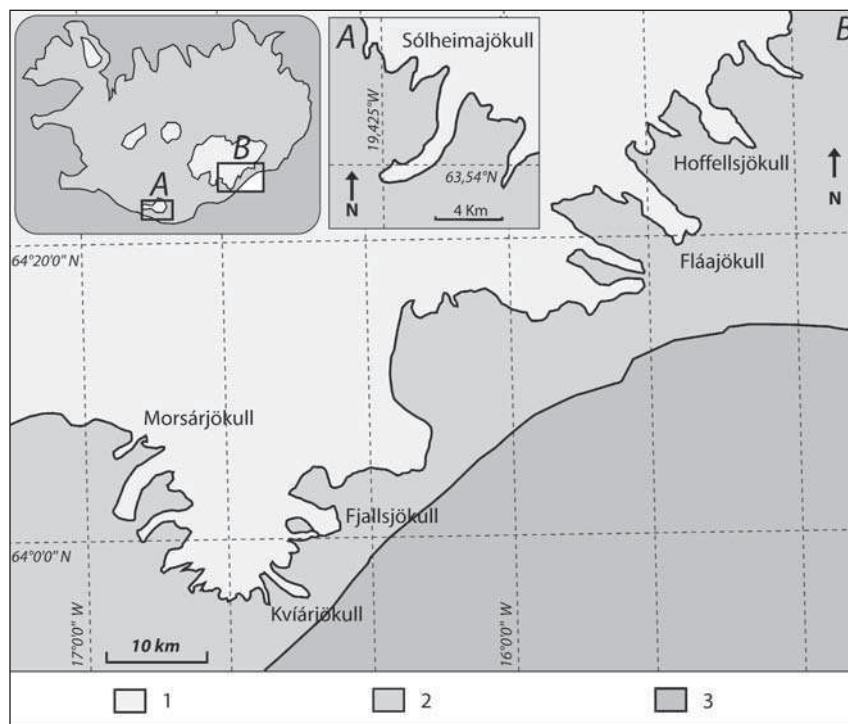


Fig. 1 – Localisation des sites d'étude. A : Sud du Mýrdalsjökull ; B : Sud-est du Vatnajökull. 1 : calottes glaciaires ; 2 : zone proglaciaire ; 3 : océan.

Fig. 1 – Location of the study areas. A : South of Mýrdalsjökull ; B : South-east of Vatnajökull. 1 : ice caps ; 2 : proglacial area ; 3 : ocean.

Kvíárjökull et le Fjallsjökull sont rattachés à un sous-bassin glaciaire du Vatnajökull affecté par un volcan sous-glaciaire, l'Öraefajökull, dont la dernière éruption remonte à 1727. Cependant, les trois sandar à l'aval des glaciers étudiés ne portent pas les marques de l'occurrence d'un *jökulhlaup* et ne sont pas recensés comme des exutoires potentiels par la Société Glaciologique d'Islande (Thompson et Jones, 1986 ; Sigurðsson, 1998). Le Fláajökull et l'Hoffellsjökull sont situés à l'extrémité sud-est du Vatnajökull et ne sont pas soumis aux *jökulhlaups*. Ainsi, l'incision des sandar proximaux des cinq langues glaciaires du Vatnajökull peut être directement reliée aux fluctuations des fronts glaciaires. En revanche, les *jökulhlaups* qui affectent régulièrement la plaine fluvio-glaciaire du Sólheimajökull perturbent la réponse du sandur au recul glaciaire.

Méthodes

Notre analyse de terrain peut se décomposer en trois étapes successives, appliquées sur chacun des sandar étudiés : d'abord identifier, dater et cartographier la moraine frontale du maximum du petit âge glaciaire, puis identifier, dater et cartographier les paléosandar et le sandur actif adossés à la moraine de ce maximum, et enfin lever le profil transversal des paléosandar et du sandur actif adossés à cette moraine.

L'identification de la moraine frontale marquant le maximum de l'extension glaciaire au petit âge glaciaire peut paraître une tâche facile. Il est vrai que pour la majorité des langues glaciaires islandaises non soumises aux débâcles glaciaires, le maximum glaciaire holocène a été atteint lors de cet épisode historique (Björnsson, 1979). Dans ce cas, la moraine du maximum du petit âge glaciaire correspond au cordon morainique situé davantage à l'aval par rapport à la position actuelle du glacier. Cependant, certains glaciers ont atteint leur extension maximale holocène au cours de pulsations néoglaciales antérieures à l'épisode historique. C'est le cas notamment du Kötlujökull, un émissaire situé au sud-est du Mýrdalsjökull, dont le maximum glaciaire fut atteint il y a 1475 ± 65 cal. BP durant une période relativement froide dont on retrouve également la trace dans les carottes glaciaires du Groenland (Dahl-Jensen *et al.*, 1998 ; Schomacker *et al.*, 2003). Un autre exemple de ce type se situe sur la marge proglaciaire du Svínafellsjökull. Le cordon morainique du maximum historique bute à l'aval sur une moraine plus ancienne dénommée Stóralda qui, d'après l'analyse stratigraphique des téphras présents dans les horizons du sol, est antérieure à l'éruption de l'Öraefajökull de 1362 (Thorarinsson, 1956). En règle générale, ces moraines antérieures au maximum historique sont bien connues, étudiées et cartographiées en Islande (Thorarinsson, 1956 ; Evans *et al.*, 1999 ; Bradwell, 2004). Parmi les langues glaciaires retenues pour cette étude, seul le Kvíárjökull présente une moraine néoglaciale antérieure au petit âge glaciaire (Thorarinsson, 1956 ; Evans *et al.*, 1999). Celle-ci a été cartographiée et écartée de la procédure de datation. Mis à part le Kvíárjökull, l'identification des moraines fron-

tales du maximum historique sur les marges des autres émissaires s'est avérée relativement aisée.

Le sandur actif est le dépôt le plus facilement identifiable dans le paysage. C'est sans aucun doute dû au dynamisme latéral des chenaux et à la fraîcheur des formes qu'ils entretiennent. Il est ainsi relativement aisé de délimiter les contours de sa bande d'activité fluviale. En revanche, les paléosandar sont plus difficiles à distinguer les uns des autres en raison notamment de la colonisation végétale qui cache les ruptures topographiques. Les talus marquant le contact entre les différents paléosandar ont été repérés sur le terrain en parcourant la vallée selon un profil transversal en contact avec la moraine du maximum historique.

La cartographie des dépôts a été effectuée en deux étapes : tout d'abord le repérage sur le terrain, à l'aide d'un GPS, du tracé des moraines du maximum du petit âge glaciaire et des contacts entre les paléosandar emboîtés, puis la digitalisation des contours des dépôts sur les photographies aériennes de 2003 au 1/24 000, préalablement géoréférencées et fournies par l'organisme *Loftmyndir*. Les limites du glacier en 2003, identifiées par photo-interprétation, ainsi que les contours des éléments du paysage composant la marge proglaciaire ont également été cartographiés (plaines intra-morainiques, lacs, glace morte, etc.).

La datation des dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires a été effectuée par lichénométrie, en utilisant les espèces du genre *Rhizocarpon*. Cette méthode de datation a été beaucoup utilisée en Islande (Jacksch, 1970 ; Maizels et Dugmore, 1985 ; Thompson, 1988 ; Caseldine, 1991 ; Gudmundsson, 1998 ; Evans *et al.*, 1999 ; Bradwell, 2001, 2004 ; McKinzev *et al.*, 2004). Les techniques privilégiées de traitement des données sont la sélection du lichen le plus gros, la moyenne des cinq plus gros, la moyenne des dix plus gros ou l'analyse de la distribution de la fréquence des tailles des lichens (*size-frequency approach*). Nous utilisons une méthode de collecte et de traitement des données lichénométriques inédite en Islande, mais qui a déjà fait ses preuves sur d'autres terrains (Cooley *et al.*, 2006 ; Naveau *et al.*, 2007 ; Jomelli *et al.*, 2007, 2008). Cette dernière est fondée sur la théorie des valeurs extrêmes. Elle est statistiquement plus robuste pour estimer l'âge des dépôts. De plus, elle fournit des intervalles de confiance permettant d'apprécier la qualité de l'âge estimé. Le traitement statistique appliqué aux données lichénométriques est fondé sur la théorie des valeurs extrêmes et une approche bayésienne (Cooley *et al.*, 2006 ; Naveau *et al.*, 2007). Pour appliquer cette méthode, l'étape de mesure des lichens doit impérativement respecter la condition de sélection des plus gros thalles. Un des avantages majeurs de cette méthode réside dans la modélisation de la distribution des tailles de lichens par la distribution des valeurs extrêmes généralisées (Cooley *et al.*, 2006 ; Naveau *et al.*, 2007 ; Jomelli *et al.*, 2007 ; Jomelli *et al.*, 2008).

Durant les étés 2006 et 2007, des mesures lichénométriques ont été entreprises sur des surfaces datées (digues, dépôts de *jökulhlaup*, coulées de lave, écroulements rocheux, moraines reconnues par photo-interprétation). Sur ces surfaces, cinquante blocs de basalte (choisis pour leur

homogénéité pétrographique) répartis sur l'ensemble du dépôt ont été sélectionnés. Sur chaque bloc, l'axe le plus long du lichen le plus gros est mesuré avec une précision de 0,5 mm. Les lichens coalescents et ceux dont les thalles sont trop irréguliers sont rejetés. Ainsi, 400 lichens répartis sur huit surfaces datées ont été mesurés. La même méthode d'échantillonnage est appliquée sur les moraines du maximum historique et les paléosandar, à l'aval des glaciers sélectionnés. Dans le cas des moraines, la prospection lichénométrique se limite au versant distal afin de restreindre la mesure de lichens perturbés par la déflation liée aux vents catabatiques. Ainsi, 300 lichens répartis sur les moraines du maximum historique des six glaciers étudiés ont été mesurés. Sur les paléosandar, les têtes de banc sont privilégiées afin d'éviter la mesure de lichens dont la taille est limitée par le calibre des blocs qu'ils colonisent. Sur les terrasses fluvio-glaciaires, 700 lichens au total ont été mesurés, répartis sur quatorze paléosandar. Afin de connaître le détail du traitement statistique des données lichénométriques, le lecteur peut se référer aux articles décrivant son application.

L'acquisition des profils en travers des sandar et paléosandar adossés aux moraines du maximum du petit âge glaciaire permet de connaître l'altitude relative de chaque terrasse par rapport à la plaine fluvio-glaciaire active. Ces profils ont été levés à l'aide d'un télémètre laser (modèle Impulse 200 LR de Laser Technology) de précision centimétrique et d'une cible sur trépied. Le pas moyen entre deux mesures est de 30 mètres. L'objectif étant de saisir l'emboîtement des différents plans d'accumulation, nous avons volontairement effectué nos mesures entre des stations situées sur les têtes de banc. Par conséquent, la topographie fine à l'échelle des chenaux et des paléochenaux n'apparaît pas.

Les fluctuations annuelles du front de nombreuses langues glaciaires islandaises sont publiées annuellement dans la revue *Jökull* de la Société Glaciologique d'Islande (*Iceland Glaciological Society*). En 1998, un article synthétisant 65 ans de mesures a été publié (Sigurðsson, 1998). Ce travail a permis de prendre la mesure de la variabilité de la réponse glaciaire au forçage climatique et de souligner l'importance du fonctionnement spécifique de certains glaciers, notamment ceux soumis aux phénomènes de ré-avancée rapide (*surge* glaciaire : Russell *et al.*, 2001 ; Björnsson *et al.*, 2003). Certaines langues font l'objet d'un suivi annuel continu depuis 1930. Cette qualité de données reste cependant assez rare et il est fréquent d'observer des lacunes de plusieurs années dans la série de mesures de certains émissaires. Dans le meilleur des cas, le repère servant de base pour la mesure de la position du glacier a été conservé et il est possible de calculer les fluctuations annuelles moyennes. En revanche, lorsque le repère a été détruit, la nouvelle mesure de la position du front ne peut être reliée aux précédentes. Par conséquent, la fluctuation cumulée du front du glacier ne peut être reconstituée. Dans notre cas, le Morsárjökull et le Sólheimajökull sont les seuls glaciers qui disposent d'un suivi de la fluctuation du front ininterrompu depuis le début des années 1930.

L'incision des sandar

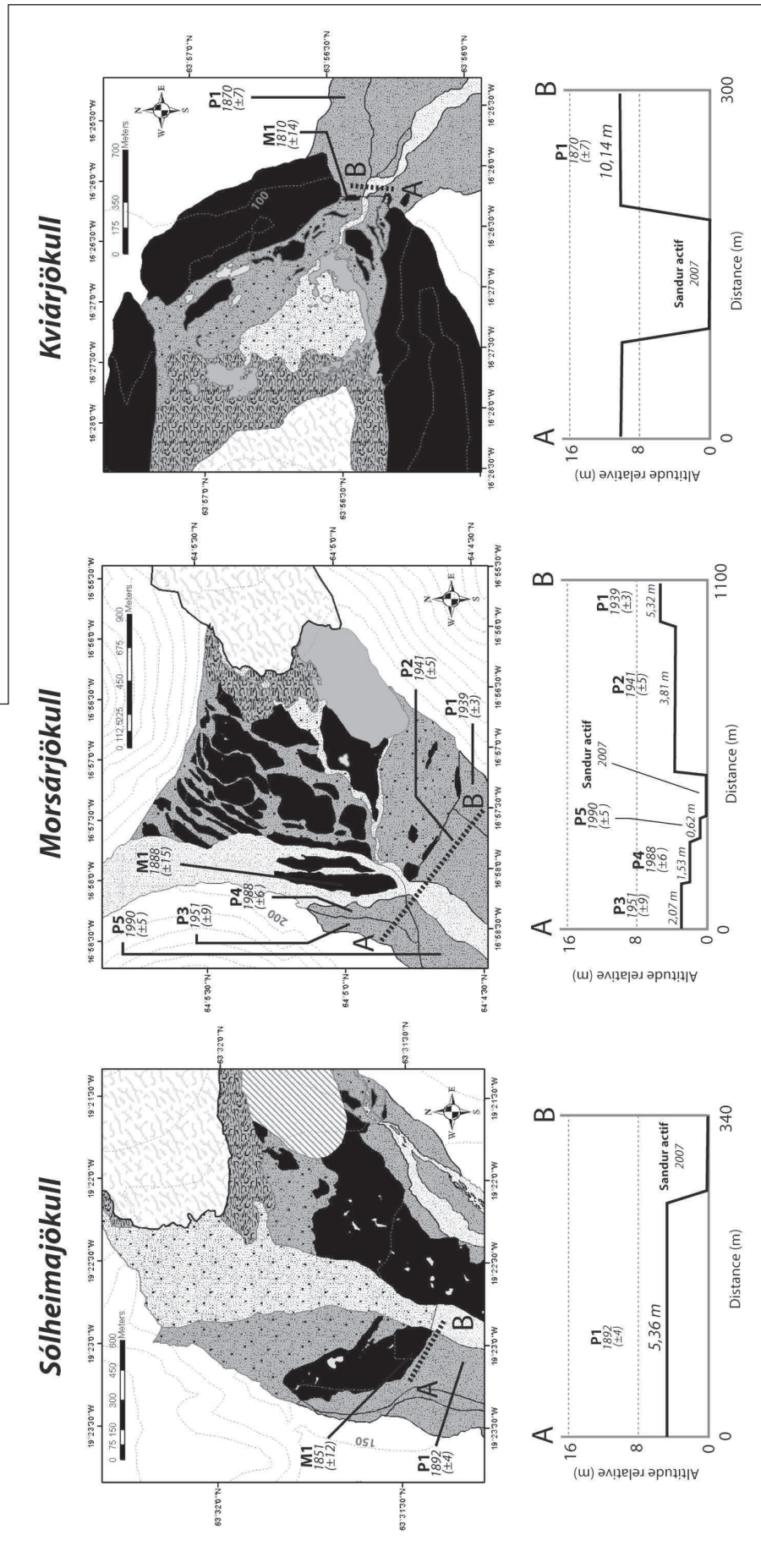
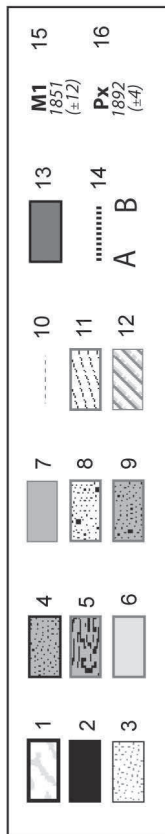
La cartographie et les profils en travers des paléosandar permettent d'interpréter les processus d'incision qui affectent les plaines fluvio-glaciaires sud-islandaises depuis la fin du petit âge glaciaire (fig. 2). Cinq des six terrains étudiés présentent une marge proglaciaire dans laquelle plusieurs terrasses sont emboîtées, la plus ancienne étant toujours adossée à la moraine frontale du maximum historique. En revanche, les terrasses plus récentes sont parfois déconnectées de cette moraine. C'est le cas notamment à l'aval des glaciers Kviárjökull, Fjallsjökull et Hoffellsjökull. Cette observation traduit soit une migration vers l'aval de l'incision, soit une destruction de la partie amont des paléosandar récents par l'avulsion du chenal actif et le sapement latéral. Seul le sandur du Fláajökull présente un profil transversal totalement différent, révélateur d'un ajustement particulier. La cartographie des moraines montre qu'au maximum historique, le Fláajökull se composait de deux lobes glaciaires qui devenaient coalescents (voir fig. 2, à l'amont du point B du profil en travers). La jonction entre les deux lobes est un exutoire privilégié pour l'évacuation de l'eau de fonte et des sédiments d'origine glaciaire. Il en résulte un sandur dont la topographie mime celle d'un cône alluvial. Le profil en travers effectué sur le paléosandar du Fláajökull révèle d'ailleurs une convexité transversale similaire à celle d'un cône. À la suite du recul glaciaire et de l'éloignement des deux lobes, cet exutoire des flux hydrosédimentaires a été abandonné au profit d'une autre brèche creusée dans la moraine du maximum historique. En aval du Fláajökull, l'ajustement du sandur au recul glaciaire s'effectue par une capture et une migration du secteur d'activité fluvio-glaciaire.

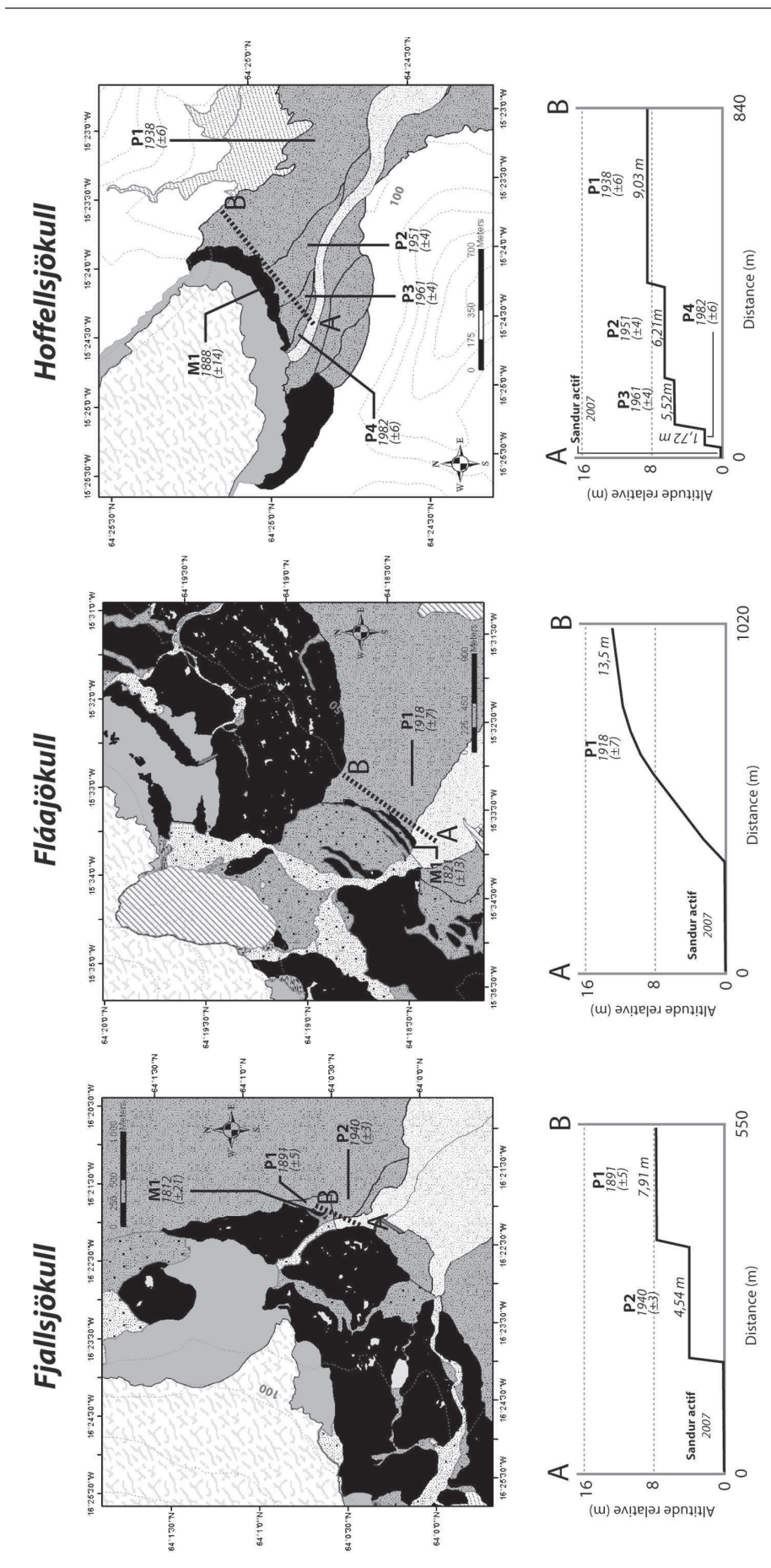
Afin d'appréhender les processus et les rythmes d'incision des sandar proximaux, les altitudes relatives des dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires datés ont été reportés sur la figure 3A. La détermination de l'âge de la moraine marquant l'extension glaciaire maximale au petit âge glaciaire et de la date d'abandon du paléosandar le plus ancien adossé à cette moraine permet d'estimer le temps de réponse du sandur au recul glaciaire (Brunsdén, 1980). D'après les datations lichénométriques, il existe en effet un délai après le maximum historique au cours duquel le sandur proximal n'est pas incisé. Ce délai de réponse varie entre 41 ± 16 ans pour le Sólheimajökull et 97 ± 17 ans pour le Fláajökull (fig. 3B).

Après cette période de latence, l'incision ou la capture débute en délaissant le paléosandar le plus ancien et se poursuit en abandonnant parfois des terrasses plus jeunes, ce qui révèle le caractère non linéaire de l'incision et le franchissement de seuils géomorphologiques. C'est le cas notamment du Morsárjökull et de l'Hoffellsjökull à l'aval desquels se distinguent respectivement six et quatre générations de paléosandar. Les vitesses moyennes d'incision du sandur proximal, calculées au cours de la période s'étalant depuis l'abandon du plus vieux sandur jusqu'à 2007, varient de $0,045 \pm 0,006$ m.an⁻¹ pour le Morsárjökull à $0,152 \pm 0,013$ m.an⁻¹ pour le Fláajökull (fig. 3C). Dans ce dernier

Fig. 2 – Cartographie et profils en travers des sandar étudiés. 1 : glacier ; 2 : moraine ; 3 : sandur actif ; 4 : paléosandar ; 5 : glace morte ; 6 : lac intra-morainique ; 7 : lac proglaciaire ; 8 : plaines intra-morainiques actives ; 9 : plaines intra-morainiques abandonnées ; 10 : courbe de niveau (équidistance 50 m) ; 11 : cônes alluviaux ; 12 : affleurements rocheux ; 13 : digues ; 14 : localisation des profils en travers ; 15 : moraine du maximum historique avec sa datation et son intervalle de confiance ; 16 : localisation du paléosandar identifiée avec sa datation et son intervalle de confiance.

Fig. 2 – Maps and cross-sections of the investigated sandar. 1: glacier; 2: moraines; 3: active sandur; 4: paleosandar; 5: dead-ice; 6: intra-morainic lake; 7: proglacial lake; 8: active intra-morainic plain; 9: former intra-morainic plain; 10: contour line (50 m distance); 11: alluvial fan; 12: outcrop; 13: dam; 14: cross-profile location; 15: maximum LIA moraine location with its dating and its confidence interval; 16: location of the identified paleosandar with its dating and its confidence interval.





cas, il s'agit d'une migration du secteur d'activité fluviale vers un espace dont on ne peut affirmer qu'il était inactif avant l'abandon du paléosandar le plus ancien. L'hypothétique abaissement du niveau topographique du sandar proximal du Fláajökull est à considérer avec beaucoup de prudence. En examinant plus précisément les courbes des sandar proximaux du Morsárjökull et de l'Hoffellsjökull sur la figure 3A, il semble que la vitesse d'incision ait tendance à ralentir au cours du temps en raison notamment de l'éloignement du front du glacier.

À partir des données disponibles sur la fluctuation des fronts glaciaires des langues sud-islandaises, nous avons cherché à identifier l'impact des ré-avancées glaciaires sur la vitesse d'incision du sandar proximal. Au préalable, nous avons dû sélectionner les deux glaciers qui présentaient à la fois un nombre important de terrasses datées et une série de mesures fiables à propos de la fluctuation de leur front. Malgré la présence de nombreuses lacunes dans l'enregistrement de la fluctuation du front de l'Hoffellsjökull, ce dernier et le Morsárjökull sont les seuls glaciers à répondre à ces critères. En raison de l'absence d'enregistrement de la fluctuation du front de l'Hoffellsjökull en 1959, la courbe de la variation cumulée de son front ne peut être reconstituée qu'au cours de la période 1930-1958 (fig. 4B). Néanmoins, en examinant les données relatives aux deux émissaires du Vatnajökull retenus, il semble qu'une période de ré-avancée du front glaciaire soit susceptible de provoquer un ralentissement de la vitesse d'incision du sandar proximal. Ce phénomène est perceptible sur le sandar à l'aval de l'Hoffellsjökull (fig. 4B). En effet, les avancées du front du glacier survenues durant les années 1950 et le ralentissement notable de la vitesse d'incision du sandar proximal sont synchrones. Entre 1951 et 1961, la vitesse d'incision diminue de 70 % environ par rapport à la période précédente (1938-1951). Pourtant, l'Hof-

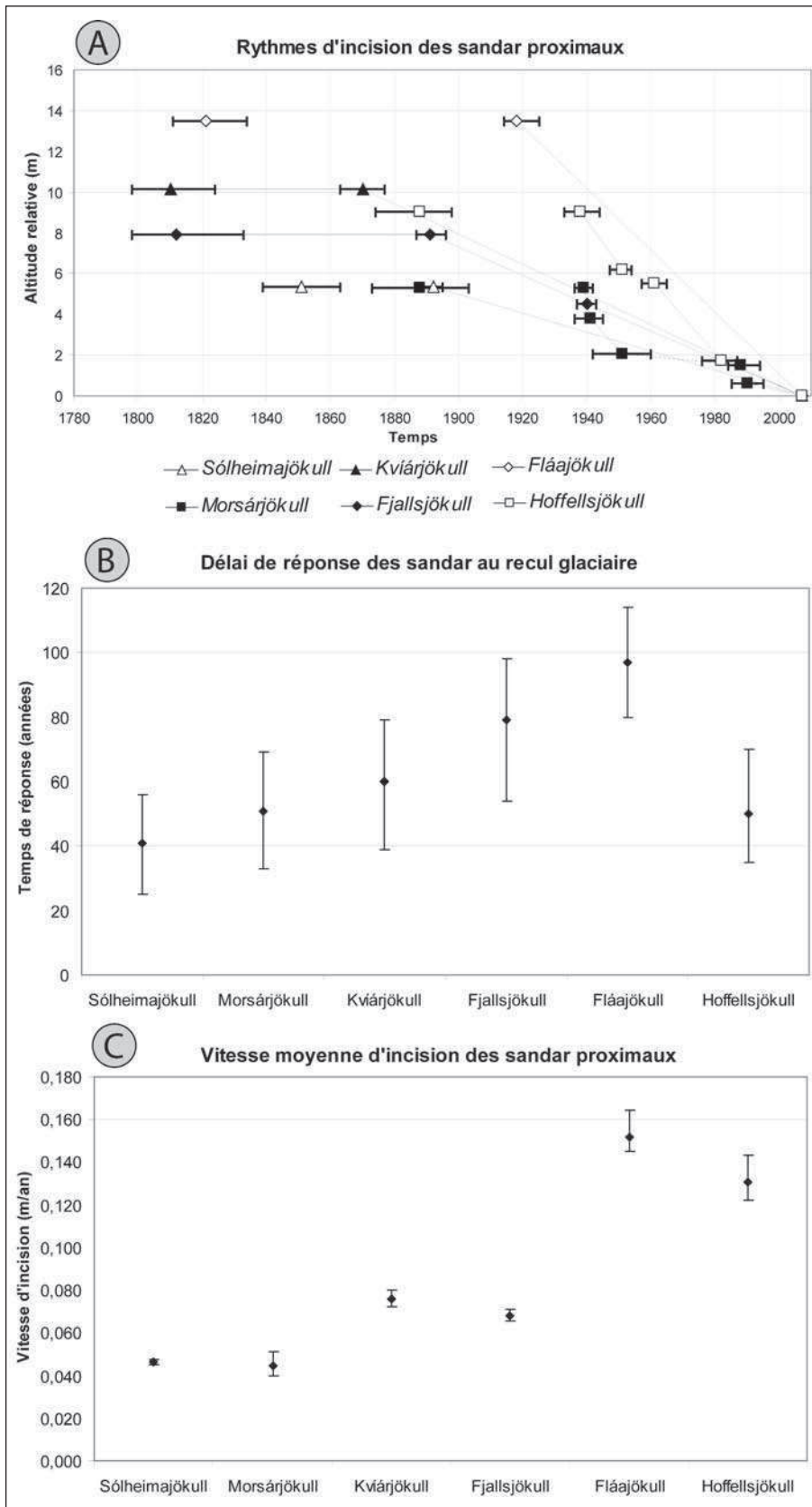


Fig. 3 – Rythmes d'incision des sandar proximaux (A), temps de réponse des sandar au recul glaciaire (B) et vitesse moyenne d'incision des sandar proximaux (C).

Fig. 3 – Incision rates of proximal sandar (A), time lag of the sandar adjustment to glacial retreat (B), mean rate of proximal sandar incision (C).

fellsjökull n'effectue que des ré-avancées mineures (entre 15 et 30 mètres) et ponctuelles, entrecoupées de courtes périodes de recul. Cependant, il s'agit là d'un résultat qualitatif qu'il faut considérer avec une extrême prudence. Le lien de cause à effet entre le rythme de la fluctuation du front glaciaire et la vitesse d'incision du sandur proximal ne semble pas systématique. Les ré-avancées de l'Hoffellsjökull du milieu des années 1970 ne semblent pas avoir ralenti l'incision du sandur (fig. 4B). L'exemple du Morsárjökull est plus complexe à interpréter puisque le ralentissement de la vitesse d'incision du sandur proximal semble s'opérer avant la période de ré-avancée glaciaire des années 1970-1980 (fig. 4A). Il reste cependant plausible que l'incision ait perduré pendant la période de recul de 1951 à 1972 et que la période de ré-avancée ininterrompue entre 1972 et 1986 ait provoqué une aggradation du sandur proximal, détruisant ainsi les éventuelles terrasses témoignant de l'incision antérieure (fig. 4A).

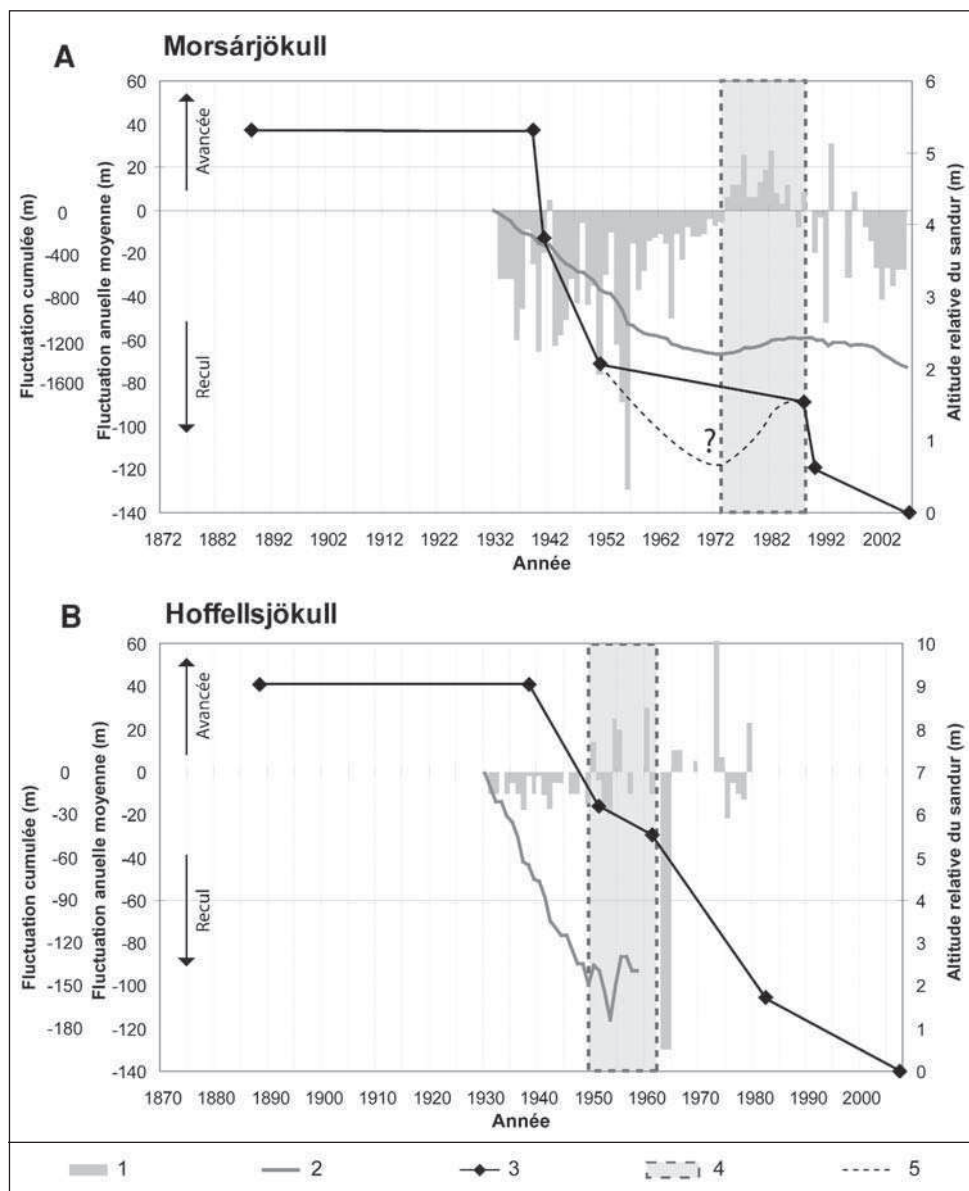
Discussion

D'après nos résultats, le processus d'ajustement des sandar proximaux au recul glaciaire se décompose en deux phases (fig. 5A). Lors de la première période, que l'on peut considérer comme le temps de réponse du sandur, la plaine fluvio-glaciaire n'enregistre pas d'incision malgré l'initiation du recul glaciaire. En effet, ce dernier est amorcé puisque la moraine du maximum du petit âge glaciaire est colonisée par les lichens. Deux interprétations de l'existence de ce délai de réponse sont possibles. Le front glaciaire peut avoir enregistré un léger recul durant la phase I et connaître une période stationnaire avec des fluctuations saisonnières mineures qui maintiennent un stock sédimentaire important au sein de la marge proglaciaire. Cet apport renouvelé de sédiments d'origine glaciaire maintient le sandur dans l'état antérieur au

Fig. 4 – Réponse de la vitesse d'incision du sandur proximal aux fluctuations glaciaires du Morsárjökull et de l'Hoffellsjökull. 1 : fluctuations annuelles du front glaciaire ; 2 : fluctuation cumulée du front glaciaire ; 3 : altitude relative du sandur proximal ; 4 : périodes de ré-avancée glaciaire ; 5 : variation hypothétique de l'altitude du sandur proximal.

Fig. 4 – *Response of the proximal sandur incision rate to the glacial front fluctuations of the Morsárjökull and the Hoffellsjökull.* 1: annual fluctuations of the glacier front; 2: cumulative fluctuation of the glacier front; 3: relative height of the proximal sandur; 4: glacier readvance period; 5: hypothetical variation of the proximal sandur height.

maximum du petit âge glaciaire. En revanche, si le front glaciaire enregistre après le maximum historique un recul prononcé uniforme, l'absence d'incision du sandur durant la phase I ne peut être expliquée que par une recharge du stock sédimentaire de la marge proglaciaire par des processus paraglaciers, notamment thermokarstiques, dus au démantèlement de moraines à culots de glace morte. Lorsque les édifices morainiques sont stabilisés, la recharge paraglacière du système fluvial proglaciaire s'essouffle et la phase d'incision du sandur (phase II) peut alors débuter (fig. 5A). Ainsi, compte tenu du temps de réponse des sandar sud-islandais, les moraines et les plaines intra-morainiques anciennes sont stabilisées et cessent de constituer une source sédimentaire paraglacière au bout de 40 à 100 ans. Dans la marge proglaciaire du *Small River Glacier* au Canada, il a été démontré que les dépôts, essentiellement des plaines intra-morainiques abandonnées, cessent de servir de sources sédimentaires après plusieurs dizaines d'années (Orwin et Smart, 2004). Nos résultats confortent cette hypothèse d'une stabilisation des édifices morainiques et des dépôts intra-morainiques en l'espace d'un demi-siècle, voire un siècle. Ce laps de temps semble trop court pour englober l'ensemble de ce qui est communément appelé la période paraglacière (Ballantyne, 2003 ; Mercier, 2001 ; Cossart, 2005). En fait, la durée de la phase II constitue uniquement le laps de temps durant lequel l'efficacité de la remobilisation paraglacière est suffisante pour maintenir le sandur en équilibre. Néanmoins cette période de stabilisation peut être très variable et, par



conséquent, le délai de réponse du sandur proximal également. D'ailleurs, nos résultats indiquent un écart-type de 20 ans autour d'une moyenne de 69 ans pour la durée de la phase I. Cette variabilité est notamment liée à l'abondance du stock morainique dans la marge proglaciaire et à sa sensibilité aux processus de remobilisation potentiels. En particulier, la présence de glace morte dans les cordons morainiques joue un rôle prédominant dans le déclenchement de coulées de débris permettant le déstockage et l'alimentation du système fluvial proglaciaire en sédiments paraglaciers (Church et Ryder, 1972 ; Church et Slaymaker, 1989 ; Mercier, 1997, 2001) qui retardent le début de la seconde phase.

La phase d'incision du sandur proximal s'amorce dès que le stock sédimentaire de la marge proglaciaire est déficitaire et que l'efficacité de l'apport de matériel par remobilisation paraglacière des dépôts morainiques et intra-morainiques ne suffit plus à maintenir la plaine-fluvio-glaciaire dans un état d'équilibre (fig. 5A). Nos résultats montrent au sein des sandar une grande variabilité des rythmes d'incision avec un

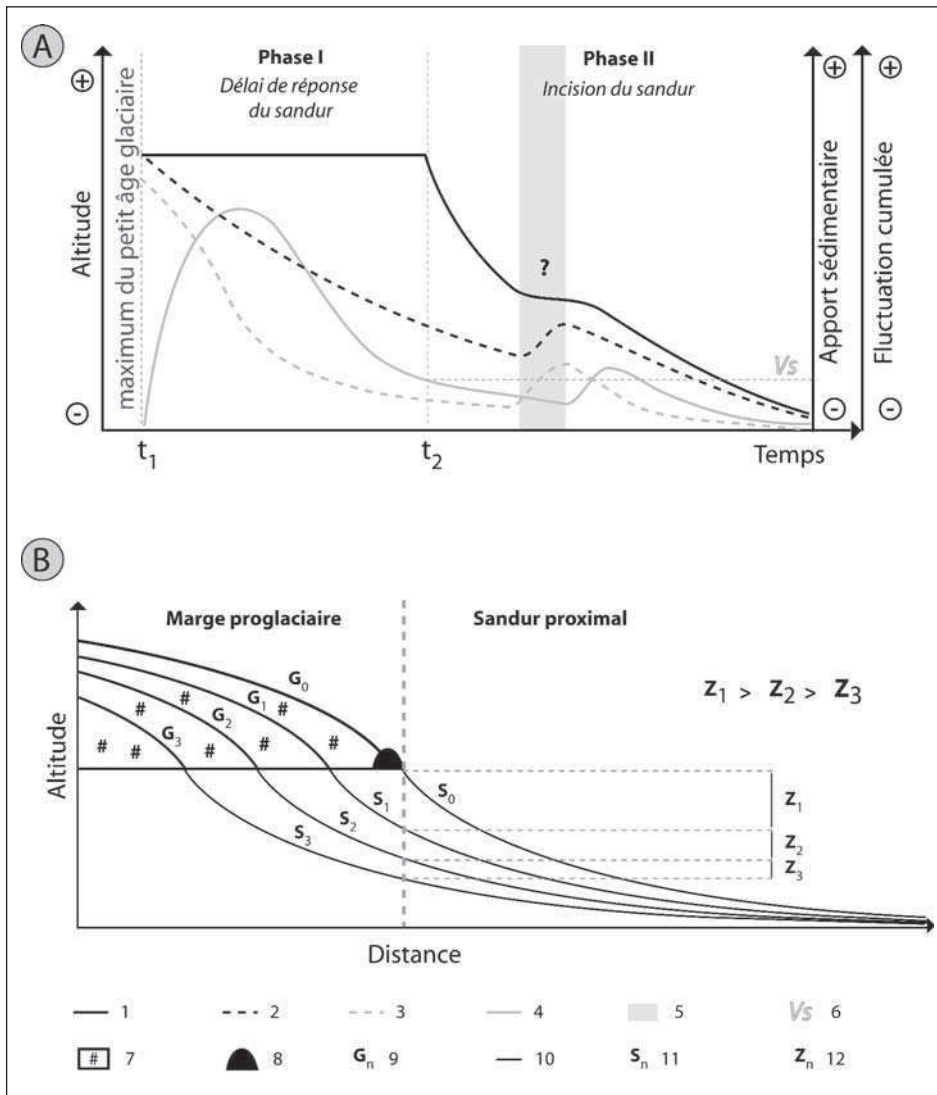


Fig. 5 – L’ajustement des sandar proximaux au recul glaciaire. A : Modèle conceptuel de la réponse des sandar proximaux au recul glaciaire postérieur au petit âge glaciaire. B : Prédiction du ralentissement de l’incision du sandur proximal à partir du modèle de A. Thompson et A. Jones (1986). 1 : altitude du sandur proximal ; 2 : fluctuation cumulée du front glaciaire ; 3 : apport sédimentaire d’origine glaciaire ; 4 : apport sédimentaire par remobilisation paraglaciale du stock marginal ; 5 : période de ré-avancée glaciaire ; 6 : valeur seuil d’apport sédimentaire marginal en-dessous de laquelle l’incision du sandur proximale se déclenche ; 7 : glacier vu en coupe ; 8 : moraine du maximum historique ; 9 : position du glacier au temps n (G_0 étant la position au maximum historique) ; 10 : profil en long du sandur ; 11 : position du sandur au temps n (S_0 étant la position au maximum historique) ; 12 : incision du sandur entre le temps n et le temps n-1.

Fig. 5 – *Proximal sandar adjustment to glacial retreat*. A: Conceptual model of proximal sandar response to post-LIA glacial retreat. B: Prediction of the proximal sandar incision slowdown using the A. Thompson and A. Jones (1986) model. 1: proximal sandur height; 2: cumulative fluctuation of the glacier front; 3: glacial sediment yield; 4: paraglacial sediment yield; 5: glacier readvance period; 6: threshold value of sediment yield (beneath this value the incision of the proximal sandur is triggered); 7: glacier (longitudinal view); 8: moraine of the LIA maximum; 9: glacier location at n time (G_0 is the location at the LIA maximum); 10: sandur long profile; 11: sandur location at n time (S_0 is the location at the LIA maximum); 12: sandur incision between n and n-1 times.

écart-type de $0,040 \text{ m.an}^{-1}$ autour d’une moyenne de $0,086 \text{ m.an}^{-1}$. Avec seulement six cas étudiés, il est difficile d’avancer une explication statistique fondée. Cependant, le travail de cartographie des langues glaciaires montre que ce sont les sandar situés en aval des glaciers les plus vastes qui connais-

sent les incisions les plus rapides ($R^2 = 0,871$; $p = 0,006$). Ainsi, les rythmes d’incision seraient davantage liés à la taille des langues glaciaires qu’à l’ampleur du recul de leur front. Il faut néanmoins demeurer très prudent sur la valeur de cette relation étant donné le faible nombre d’objets étudiés.

D’après nos résultats, la vitesse d’incision tend à diminuer au cours du temps. Ce ralentissement peut être expliqué par le processus de migration vers l’amont du profil en long évoqué par A. Thompson et A. Jones (1986) et P. M. Marren (2002). En effet, en appliquant le modèle d’évolution des sandar lors du recul glaciaire, qu’ont développé A. Thompson et A. Jones (1986), le ralentissement de la vitesse d’incision du sandur proximal est prévisible (fig. 5B). Ce modèle propose que le profil en long de la plaine fluvio-glaciaire, représenté par une courbe exponentielle négative (Maizels, 1979), migre vers l’amont sans subir de modifications majeures. En acceptant cette hypothèse, il est possible de démontrer mathématiquement et graphiquement la diminution de la vitesse d’incision du sandur proximal (fig. 5B). Il s’agit cependant d’une hypothèse difficile à soutenir étant donné le contraste sédimentaire et topographique existant entre le sandur et la marge proglaciaire qui aurait plutôt tendance à segmenter le profil en long. Nos données ne permettent pas de confirmer la justesse de ce modèle. La migration vers l’amont du profil en long apparaît néanmoins comme le processus le plus pertinent pour expliquer le ralentissement de l’incision du sandur proximal lors du recul glaciaire.

Nous avons cherché à évaluer l’impact des ré-avancées glaciaires postérieures au petit âge glaciaire sur le processus d’incision du sandur proximal. Cette démarche a été limitée par la qualité médiocre des mesures des oscillations des fronts glaciaires. Il semble cependant qu’une ré-avancée glaciaire soit en mesure de ralentir, sans délai, la vitesse d’incision. En effet, l’avancée du gla-

cier ré-alimente la marge proglaciaire en sédiments d'origine glaciaire, qui, à terme, modifie le bilan sédimentaire local du sandur proximal (fig. 5A). Une question s'impose: pourquoi la réactivité du sandur proximal aux ré-avancées glaciaires semble instantanée alors que nos résultats mettent en évidence un délai de réponse pluridécennal lors de la phase I ? Un élément de réponse réside dans la valeur seuil d'apport sédimentaire (fig. 5A). Rappelons que la phase d'incision se déclenche lorsque les apports sédimentaires paraglaciers ne suffisent plus à maintenir le sandur dans un état stable. Avec le franchissement de cette valeur seuil d'apport sédimentaire, l'incision du sandur proximal en réponse au recul glaciaire s'amorce. À l'inverse, lors des avancées glaciaires, l'apport de sédiments d'origine glaciaire s'ajoute à la contribution de débris d'origine paraglaciers. Cette combinaison a pour effet de faciliter le dépassement de la valeur seuil d'apport sédimentaire et, par conséquent, de raccourcir considérablement le délai de réponse du sandur proximal. Notons que la ré-avancée glaciaire provoque finalement un rallongement de la période paraglaciers en augmentant le stock sédimentaire marginal potentiellement remobilisable par les processus paraglaciers (fig. 5A). Nous proposons l'hypothèse suivante : si à l'issue de ces ré-avancées glaciaires les apports sédimentaires paraglaciers dépassent une valeur seuil, le ralentissement de la vitesse d'incision pourrait se maintenir un temps alors même que le recul glaciaire a repris. Cependant, nos résultats ne permettent pas de démontrer la validité de cette hypothèse. Il faut donc demeurer prudent et considérer cette interprétation de la relation entre la ré-avancée glaciaire et le ralentissement de la vitesse d'incision du sandur proximal comme une hypothèse à confirmer.

Conclusion

Cette étude confirme un type d'ajustement des sandar au recul glaciaire déjà décrit dans la littérature. En effet, l'indéniable incision postérieure au petit âge glaciaire des plaines fluvio-glaciaires sud-islandaises confirme la prédominance de ce type d'ajustement fluvial en contexte de déglaciation. L'étude du sandur du Fláajökull apporte cependant une nuance. En effet, un ajustement alternatif par capture a été favorisé par une configuration glaciaire particulière : deux lobes coalescents lors du maximum historique qui conditionnent fortement la localisation de l'exutoire prioritaire des flux hydrosédimentaires. En revanche, pour les cinq autres sandar étudiés, l'ajustement de la plaine fluvio-glaciaire proximale s'effectue selon un schéma identique et inédit. Une première phase correspond au temps de réponse du sandur, quand l'incision est inhibée soit par la stagnation du front glaciaire soit par un apport de sédiments paraglaciers. Sa durée s'échelonne entre 50 et 100 ans. Lorsque l'apport de sédiments d'origine paraglaciers passe sous une valeur seuil, la phase d'incision du sandur proximal se déclenche. On observe une grande hétérogénéité des vitesses d'incision au sein des sandar (entre 4,5 et 15 cm.an⁻¹) qu'il reste encore à expliquer malgré la relation possible avec la di-

mension du glacier. En accord avec le modèle de A. Thompson et A. Jones (1986), on observe que la vitesse d'incision du sandur proximal a tendance à ralentir au fur et à mesure que le front du glacier recule. Enfin, la question de l'impact des ré-avancées glaciaires sur la vitesse d'incision du sandur proximal a été abordée. Il semblerait que les apports sédimentaires qu'entraînent ces ré-avancées, combinés aux apports de sédiments paraglaciers, soient suffisants pour provoquer, sans délai, un ralentissement de l'incision du sandur proximal. Cependant, en raison d'une qualité médiocre des données relatives aux fluctuations glaciaires, cette hypothèse nécessite d'être confirmée.

Remerciements

Les auteurs remercient le laboratoire GEOLAB de Clermont-Ferrand (UMR 6042), le laboratoire de Géographie Physique de Meudon (UMR 8591) et le GDR 3062 « Mutations polaires » dirigé par M. Griselin qui ont financé les missions de terrain. Nos remerciements s'adressent également à M.-F. André, D. Mercier, J.-C. Thouret, J. Raffy, J. Steiger et aux rapporteurs anonymes pour leurs relectures et corrections. Nous remercions enfin R.F. Kristjansson, directeur du Skaftafell National Park, pour l'aide logistique apportée sur place.

Références

- Ballantyne C.K. (2003)** – Paraglacial landsystems. In D. J. A. Evans (Ed.): *Glacial Landsystems*. Arnold, London, 432-461.
- Björnsson H. (1979)** – Glaciers in Iceland. *Jökull* 29, 74-80.
- Björnsson H., Pálsson F., Sigurðsson O., Flowers G.E. (2003)** – Surges of glaciers in Iceland. *Annals of Glaciology* 36, 82-90.
- Boothroyd J.C., Nummedal D. (1978)** – Proglacial braided outwash: a model for humid alluvial fan deposits. In A. D. Miall (Ed.): *Fluvial sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 641-668.
- Bradwell T. (2001)** – A new lichenometric dating curve for south-east Iceland. *Geografiska Annaler* 83A, 3, 91-101.
- Bradwell T. (2004)** – Lichenometric dating in southeast Iceland – the size-frequency approach. *Geografiska Annaler* 86A, 91-101.
- Brunsdén D. (1980)** – Applicable models of long term landform evolution. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement* 36, 16-26.
- Caseldine C.J. (1991)** – Lichenometric dating, lichen population studies and Holocene glacial history in Tröllaskagi, Northern Iceland. In J. K. Maizels and C. J. Caseldine (eds.): *Environmental change in Iceland*. Kluwer, Dordrecht, 219-233.
- Church M.A. (1972)** – The Baffin Island Sandurs: a study of Arctic fluvial processes. *Geological Survey of Canada Bulletin* 216, 1-208.
- Church M., Ryder J.M. (1972)** – Paraglacial sedimentation : a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geological Society of America Bulletin* 83, 3059-3071.
- Church M., Slaymaker O. (1989)** – Disequilibrium of Holocene sediment yield in glaciated British Columbia. *Nature* 337, 452-454
- Cooley D., Naveau P., Jomelli V., Rabatel A., Grancher D. (2006)** – A bayesian Hierarchical Extreme Value Model for Lichenometry. *Environmetrics* 17, 555-574.

- Cossart E. (2005)** – *Évolution géomorphologique du haut bassin durancien depuis la dernière glaciation (Briançonnais, Alpes française du Sud)*. Thèse de l'université Denis-Diderot (Paris 7), 382 p.
- Dahl-Jensen D., Mosegaard K., Gundestrup N., Clow G.D., Johnsen S.J., Hansen A.W., Balling N. (1998)** – Past temperatures directly from the Greenland Ice Sheet. *Science* 282, 268-271.
- Evans D.J.A., Archer S., Wilson D.J.H. (1999)** – A comparison of the lichenometric and Schmidt hammer dating techniques based on data from the proglacial areas of some Icelandic glaciers. *Quaternary Science Reviews* 18, 1, 13-41.
- Fahnstock R.K. (1969)** – Morphology of the Slims River. In V. C. Bushnell and R. H. Ragle (eds.): *Icefield Ranges Research Project, Scientific Results*. American Geographical society and Arctic Institute of North America, 161-172.
- GIEC (2007)** – *Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat*. OMM-PNVD, Genève, 103 p.
- Grove J.M. (1988)** – *The Little Ice Age*. Methuen, London, 498 p.
- Grove J.M. (2001)** – The Initiation of the «Little Ice Age» in Regions Round the North Atlantic. *Climatic change* 48, 1, 53-82.
- Gudmundsson H.J. (1998)** – Holocene glacier fluctuations of the Eiríksjökull ice cap, westcentral Iceland. *Jökull* 46, 17-28.
- Hanna E., Jonsson T., Box J.E. (2004)** – An analysis of Icelandic climate since the nineteenth century. *International journal of Climatology* 24, 1193-1210.
- Hanna E., Jonsson T., Box J.E. (2006)** – Recent changes in Icelandic Climate. *Weather* 61, 1, 3-9.
- Houghton J.T., Ding Y., Griggs D.J., Noguier M., Vanderlinden P.J., Dai X., Maskell K., Johnson C.A. (2001)** – *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge University Press, Cambridge, 892 p.
- Jacksch K. (1970)** – Beobachtungen in den Gletschervorfeldern des Solheima- und Sidu-jökull in sommer 1970. *Jökull* 20, 45-49.
- Jomelli V., Bertran P., Kunesch S. (2002)** – Le cône de la Momie: un nouveau type de dépôt proglaciaire mis en place depuis la fin du petit âge glaciaire. *Quaternaire* 13, 3-4, 257-263.
- Jomelli V., Grancher D., Naveau P., Cooley D., Brunstein D. (2007)** – Assessment study of lichenometric methods for dating surfaces. *Geomorphology* 86, 1-2, 131-143.
- Jomelli V., Grancher D., Brunstein D., Solomina O. (2008)** – Recalibration of the yellow Rhizocarpon growth curve in the Cordillera Blanca (Peru) and implications for LIA chronology. *Geomorphology* 93, 3-4, 201-212.
- Kirkbride M.P., Dugmore A.J. (2006)** – Responses of mountain ice caps in central Iceland to Holocene climate change. *Quaternary Science Reviews* 25, 13-14, 1692-1707.
- Krigström A (1962)** – Geomorphological studies of sandur plains and their braided rivers in Iceland. *Geografiska Annaler* 44, 3-4, 328-346.
- Magilligan F.J., Gomez B., Mertes L.A.K., Smith L.C., Smith N.D., Finnegan D., Garvin J.B. (2002)** – Geomorphic effectiveness, sandur development, and the pattern of landscape response during jokulhlaups: Skeiðarársandur, southeastern Iceland. *Geomorphology* 44, 1-2, 95-113.
- Maizels J.K. (1979)** – Proglacial aggradation and changes in braided channel patterns during period of glacier advance: an alpine example. *Geografiska Annaler* 61, 1-2, 87-101.
- Maizels J.K. (1993)** – Lithofacies variations within sandur deposits: the role of runoff regime, flow dynamics and sediment supply characteristics. Current research in fluvial sedimentology. *Sedimentary geology* 85, 1-4, 299-325.
- Maizels J.K., Dugmore A.J. (1985)** – Lichenometric dating and tephrochronology of sandur deposits, Sólheimajökull area, southern Iceland. *Jökull* 35, 69-77.
- Marren P.M. (2002)** – Glacier margin fluctuations, Skaftafellsjökull, Iceland: implications for sandur evolution. *Boreas* 31, 1, 75-81.
- McKinzev K.M., Orwin J.F., Bradwell T. (2004)** – Re-dating the moraines at Skálafellsjökull and Heinabergsjökull using different lichenometric methods: implications for the timing of the icelandic Little Ice Age maximum. *Geografiska Annaler* 86A, 4, 319-335.
- Mercier D. (1997)** – L'impact du ruissellement sur les moraines latérales du Glacier du Roi (Colletthøgda, Spitsberg, 79° N). *Noröis*, 175, 549-566.
- Mercier D. (2001)** – *Le ruissellement au Spitsberg. Le monde polaire face aux changements climatiques*. Presses Universitaires Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 278 p.
- Naveau P., Jomelli V., Cooley D., Grancher D., Rabatel A. (2007)** – Modelling uncertainties in lichenometry studies with an application: The Tropical Andes (Charquini Glacier in Bolivia). *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 39, 2, 277-288.
- Orwin J.F., Smart C.C. (2004)** – The evidence for paraglacial sedimentation and its temporal scale in the deglaciating basin of Small River Glacier, Canada. *Geomorphology* 58, 1-4, 175-202.
- Roberts M.J., Russell A.J., Tweed F.S., Knudsen Ó. (2000)** – Ice fracturing during jökulhlaups: implications for englacial flood-water routing and outlet development. *Earth Surface Processes and Landforms* 25, 1429-1446.
- Roberts M.J., Tweed F.S., Russell A.J., Knudsen Ó., Harris T.D. (2003)** – Hydrologic and geomorphic effects of temporary ice-dammed lake formation during jökulhlaups. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 723-737.
- Russell A.J., Knudsen O. (1999)** – An ice-contact rhythmite (turbidite) succession deposited during the November 1996 catastrophic outburst flood (jökulhlaup), Skeiðarárjökull, Iceland. *Sedimentary Geology* 127, 1-2, 1-10.
- Russell A.J., Knight P.G., Dijk T.A.G.P.V. (2001)** – Glacier surging as a control on the development of proglacial, fluvial landforms and deposits, Skeiðarársandur, Iceland. *Global and Planetary Change* 28, 1-4, 163-174.
- Schomacker A., Kruger J., Larsen G. (2003)** – An extensive late Holocene glacier advance of Kötlujökull, central south Iceland. *Quaternary Science Reviews* 22, 14, 1427-1434.
- Schumm S.A. (1977)** – *The Fluvial System*. Wiley, New York, 338 p.
- Sigurðsson O. (1998)** – Glacier Variations in Iceland 1930-1995. From the database of the Iceland Glaciological Society. *Jökull* 45, 3-25.
- Sigurðsson O., Jonsson T., Johannesson T. (2007)** – Relation between glacier-termini variations and summer temperature in Iceland since 1930. *Annals of Glaciology* 46, 170-176.

- Smith L.C., Yongwei S., Magilligan F.J., Smith N.D., Gomez B., Mertes L.A.K., Krabill W.B., Garvin J.B. (2006)** – Geomorphic impact and rapid subsequent recovery from the 1996 Skeidararsandur jokulhlaup, Iceland, measured with multi-year airborne lidar. *Geomorphology* 75, 1-2, 65-75.
- Thompson A. (1988.)** – Historical development of the Proglacial Landforms of Svínafellsjökull and Skaftafellsjökull, Southeast Iceland. *Jökull* 38, 17-30.
- Thompson A., Jones A. (1986)** – Rates and causes of proglacial river terrace formation in southeast Iceland: an application of lichenometric dating techniques. *Boreas* 15, 3, 231-246.
- Thórarinnsson S. (1956)** – On the variations of Svínafellsjökull, Skaftafellsjökull and Kviárjökull in Öraefi. *Jökull* 6, 1-15.

Article soumis le 4 juillet 2008, accepté le 20 décembre 2008.

