



UNIVERSITÀ  
DEGLI STUDI  
FIRENZE

## ***Jökulhaups!***

# Un modelo matemático simple para un evento de rápido crecimiento

**Fabio Rosso**

Dept. of Mathematics and Informatics “U. Dini”  
Università degli Studi di Firenze

**asamaci**  
ASOCIACIÓN ARGENTINA DE MATEMÁTICA APLICADA,  
COMPUTACIONAL E INDUSTRIAL

**VII MACI 2019**

VII Congreso de Matemática Aplicada, Computacional e  
Industrial, RIO CUARTO, ARGENTINA

# Un trabajo conjunto en colaboración con



UNIVERSITÀ  
DEGLI STUDI  
FIRENZE

- ❑ **Prof. Angiolo Farina** Dept. of Math. and e Informatics *Ulisse Dini*  
Università di Firenze
- ❑ **Dr. Benedetta Calusi** Italian Institute of Technology, Pontedera (Pisa)

Público amable, permítanme comenzar con una advertencia

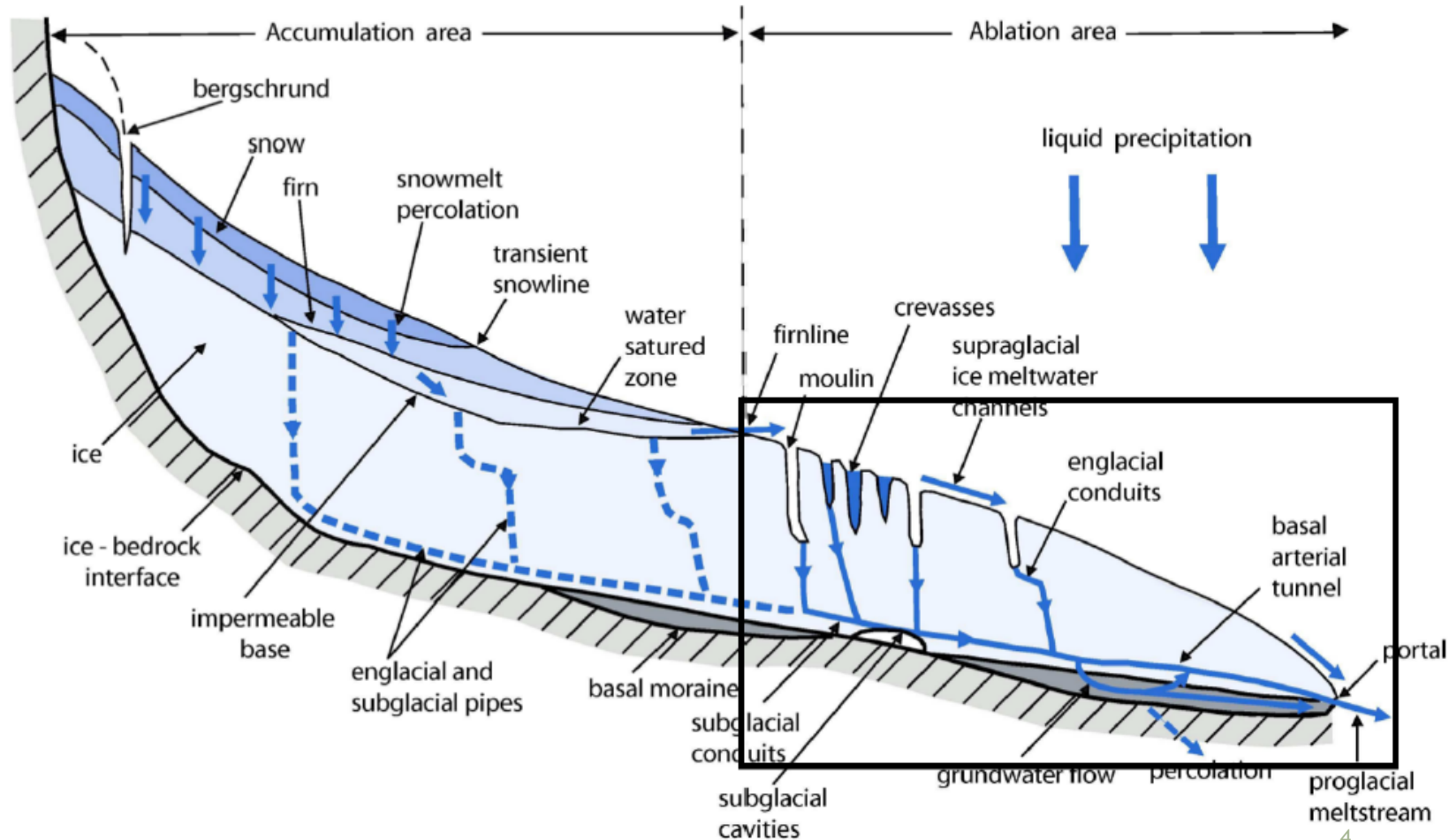
Esta conferencia es esencialmente la historia de un fenómeno físico muy complejo donde los modelos matemáticos complicados fracasan parcialmente, ¡mientras que un modelo mucho más simple resulta ser exitoso!

La idea principal es que la simplicidad a veces ayuda, especialmente cuando tenemos un acceso muy limitado a datos verificables

**Por esta razón las matemáticas involucradas son casi elementales!**

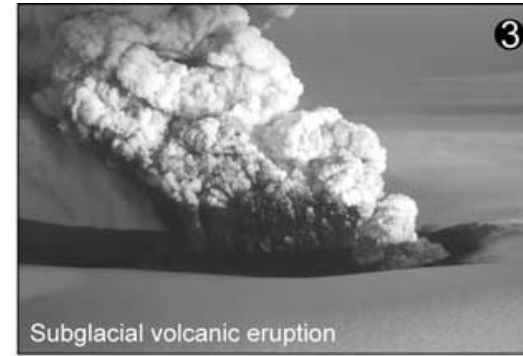
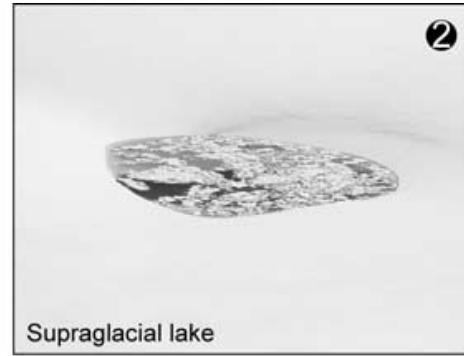
# Hidrología “normal” de un glaciar

## Water flow through a glacier

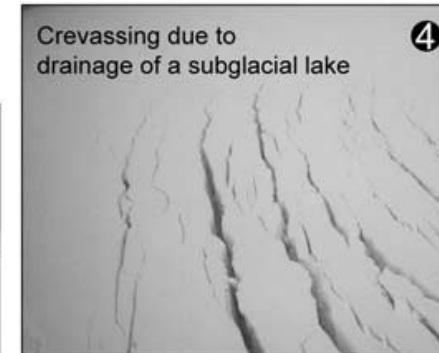
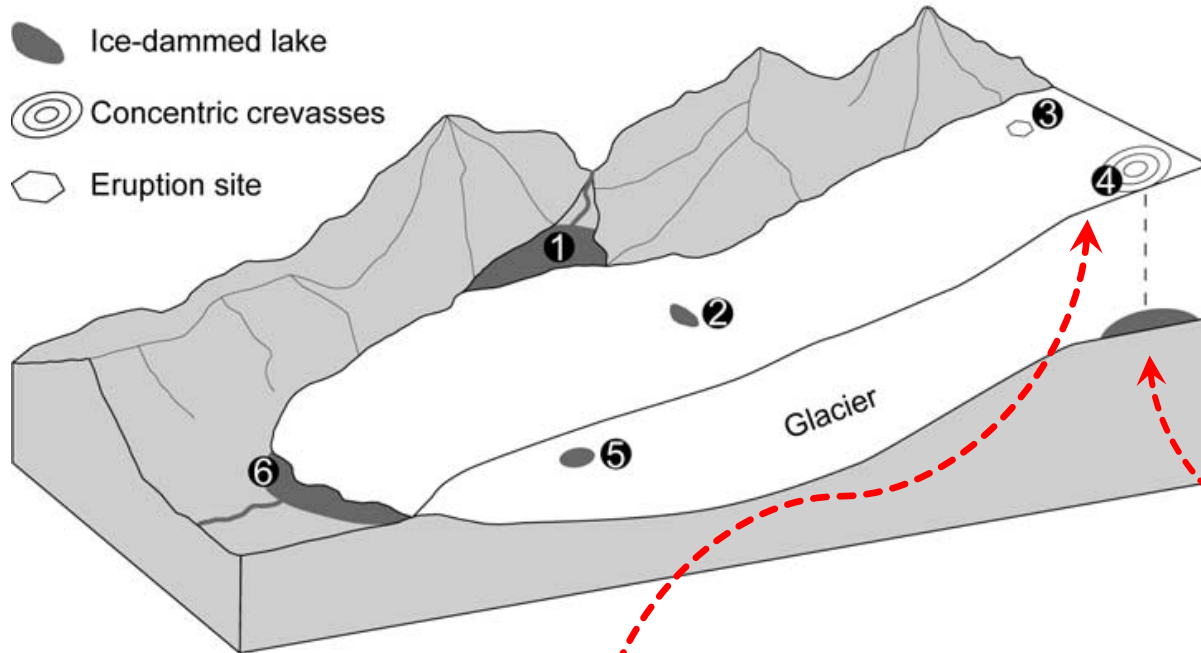


Water pathways through a glacier (schematic representation)

# ALGUNAS VECES UN GLACIAR PUEDE CONTENER ALGUNOS LAGOS



- Ice-dammed lake
- Concentric crevasses
- Eruption site



LAGO SUBGLACIAL

EVIDENCIA DE SUPERFICIE DE UN LAGO SUBGLACIAL

Un área superficial de bajada amplia con grietas circulares puede ser la única evidencia de un lago sub-glacial



Area de subsidencia en el  
Grimsvötn lake

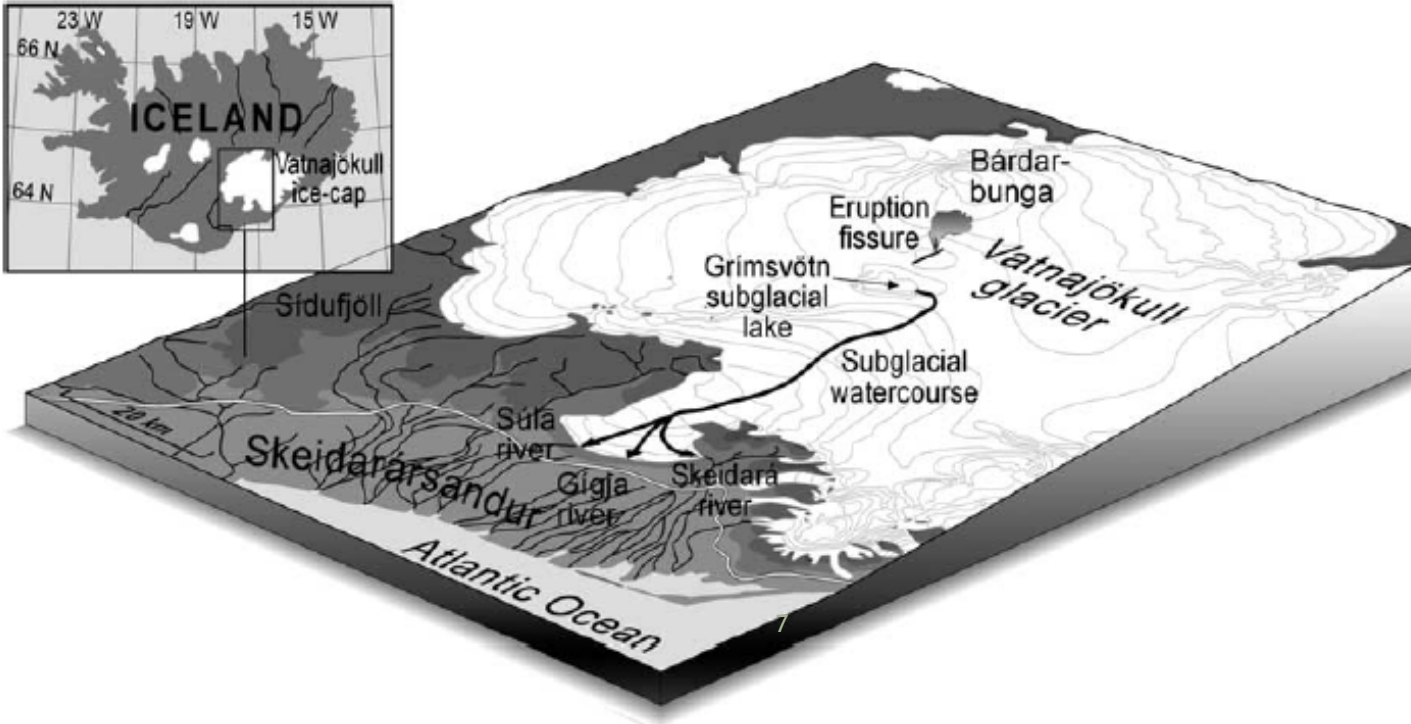
Amplitude: 3km aproximadamente

¡Los lagos subglaciales son una tremenda fuente de peligro! Grimsvötn puede contener hasta  $10^9 \text{ m}^3$  de agua

# Situación anormal y peligrosa: un lago subglacial con una actividad geotérmica / volcánica cercana



Map of Vatnajökull ice cap and Grimsvötn (subglacial lake)



## Drenaje de lagos glaciares.

Los lagos glaciares pueden drenar gradual o repentinamente. Esto se traduce en una inundación. La descarga típica es órdenes de magnitud más alta que la desviación normal debido a la intensa ablación.

Una descarga rápida puede ocurrir por varias razones: rompimiento del dique de hielo, fusión rápida debido a la excepcional actividad volcánica subglacial, terremotos, ...

En Islandia hay varios lagos subglaciales, la mayoría de ellos bajo estricta vigilancia.

Debido a su peligrosidad, en los últimos 60 años se ha dedicado una extensa literatura científica al estudio de los lagos subglaciales y cientos de artículos han tratado de describir la dinámica de los lagos subglaciales y el mecanismo desencadenante de sus inundaciones.

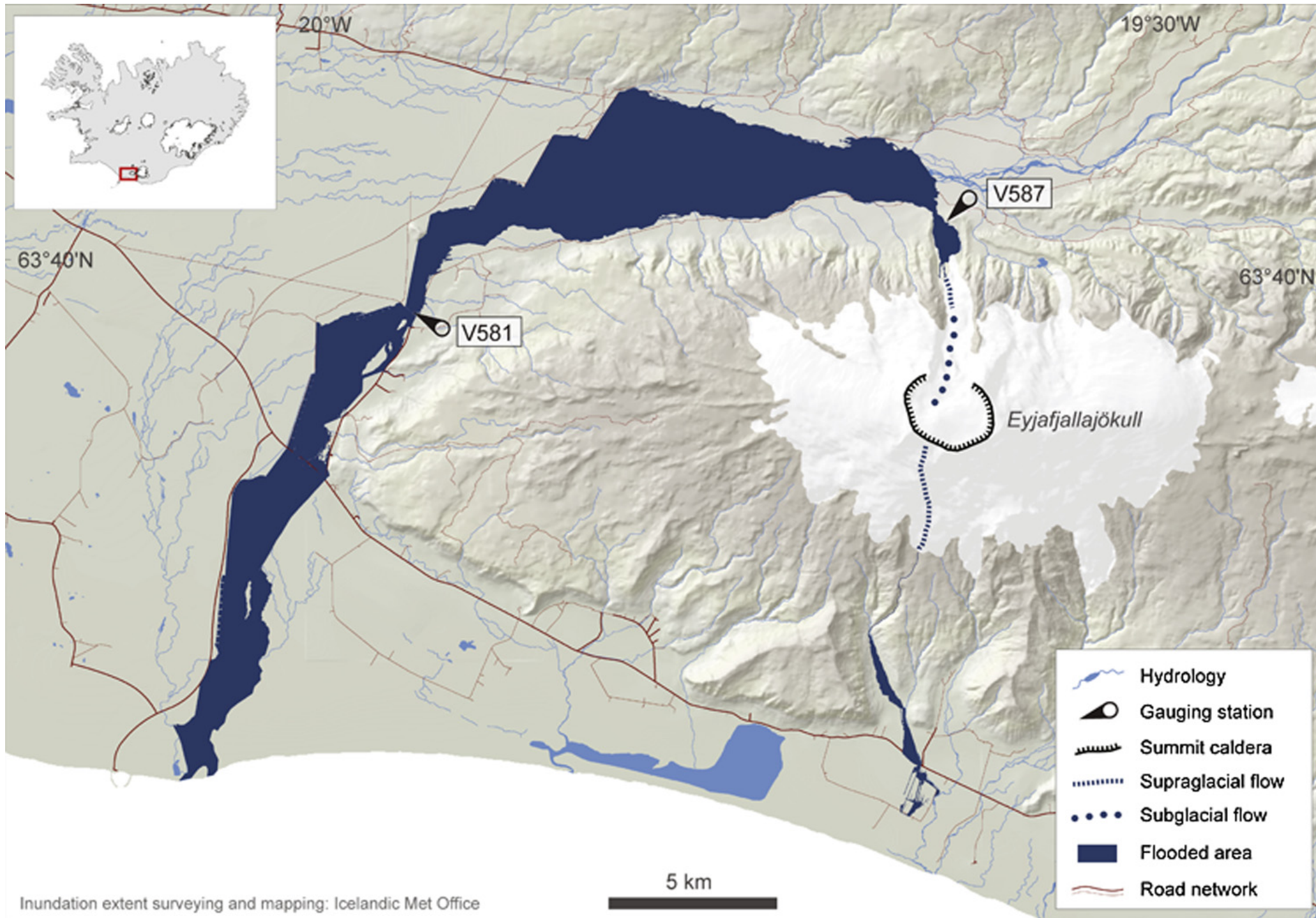
Un nombre específico se usa en todo el mundo para estas inundaciones: JÖKULHAUPS !!!

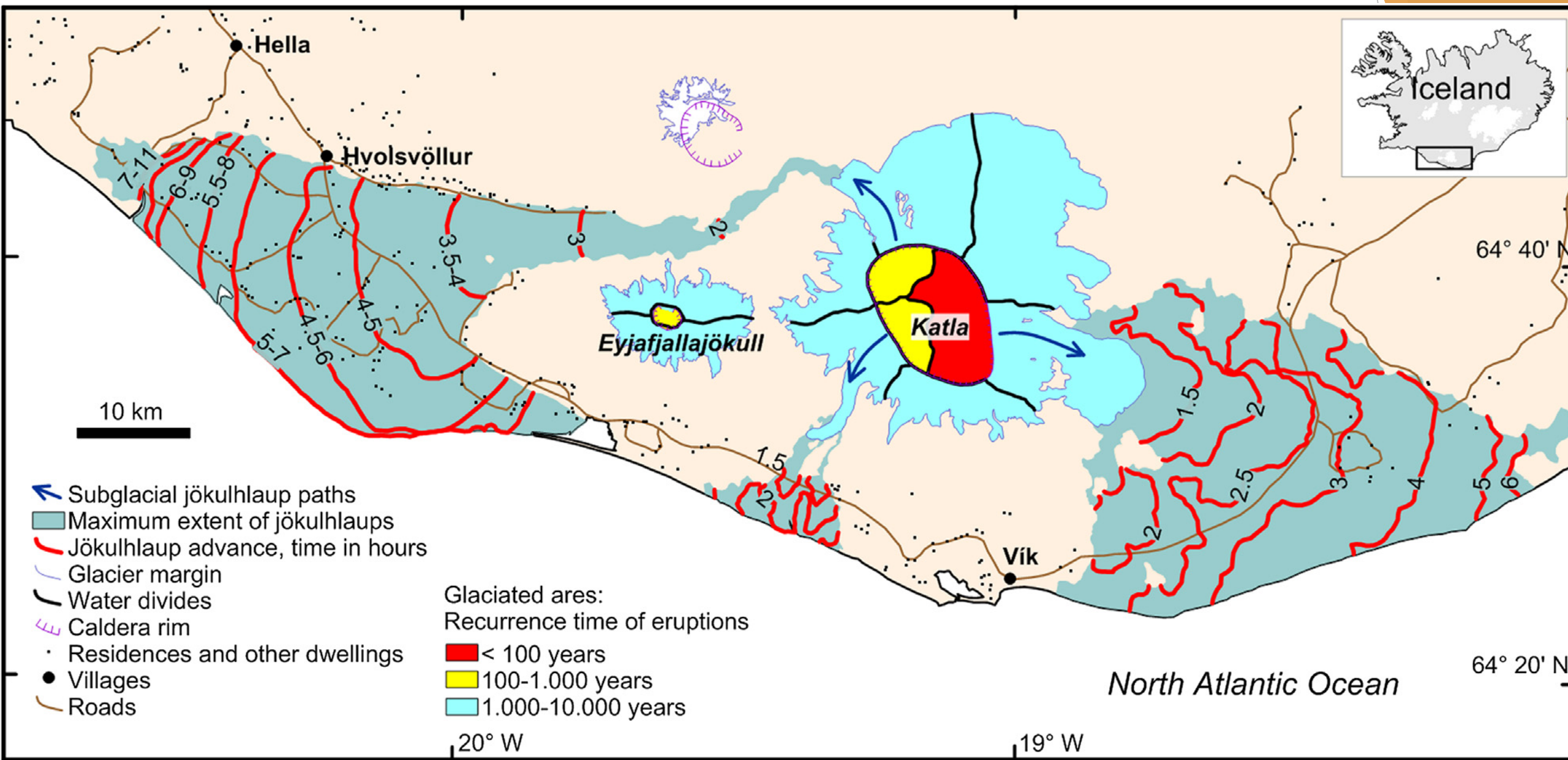
Jökulhaup es una palabra islandesa para “glacial” (jökul) “inundación” (haup). Un jökulhaup puede ser un evento catastrófico!



April 2010 Eyjafjallajökull  
*jökulhlaup*

Descarga estimada durante Katla 1918 jökulhaup:  $8 \times 10^5 \text{ m}^3 / \text{s}$ , ¡más de tres veces la descarga combinada de Amazon, Nile, Yangtze, Mississippi! Los Grimsvötn jökulhaup más violentos han flotado una llanura entera de  $1000 \text{ km}^2$  (llanura Skeidrasandur)

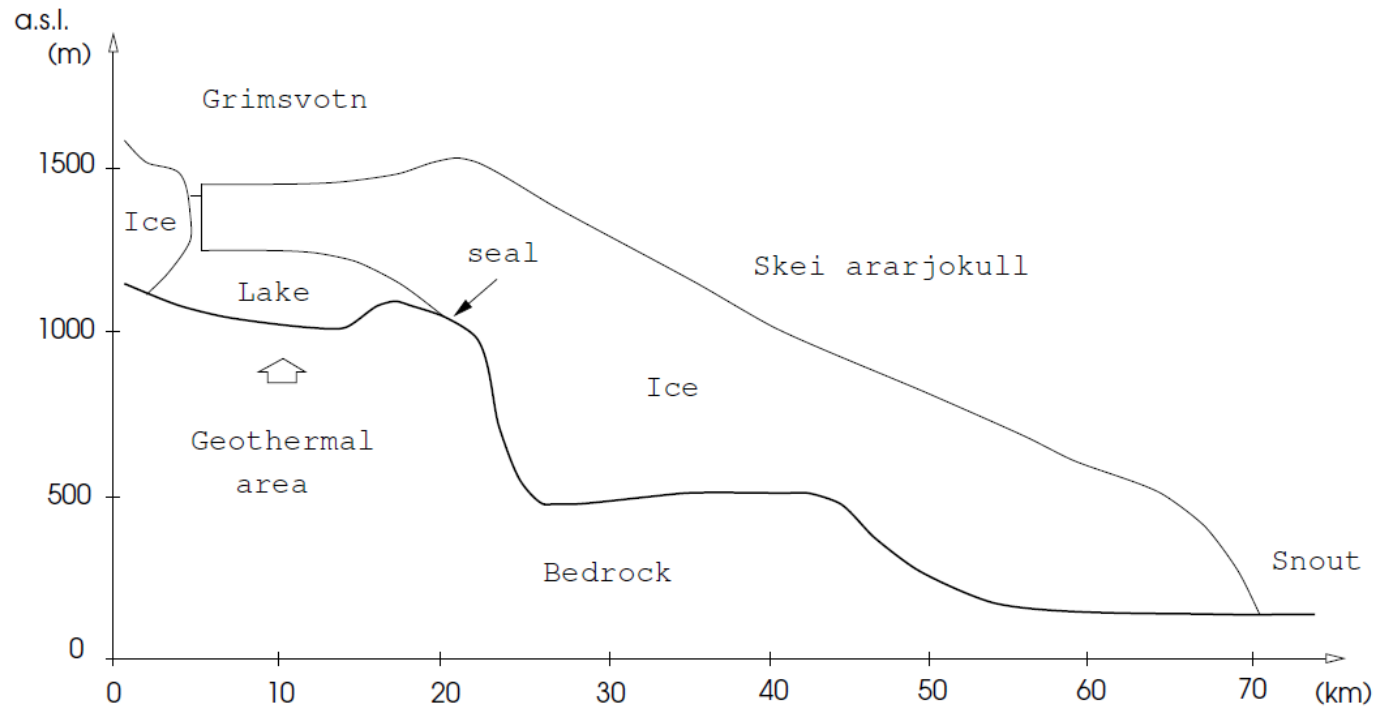




# Características principales

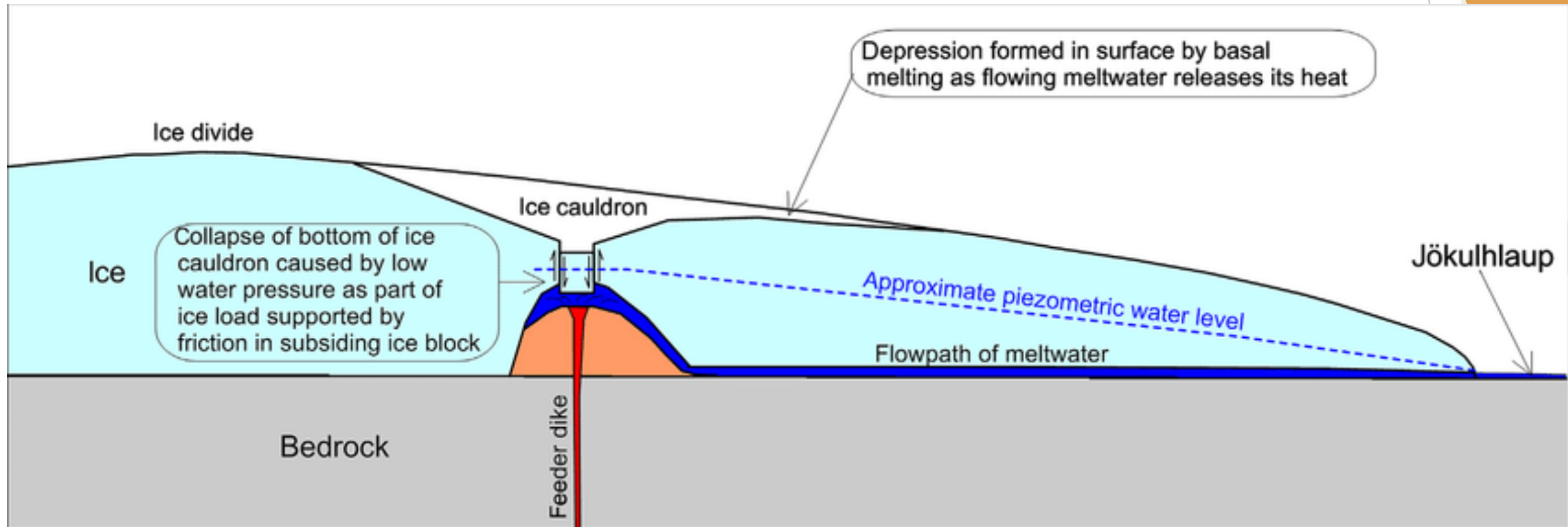
- ❑ Algunos jökulhaups emergen de lagos sub-glaciales sellados hidrostáticamente cuando el nivel del lago ha alcanzado un umbral.
- ❑ Las hidrógrafas pueden alcanzar su máximo durante un período de semanas (eventos de aumento lento) o mucho más rápido, por ejemplo en horas (eventos de rápido aumento)
- ❑ Estos diferentes comportamientos sugieren dos mecanismos de drenaje distintos: flujo del canal (para eventos de crecimiento lento) o levantamiento de glaciares y flujo hacia afuera en una capa presurizada (para eventos en rápido aumento)
- ❑ Algunos Jökulhaups muestran la periodicidad temporal en escalas temporales de años

El lago subglacial Grimsvötn: esta área geotérmica/volcánica en Islandia fue responsable de algunas de las inundaciones glaciales más peligrosas de la historia de este país.



Vista transversal de Vatnajökul y Grimsvötn a lo largo de la ruta de drenaje del agua  
Note la diferencia entre la escala horizontal y vertical.

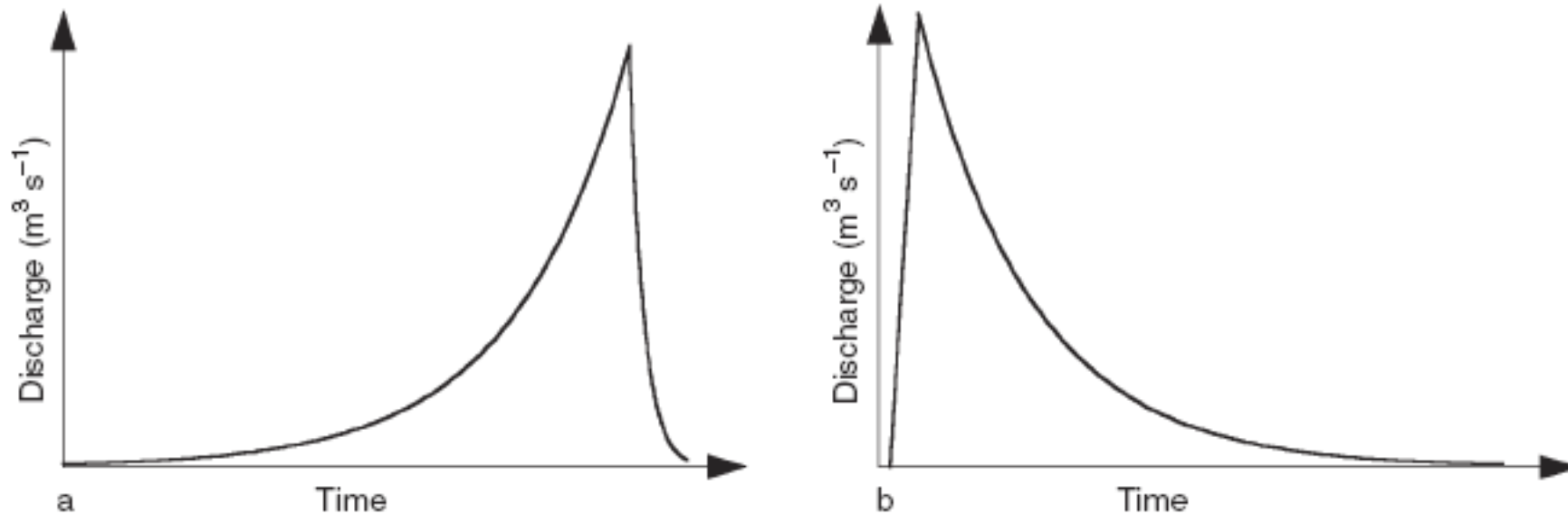
# jökulhaup debido a una erupción volcánica subglacial



## Hidrogramas observados típicamente.

Fast-rising

Slow-rising



**Figure 8.3** Hypothetical graphs for two types of jökulhlaup. (a) Typical shape of the hydrograph when a single basal ice tunnel enlarges because of melting; (b) abruptly peaking curve not explained by the classical theory of outbursts

El lago subglacial Grimsvötn ha mostrado ambos tipos de eventos

Pico de descarga de Grimsvötn: solo el evento de 1996 se considera uno de "rápido crecimiento"

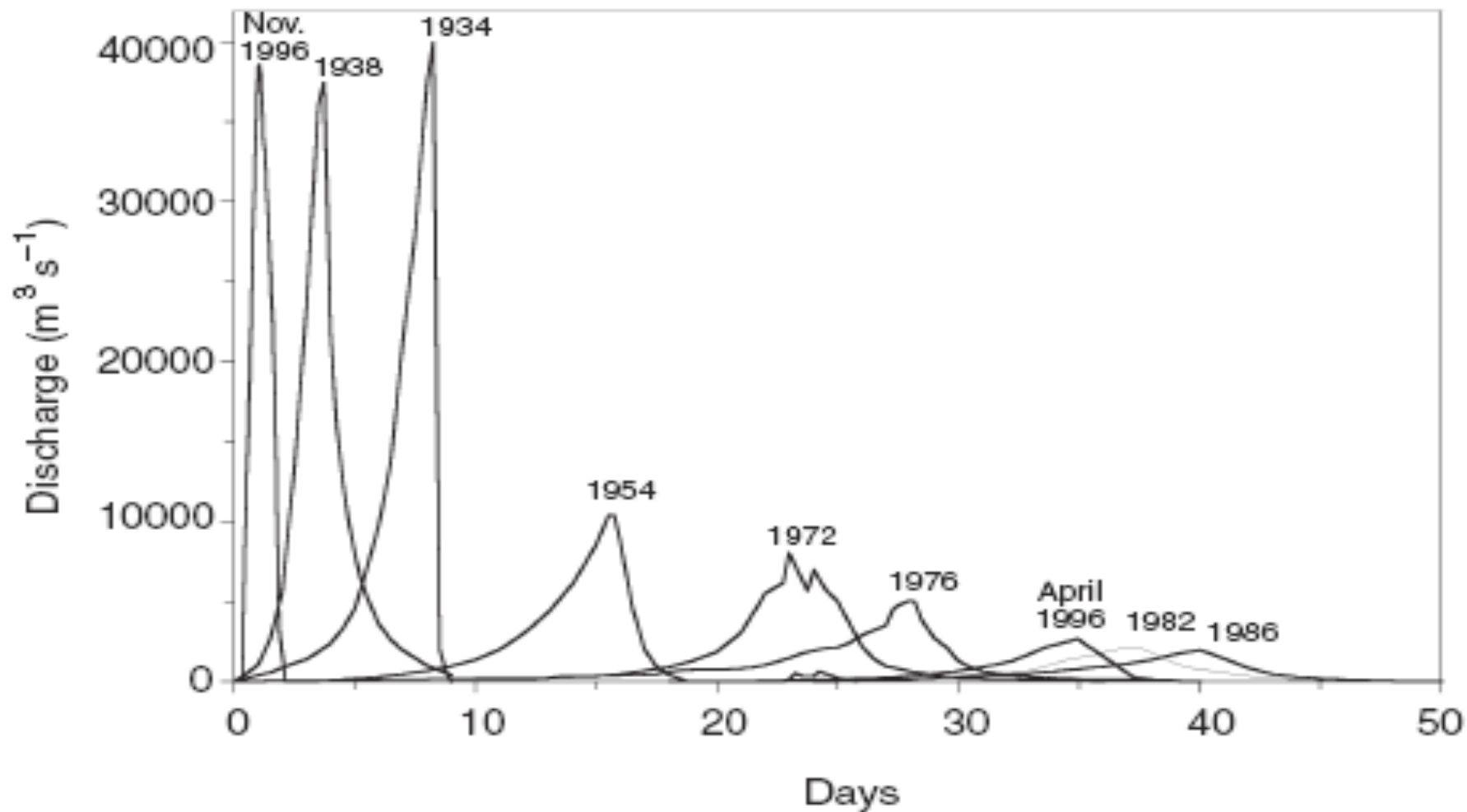
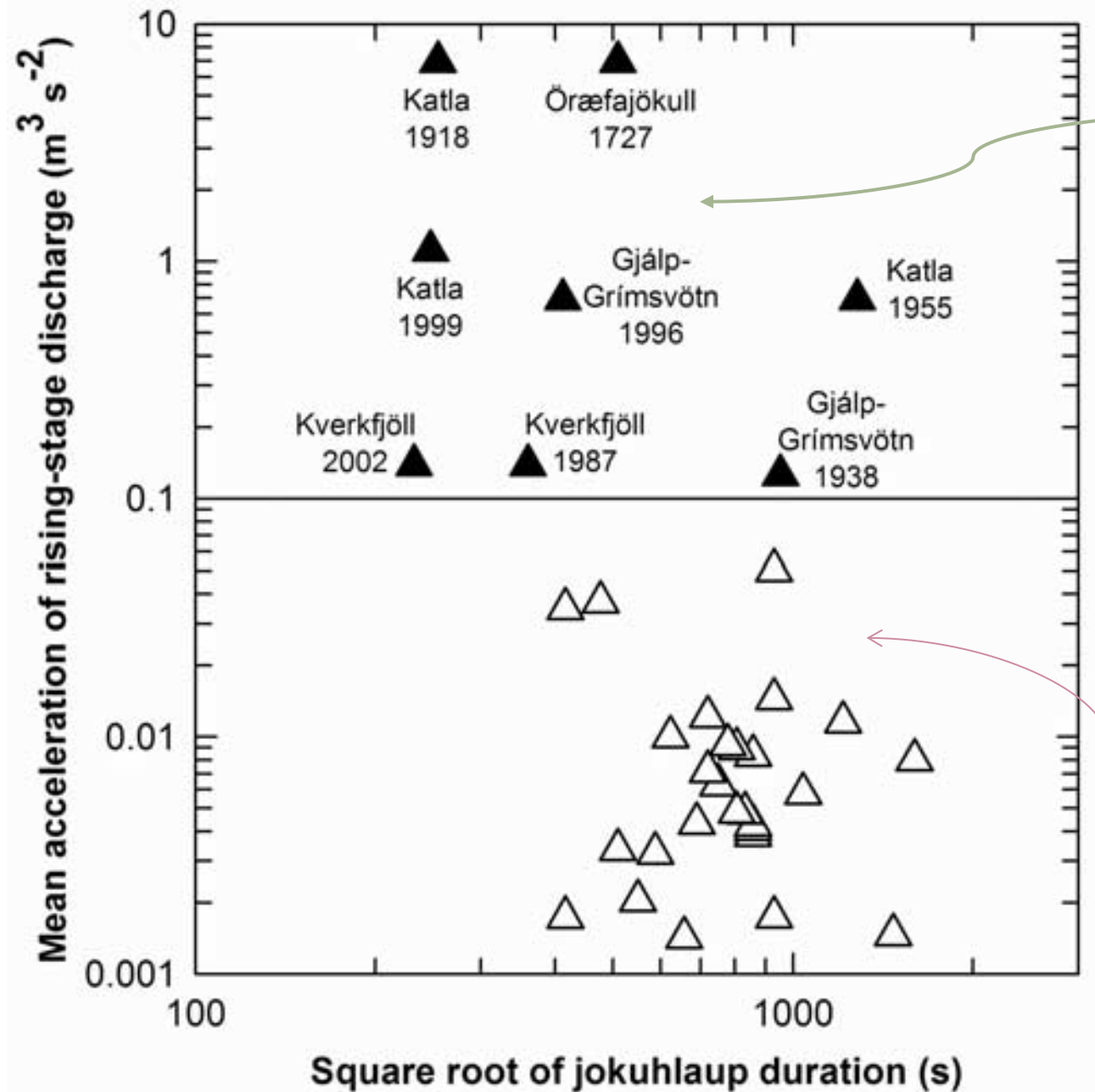


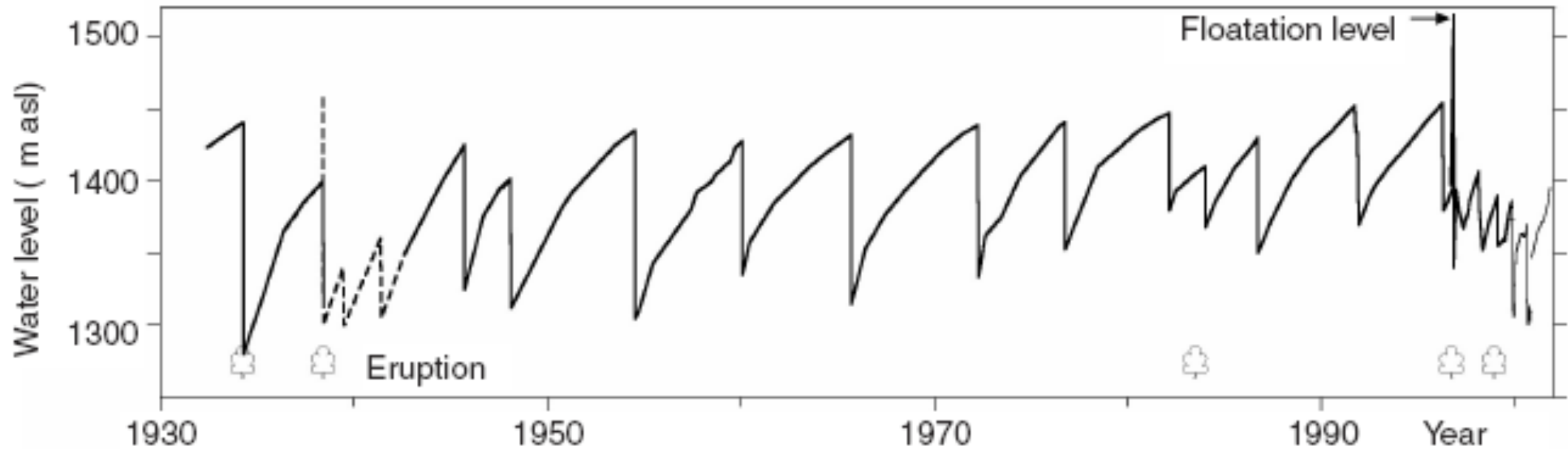
Figure 8.4 Discharge hydrograph of various jökulhlaups from Grímsvötn, Iceland



FAST RISING  
(muy pocos)

SLOW RISING  
(mas frecuente)

## Serie temporal de Grimsvötn jokulhaups en los últimos ochenta años



**Figure 8.5** The water level of lake Grímsvötn, 1930–2000. The crater level rises until a jökulhlaup takes place. In 1996 the lake rose to the level required for floatation of the ice dam

La periodicidad temporal está relacionada con la actividad geotérmica "normal". Algunos eventos (1938, 1983, 1996) están asociados a erupciones y NO SON PERIÓDICOS.

## ¿Qué sugieren las observaciones y las series de tiempo históricas?

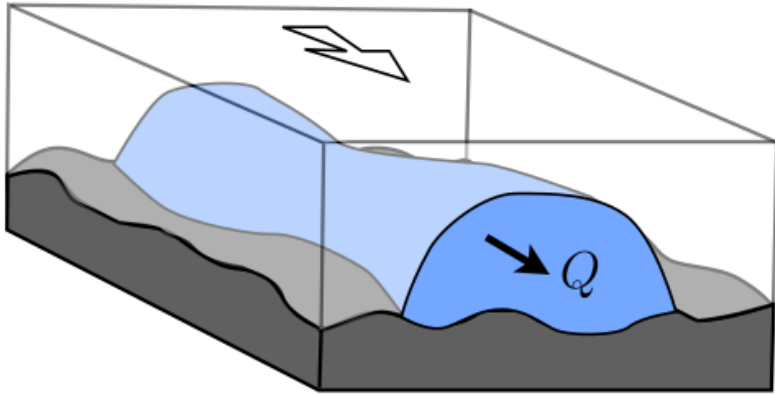
- Hay una clara indicación de que **los eventos de crecimiento lento** están relacionados con un ciclo periódico de recarga-descarga del lago sub-glacial (actividad geotérmica normal).
- **Los eventos de rápido crecimiento** son (por suerte) bastante raros y parecen estar relacionados con una actividad volcánica excepcional
- Se piensa que la vía de descarga debajo del glaciar es **bastante diferente en los dos casos**.

Caso de aumento lento: la descarga (probablemente) se produce a través de un canal (modelo de Nye 1976)

Caso de rápido ascenso (nuestro caso): la descarga (probablemente) se produce a través de una "flotación" de parte del glaciar por encima de una amplia capa de agua

Caso de subida lenta: el drenaje se produce a través de un canal semicircular (modelo de Nye, 1976)

**Muchas variables y parámetros están involucrados en el modelo de Nye.**



Geometría del modelo de Nye

- $S$  El área de sección transversal del canal
- $m$  velocidad de fusión
- $\alpha$  pendiente rocosa
- $Q$  descarga (flujo volumétrico)
- $\rho_i, \rho_w$  densidades de hielo y agua
- $\vartheta_i, \vartheta_w$  temperatura del hielo y del agua
- $K$  coeficiente de cierre de fluencia
- $M$  agua adicional de afluentes y aguas de fusión superficial.
- $f$  factor de fricción
- $p_i, p_w$  presión de hielo y agua
- $a_{DB}$  coeficiente de Dittus-Boelter
- $L$  calor latente para cambio de fase
- $C_w$  calor específico del agua
- $k$  conductividad térmica
- $\eta_w$  viscosidad del agua
- $g$  aceleración de la gravedad

Idea principal: el drenaje se produce a través de una ampliación gradual del canal debido al calor de fricción que se contrasta con la presión de hielo sobrecargada

## Nye's model equations.

El drenaje se produce a través de un canal semicircular

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{m}{\rho_i} - K S (p_i - p_w)^n \quad \text{Apertura y cierre del canal}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = \frac{m}{\rho_w} + M \quad \text{Conservación de masas de agua}$$

$$\rho_w g \sin \alpha - \frac{\partial p_w}{\partial x} = f \rho_w g \frac{Q^2}{S^{8/3}} \quad \text{Equilibrio de impulso (Manning law)}$$

$$\rho_w c_w \left( S \frac{\partial v_w}{\partial t} + Q \frac{\partial v_w}{\partial x} \right) = Q \left( \rho_w g \sin \alpha + \frac{\partial p_w}{\partial x} \right) - m [L + c_w (v_w - v_i)] \quad \text{Conservación de energía}$$

$$\alpha_{DB} \left( \frac{\rho_w |Q|}{\eta_w S^{1/2}} \right)^{4/5} k (v_w - v_i) = m [L c_w (v_w - v_i)] \quad \text{Condición de salto para la transferencia de calor en la pared del canal}$$

El modelo de Nye parece ser bastante complejo y también se basa en **algunos cuestionables suposiciones**. Por ejemplo

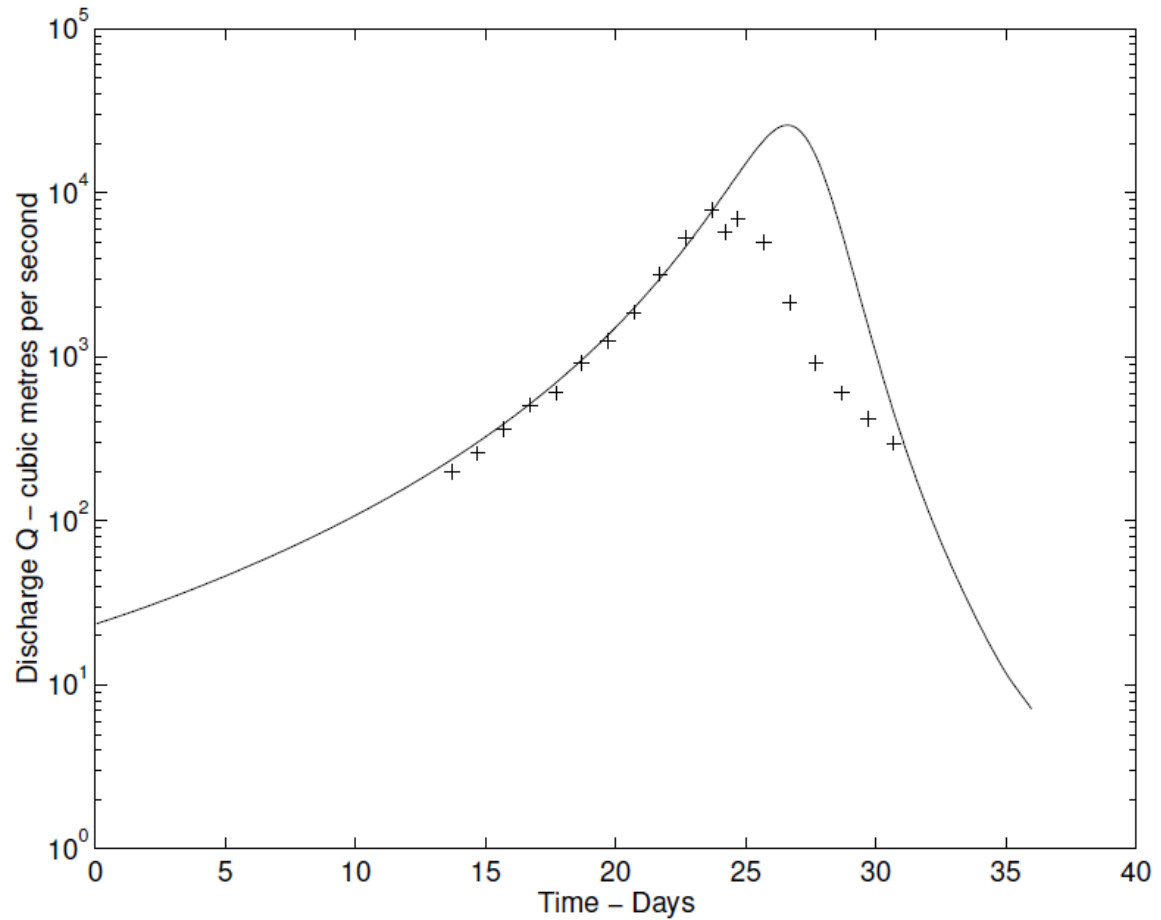
- ❑ La fórmula empírica de Manning se usa para derivar el modelo, pero es adecuada para canales abiertos, mientras que, en este caso, el canal está cerrado y formado por dos partes distintas: un techo de hielo y un piso de sedimentos
- ❑ La ecuación de energía se basa en la correlación Dittus-Boelter (empírica), derivada de experimentos en tubos lisos en el número de Reynolds entre  $10^4$  y  $10^5$ . En la situación actual el canal es lejos de ser un tubo liso y el número de Reynolds es mucho mayor.
- ❑ La hipótesis de una sección transversal de canal semicircular no tiene justificación.

### **Moreover**

- ❑ El modelo de Nye-Fowler se adapta bien solo a los hidrógrafas de crecimiento lento, mientras que no puede adaptarse a esos de rápido crecimiento. Incluso cuando tiene éxito, se ajusta solo a la extremidad ascendente de la curva, no a la extremidad descendente
- ❑ ¡El mecanismo de drenaje debajo del glaciar es totalmente incierto y varios autores sugirieron varios modos diferentes! Las evidencias directas son imposibles.

**Varios autores hicieron modificaciones al modelo de Nye, pero los principales temas enfatizados anteriormente permanecen**

Extremidad  
ascendente



Extremidad  
descendente

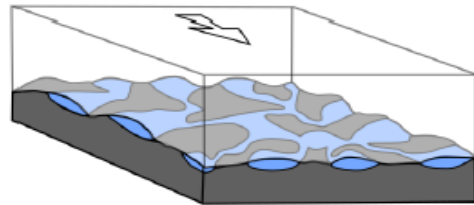
Ajuste hidrográfico entre los datos (cruces) y resultados de simulación del modelo de Nye (línea continua) para el 1972 Grimsvötn jökulhaup

## Ejemplos de mecanismos propuestos para vías de descarga debajo del glaciar

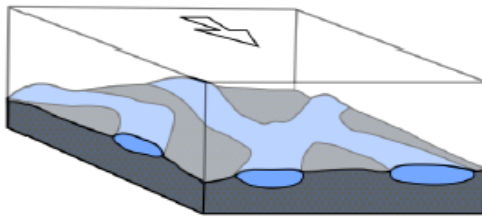
### Subglacial drainage

Drainage system type:

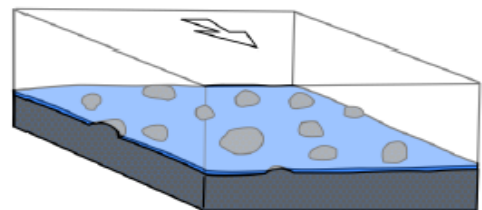
Distributed/inefficient/slow



linked cavities

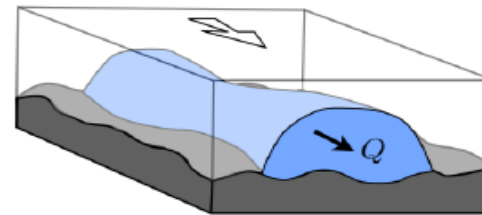


canals



patchy sheet

Channelized/efficient/fast



R-channels

Linked cavities: Walder (1986); Kamb (1987)  
Canals: Walder and Fowler (1994)  
Patchy: Creyts and Schoof (2009)  
R-Channels: Röthlisberger (1972); Nye (1976)  
Spring and Hutter (1982)  
R-channels + l.-cavities (conduits):  
Kessler and Anderson (2004); Schoof (2010)

## Una característica interesante

El modelo de Nye-Fowler se puede reducir a un modelo mucho más simple que consiste en dos EDOs.

Sin embargo, esto es posible solo al precio de algunas simplificaciones drásticas, algunos de ellos plausibles, otros mucho menos:

*1. El agua y el hielo están a la misma temperatura, es decir, la temperatura de fusión a la presión local.*

*Esto es aceptable en un evento de rápido crecimiento (escala de tiempo de horas), no en eventos de lento crecimiento (escala de tiempo de días)*

*2. La presión del agua depende del tiempo, pero se supone que es independiente de la distancia desde la entrada del canal. Es un supuesto "ad hoc" sin el cual es imposible reducir todo el sistema de 5 PDEs a un conjunto de solo dos EDOs*

En conclusión: el modelo de Nye, aunque rico y complejo, tiene algunos aspectos insatisfactorios.

En particular, no es adecuado para modelar eventos de FAST RISING.

## Sugerencias y precauciones de modelado (al menos para el caso de rápido crecimiento)

Al modelar un fenómeno complejo en el que **la mayoría de las suposiciones no se pueden verificar directamente**, se deben evitar los supuestos no verificables en la medida de lo posible.

De hecho, en el modelado de un jökulhaup, solo un par de datos son bastante seguros:

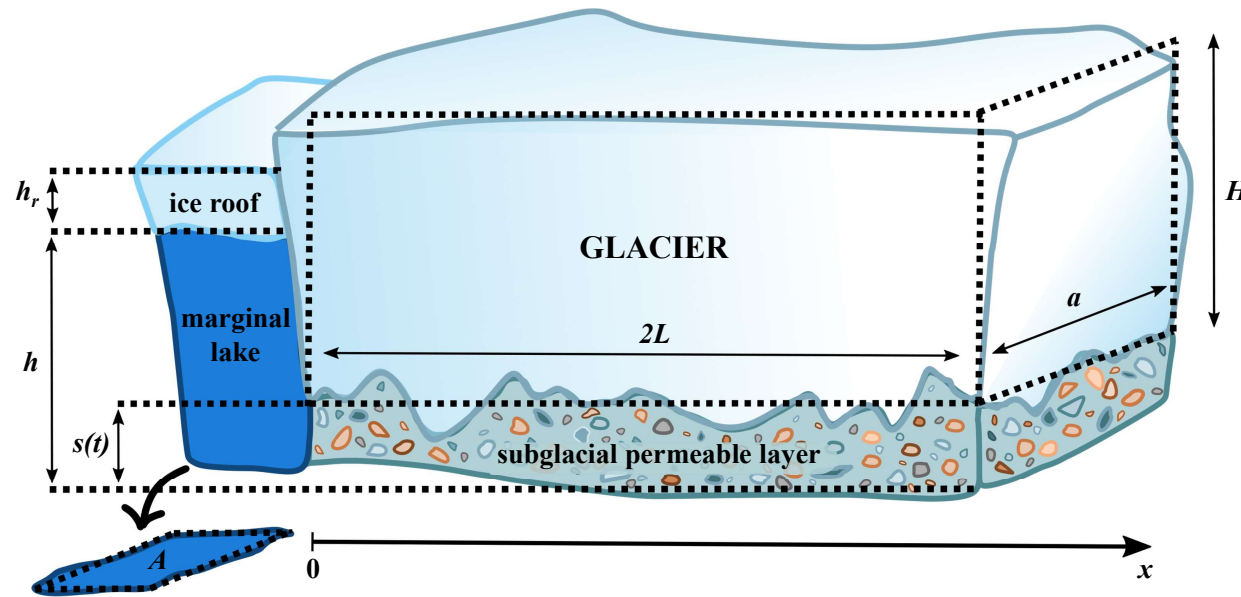
**caudal máximo y duración**

y estas son raramente medidas directas también

**¡La geometría es mucho menos conocida!** Por ejemplo, el área  $A$  de la superficie del lago se puede estimar solo desde la superficie observando las grietas que se forman debido al colapso del techo de hielo. Además, el área  $A$  es casi seguro que depende de la altura  $h$  del lago y no se sabe nada sobre  $A = A(h)$ .

**No se sabe casi nada acerca de la capa interfacial entre el glaciar y el lecho de roca.**

¿Podemos imaginar un modelo simple para un jökulhaup en rápido crecimiento? ¡Sí, se puede!



Asumimos el lecho de roca con pendiente cero, ya que en el caso real consideramos la trayectoria del flujo tiene aproximadamente 50 km de largo, lo que debe compararse con el cambio real de altitud entre la entrada del lago y el extremo glaciar (alrededor de 1000 mt).

## Nuestras hipótesis:

- El glaciar puede moverse como un bloque RÍGIDO.
- Una capa permeable separa el lecho de roca y el fondo del glaciar: el agua fluye a través de ella en régimen turbulento.
- La pendiente del lecho rocoso se establece igual a cero (el valor real es orden 0.01)
- No hay fusión de hielo en la base del glaciar: el tiempo característico del evento es mucho más corto que el tiempo de fusión.
- El movimiento del glaciar está limitado por la fricción con los alrededores laterales (valle glaciar o partes laterales estables del glaciar)

## Nuestro modelo

$$Q^2 = \frac{(as)^{8/3}}{\rho_w g K} \frac{p_{in} - p_{out}}{2L}$$

Forchheimer ley para terrenos permeables  
(la capa entre el lecho de roca y el glaciar)

$$p_{in} = \rho_w g h(t) + \rho_i g h_r$$

La presión de entrada se debe a la peso del lago  
más el del techo de hielo

$$-2LaH\rho_i g + a \int_0^{2L} p_w(x, t) dx - \lambda \frac{ds}{dt} = 0$$

Movimiento rígido del glaciar  
(descuidando la inercia).

$$A \frac{dh}{dt} = -Q + Q_{in}$$

Dinámica del lago (conservación de masa)

$\lambda$  Coeficiente de fricción glaciar con el entorno.

$h_r$  Espesor del techo de hielo

$a s(t)$  área transversal de la capa

$Q_{in}$  es el caudal de agua de los alrededores del lago (ignorada durante el evento de inundación)

$Q$  es el volumen de agua drenado en la unidad de tiempo en la capa permeable

**Simplificando: solo tenemos dos EDOs que regulan el fenómeno.**

$$\frac{dh}{dt} = -\frac{(as)^{4/3}}{A(2LK)^{1/2}} \left( h(t) + \frac{\rho_i}{\rho_w} h_r - \frac{p_{out}}{\rho_w g} \right)^{1/2} + \frac{Q_{in}}{A} \quad \text{Dinámica del lago}$$

$$\frac{ds}{dt} = \frac{aL\rho_w g}{\lambda} \left( h + \frac{\rho_i}{\rho_w} h_r - 2\frac{\rho_i}{\rho_w} H + \frac{p_{out}}{\rho_w g} \right) \quad \text{Dinámica de la capa}$$

## Modelo sin dimensiones mediante un procedimiento de escalado.

Los únicos datos de campo disponibles son

$$Q_{ref} \quad t_{ref}$$

es decir, el orden de magnitud de la descarga y la duración del tiempo de la inundación

Definamos algunas escalas

$$s^* = \frac{s}{s_{ref}}, \quad h^* = \frac{h}{h_{ref}}, \quad t^* = \frac{t}{t_{ref}}, \quad Q^* = \frac{Q}{Q_{ref}},$$

La conservación de masa implica  $Q_{ref} = \frac{Ah_{ref}}{t_{ref}}$  donde A es el área del lago promedio

Usando estas escalas podemos darle al sistema una **forma adimensional**.

$$\begin{cases} \frac{1}{\alpha} \frac{ds}{dt} = z - 1 + \hat{p}_{out}, \\ \frac{dz}{dt} = -\beta (z - \hat{p}_{out})^{1/2} s^{4/3} + \hat{Q}_{in}, \end{cases} \quad (1)$$

$$\frac{1}{\alpha} = \frac{\lambda s_{ref}}{aL\rho_w h_{ref} g t_{ref}}, \quad \beta = \frac{1}{Q_{ref}} \sqrt{\frac{h_{ref} (a s_{ref})^{8/3}}{2L K}}, \quad (2)$$

$$\hat{p}_{out} = \frac{p_{out}}{\rho_w g h_{ref}}, \quad \hat{Q}_{in} = \frac{Q_{in}}{Q_{ref}},$$

siendo

$$z(t) = h(t) + \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{h_r}{h_{ref}} = h(t) + \frac{h_r}{2H}$$

espesor del techo de hielo del lago

32

nivel del lago

## Interpretación física de números adimensionales en términos de las escalas de referencia características.

$$\alpha = \frac{\text{weight of the glacier}}{\text{lateral friction force}}$$

$$\beta = \sqrt{\frac{\text{hydrostatic pressure due to the lake}}{\text{hydrostatic pressure due to the ice roof} + \text{inlet-outlet pressure difference}}}$$

Estos parámetros tienen la misma función que los números sin dimensiones clásicos de la mecánica de fluidos (Reynolds, Froude, Euler, etc.) y permiten comparar eventos aparentemente diferentes para el mismo glaciar o para diferentes glaciares o para eventos similares en otro lugares en el mundo.

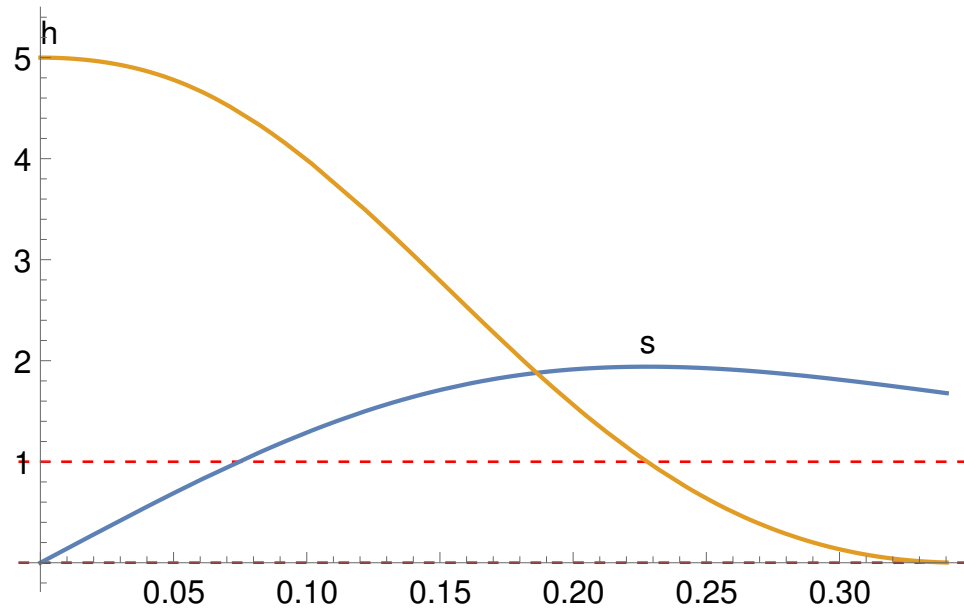
Nuestras simulaciones muestran valores muy similares para estos parámetros en todos los casos que consideramos (**tres** diferentes glaciares y **cuatro** inundaciones históricas de ellos **en Islandia**)

El sistema tiene solo una solución estable ESTABLE (nodo de enfoque, dependiendo de  $\hat{Q}_{in}$  (La velocidad de relleno del lago). Suponiendo (por simplicidad)  $\hat{p}_{out} = 0$

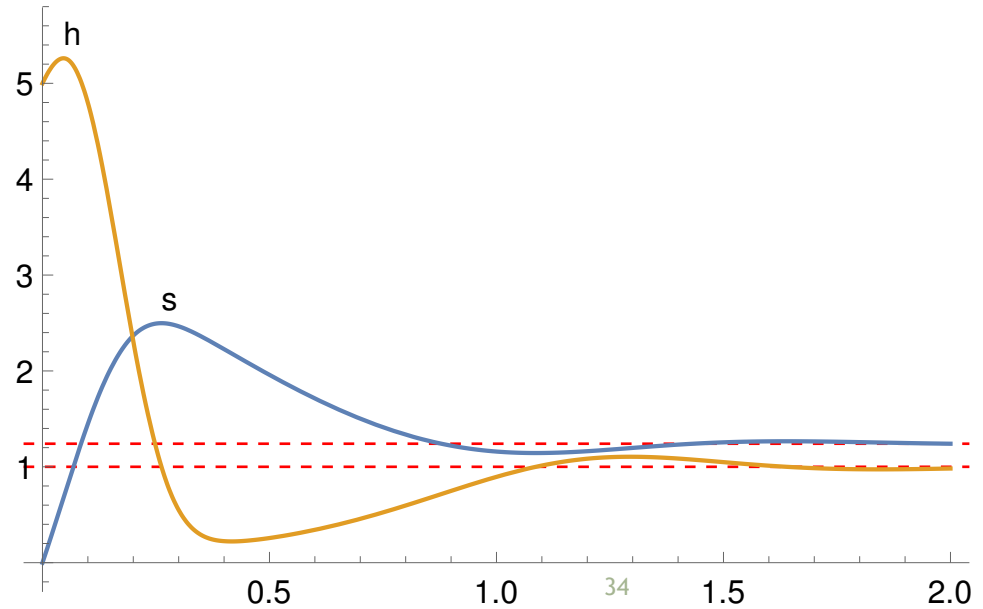
$$\{z_{st}, s_{st}\} = \{1, (\beta^{-1} \hat{Q}_{in})^{3/4}\}$$

La solución estable es la etapa final de la inundación: la capa permeable casi se cierra y se alcanza una condición casi estacionaria. A partir de este momento, el lago comienza a rellenarse (¡la escala de tiempo es ahora del orden de años!).

$\hat{Q}_{in}=0.0005, \alpha=3.5, \beta=7.5$



$\hat{Q}_{in}=10, \alpha=3.5, \beta=7.5$



El comportamiento de dumping "ondulado" para valores altos de la tasa de relleno fue hipotetizado por algunos autores, pero nunca se modeló. Claramente depende de la respuesta "elástica" del glaciar (tratado como un bloque rígido) al impulso de presión del agua.

**El modelo describe la evolución del diluvio desde el momento desencadenante a la etapa final.**

**Durante el "estado de reposo", el sistema se recarga, es decir, el lago se rellena debido al derretimiento y otras contribuciones estacionales o al derretimiento excepcional debido a erupciones subglaciales.**

**PREGUNTA: suponiendo que el único mecanismo desencadenante es la cantidad de agua en el plato, ¿cómo podemos identificar el nivel crítico del lago?**

**Desde el punto de vista de nuestro modelo, este valor umbral es exactamente la información inicial.  $h(0)$ : una vez que se alcanza este nivel, la presión de entrada es suficiente para levantar todo el glaciar y el lago comienza a vaciarse**

**¡Necesitamos un criterio para identificar este umbral!**<sup>35</sup>

## Modelando el desencadenante de inundación y las oscilaciones del nivel del lago.

Mientras el lago se llena después de una inundación, el glaciar permanece inmóvil bajo la acción de su propio peso, la presión del agua y la fuerza de fricción ejercida en los lados del glaciar debido a las interacciones entre el glaciar mismo y el entorno.

$$-2LaH\rho_i g + 2Lap_{in} + \Phi = 0$$

Peso del glaciar  $\leftarrow$

$p_{in} = \rho_w g h(t) + \rho_i g h_r$

Fuerza de fricción  $\rightarrow$

Presión hidrostática en el fondo del glaciar.

Tenga en cuenta que en el estado estacionario  $s_{st}$  nunca es cero (si  $\hat{Q}_{in}$  no desaparece) para garantizar la continuidad hidráulica.

## Este criterio es sugerido por la ley de Coulomb para la fricción

El glaciar permanece en reposo mientras  $|\Phi| < \Phi_{max}$

Cuando  $|\Phi| = \Phi_{max}$  se produce un proceso de fractura / deslizamiento y el glaciar comienza a "flotar", la capa de drenaje se ensancha y el vaciado rápido del lago comienza de nuevo.

Luego, el nivel "crítico" del lago (condición inicial para la inundación) se define por

$$-2LaH\rho_i g + 2La(\rho_w g h(0) + \rho_i g h_r) + \Phi_{max} = 0$$

que en forma adimensional es

$$z_0 = \frac{1}{2} \left( \hat{\Phi}_{max} + 1 \right) \Leftrightarrow h_0 = z_0 - \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{h_r}{h_{ref}}$$

siendo

$$\hat{\Phi}_{max} = \frac{\Phi_{max}}{2LaH\rho_i g}$$

## Modelo de oscilaciones para el lago

Si  $t_{end}$  es el momento en que las inundaciones han terminado, el lago comienza a crecer nuevamente.

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{dz}{dt} = \hat{Q}_{in} , \\ z(t_{end}) = z_{\infty} , \end{array} \right. \Rightarrow z(t) = z_{\infty} + \int_{t_{end}}^t \hat{Q}_{in} dt'$$

Si la recarga se debe a la actividad geotérmica normal, se espera una periodicidad y una nueva inundación ocurre en el momento  $T$  tal que

$$z(T) = z_0$$

Sin embargo, los jökulhaups excepcionales (debido a violentas erupciones volcánicas) no parecen tener ninguna periodicidad. Por otro lado, han ocurrido eventos de "rápido ascenso" que no se deben a una importante explosión volcánica

Las soluciones de nuestro modelo adimensional son claramente funciones de los tres parámetros.

$$\alpha, \quad \beta, \quad h_0$$

Una vez que se determinan  $h(t)$  (o  $z(t)$ ) y  $s(t)$ , también hemos determinado

$$Q(t; h_0, \alpha, \beta) = \beta Q_{\text{ref}} \sqrt{s^{8/3}(t; h_0, \alpha, \beta)(z(t; h_0, \alpha, \beta) - \hat{p}_{\text{out}})}$$

Utilizamos un algoritmo de ajuste de mínimos cuadrados para ajustar los tres parámetros contra el único cierto dato de campo (**hidrografía y duración**).

# Simulaciones

Consideramos cuatro eventos de "rápido ascenso": **Skafta 2006**, **Skafta 2008**, **Grimsvötn 1996**, **Katla 1918**. En todos los casos, la presión de salida es igual a la presión atmosférica re-escalada a cero.

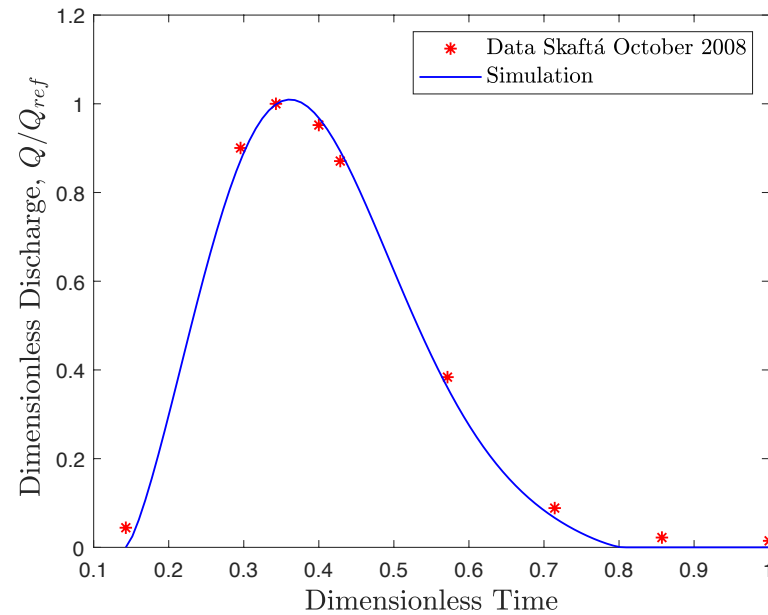
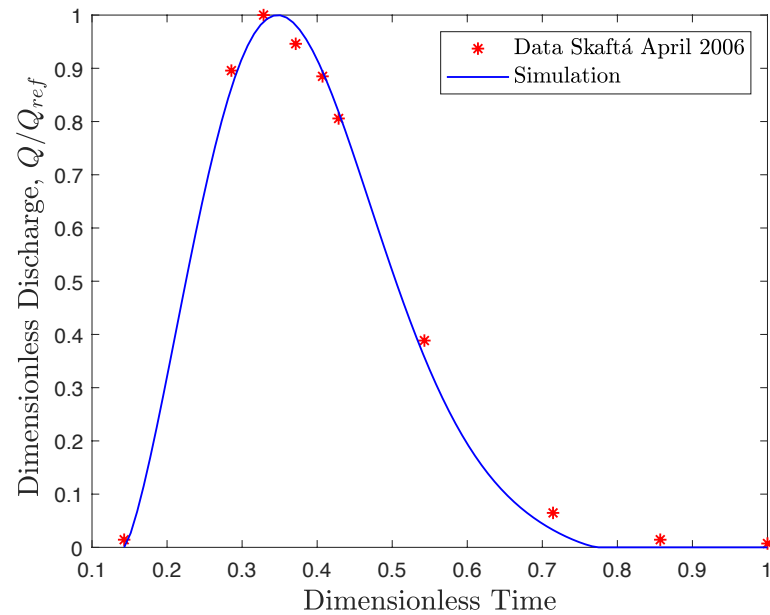
Parameter	Skaftá 2006	Skaftá 2008	Grímsvötn 1996	Katla 1918
$\alpha$	3.7	3.5	1.6	2.7
$\beta$	7.6	7.4	7.8	6.8
$z_0$	2.5	2.5	3	2.6

**Los parámetros tienen valores increíblemente similares para cuatro eventos muy diferentes desde varios aspectos.**

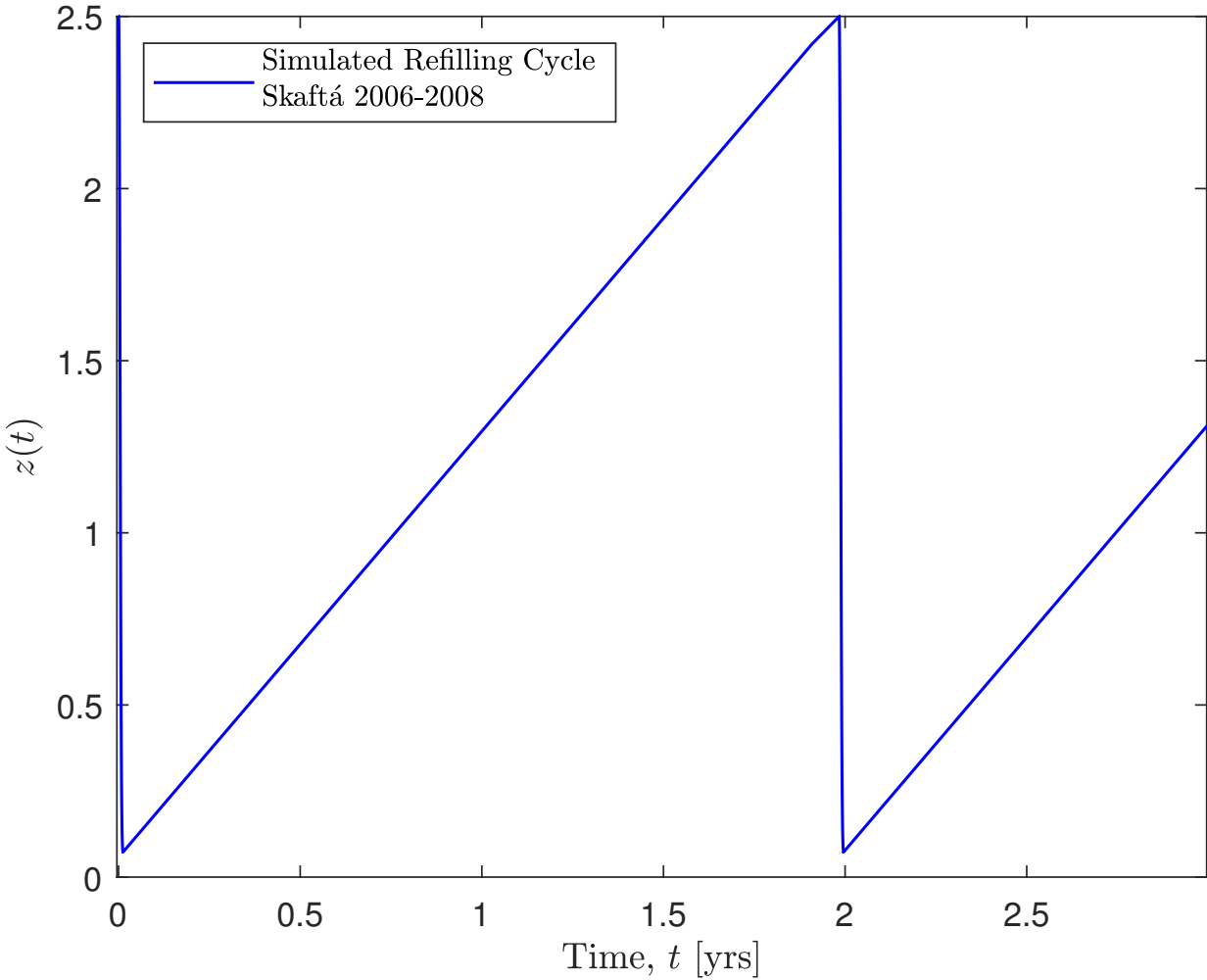
## Dos Skafta Jökulhaups (2006, 2008)

$$Q_{ref} = 1340 \text{ m}^3\text{s}^{-1}, \quad t_{ref} = 7 \text{ days} \quad (2006)$$

$$Q_{ref} = 1320 \text{ m}^3\text{s}^{-1}, \quad t_{ref} = 7 \text{ days} \quad (2008)$$

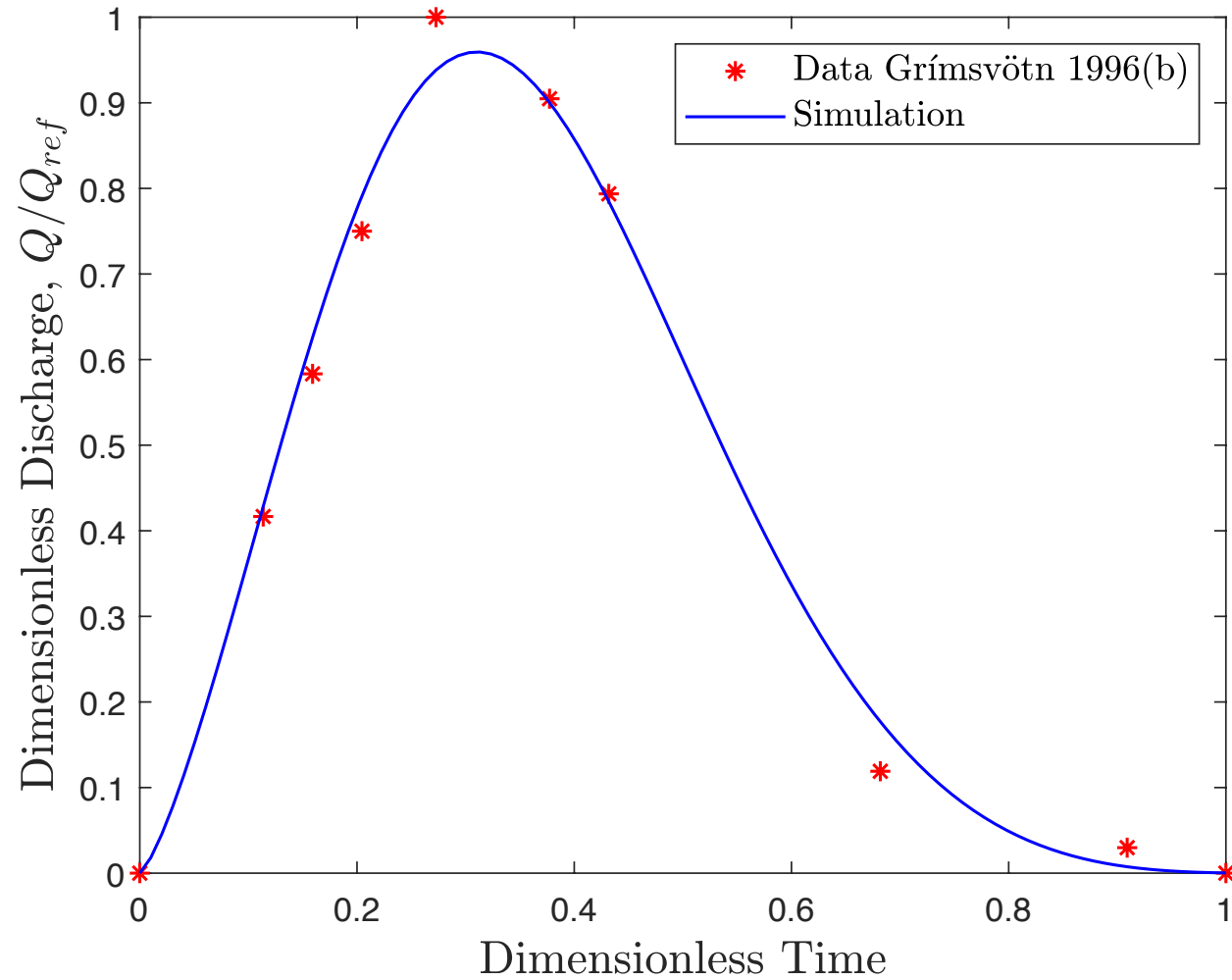


The model also fit the time interval between the two Skafta subsequent events



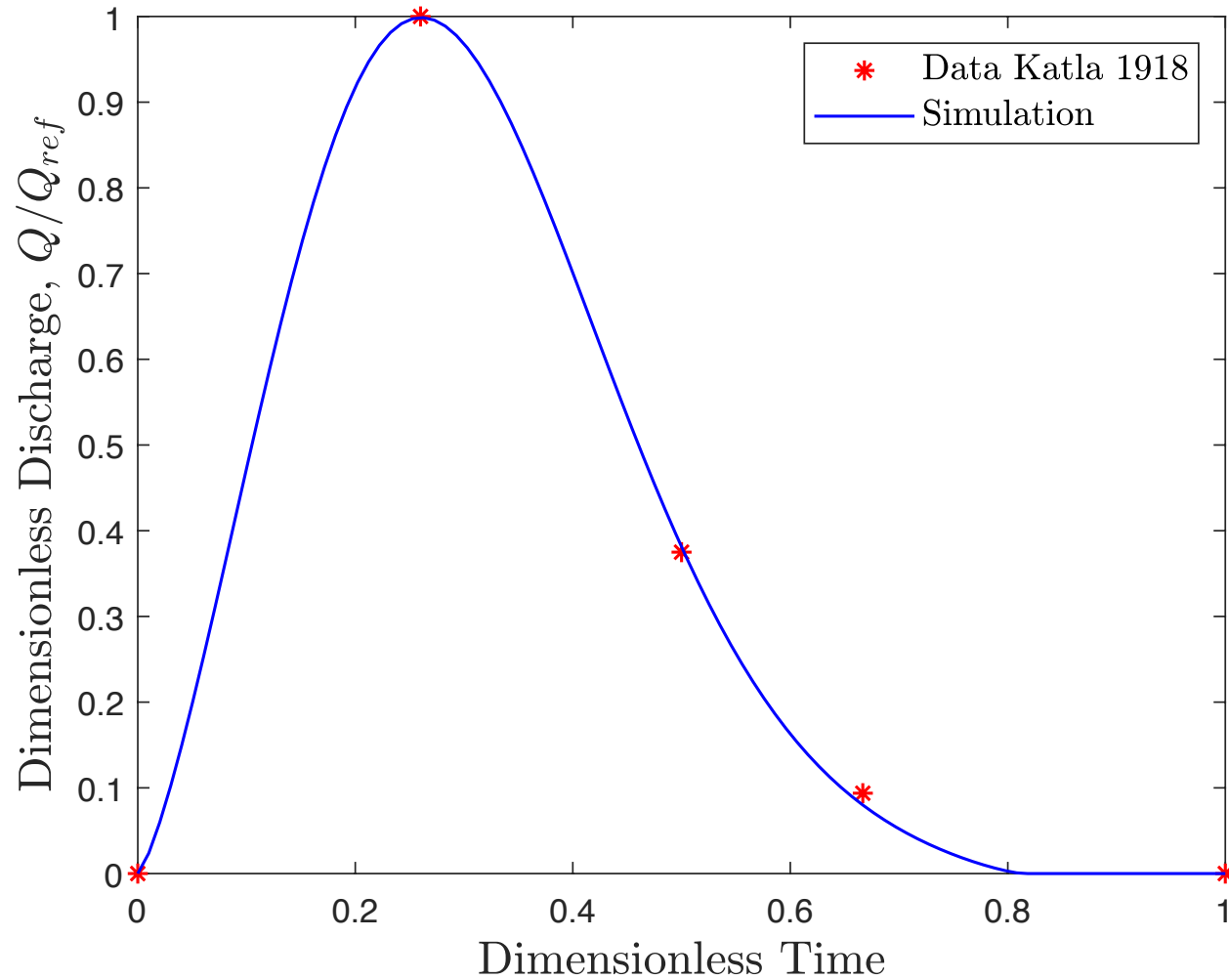
## Grimsvötn 1996 jökulhaup

$$Q_{ref} = 52500 \text{ m}^3\text{s}^{-1}, \quad t_{ref} = 2 \text{ days.}$$



# Katla 1918 jökulhaup

$$Q_{ref} = 2 \times 10^5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}, \quad t_{ref} = 0.5 \text{ days}$$



## Resumen y conclusiones

- No se tuvieron en cuenta los efectos térmicos: para un evento de rápido crecimiento, esta hipótesis parece aceptable en una medida razonable
- El glaciar se trata como un bloque rígido y se supone que el drenaje se produce a través de una amplia capa permeable
- El flujo turbulento a través de la capa se rige por una ley de tipo Forchheimer (asumida por muchos autores después de Nye)
- Los mecanismos que compiten, una vez que se inicia la descarga, son el peso del glaciar, la presión del agua en la entrada debido al nivel del lago sub-glacial y la fricción en las paredes laterales del glaciar
- La ley clásica de Coulomb para el valor máximo del esfuerzo cortante en las paredes laterales proporciona el nivel máximo del lago que se debe alcanzar entre dos inundaciones subsiguientes para eventos no debidos a erupciones volcánicas impredecibles
- El modelo es capaz de reproducir cuatro eventos de rápido crecimiento, simplemente ajustando tres parámetros a los dos únicos datos de campo confiables (descarga máxima y duración del tiempo)

## Sin embargo ....algunas preguntas que necesitan ser contestadas: por ejemplo:

- ¡ Cuatro eventos muy diferentes de uno a otro pero con parámetros muy similares! ¿Es esta similitud característica de los fenómenos islandeses? Lamentablemente no tenemos suficientes datos de otros eventos mundiales para hacer un cheque.
- El modelo que se presenta aquí **trata solo con un tipo** de jökulhaup y esta motivado por nuestro sentimiento de que a veces fenómenos muy complejos pueden ser explicados por principios de mecánica elemental
- El modelo de Nye (y varios autores después de el) aparece demasiado complicado comparado con las respuestas que puede dar para el caso “slow rising”, tampoco explica completamente las hidrógrafas observadas. **¿Hay un modelo simple aquí también?**
- Los impresionantes eventos de "rápido ascenso" están asociados a erupciones volcánicas (con una enorme cantidad de hielo que se derrite en muy poco tiempo), lo que justifica la idea de un glaciar "flotante". Sin embargo, hay otros eventos del mismo tipo que no pueden asociarse con erupciones.

**¿El modelo "flotante" sigue siendo físicamente razonable también en este caso?**

En conclusión, los jökulhaups continúan siendo un desafío de modelación aún abierto.

