

8 DINÀMICA GLOBAL DE LA GLACERA JOHNSONS

8.1 Equilibri

8.1.1 Conservació de la massa: implicacions de l'equació de continuïtat

L'equació de continuïtat expressa la conservació de la massa, és a dir, com una variació de massa en un volum determinat es tradueix en una variació de densitat:

$$-\frac{\partial \rho}{\partial t} = \frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} \quad (8.1)$$

on ρ és la densitat, que depèn de la posició (x, y, z) i del temps (t) , i u, v, w són les components longitudinal, transversal i vertical de la velocitat.

Fent la integració d'aquest comportament a una columna vertical corresponent al gruix h d'una glacera i considerant que:

La variació de massa en la direcció vertical $(\frac{\partial \rho w}{\partial z})$ la introduïm afegint massa en superfície i traient-

ne a la base de la columna (b i b' , respectivament), reproduint el fenomen d'acumulació en superfície

i flux cap a l'interior de la glacera: $\frac{\partial \rho w}{\partial z} = b + b'$

El gel és un material incompressible: $\frac{\partial \rho}{\partial t} = 0$

No es produeixen desplaçaments transversals i considerem sols la variació longitudinal: $\frac{\partial \rho v}{\partial y} = 0$

La massa corresponent a b' és molt menor que b i podem despreciar-la (Paterson 1994, pg. 256).

Obtenim l'equació de continuïtat en la seva forma simplificada, que expressa com la variació temporal del gruix d'una glacera és deguda a la diferència entre els aports en superfície i les variacions longitudinals de flux considerades per tota la columna vertical:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = b - \left[\frac{\partial}{\partial x} \int_B^S u dz \right] \quad (8.2)$$

on S és la superfície i B la base de la glacera.

En termes de flux (definim el flux com la suma de la velocitat longitudinal a través de la columna vertical: $q = \int_B^S u dz$) podem expressar aquesta mateixa equació de la següent forma:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = b - \frac{\partial q}{\partial x} \quad (8.3)$$

8.1.1.1 Factors de control del flux vertical: variació del gruix d'una glacera

Partint de l'equació de continuïtat simplificada (8.2 i 8.3) i l'equació de conservació de la massa (8.1) amb totes les aproximacions que hi hem fet, i considerant que la velocitat basal és propera a zero (que és el que passa a les glaceres on no s'hi produeix lliscament basal (veure punt 5.2)): $u_B = w_B = 0$, obtenim l'equació de continuïtat expressada de la següent forma:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = b - u_s \frac{\partial S}{\partial x} + w_s \quad (8.4)$$

on el terme $-u_s \frac{\partial S}{\partial x} + w_s$ correspon a la velocitat d'emergència que definim al punt 6.1.2.1, tenint en compte que w_s és la component vertical de la velocitat superficial (velocitat vertical (V_v) segons la nomenclatura utilitzada a l'equació (6.2)) i que $-u_s \frac{\partial S}{\partial x}$ és la component vertical deguda al pendent de la superfície per on es mou l'estaca (velocitat tangencial vertical ($V\alpha_z$) segons la nomenclatura utilitzada a l'equació (6.2)), de manera que l'equació de continuïtat pot escriure's com:

$$-b = Ve - \frac{\partial h}{\partial t} \quad (8.5)$$

on veiem que a una glacera on el balanç de massa és igual en intensitat però de sentit contrari que la velocitat d'emergència no s'hi produeixen variacions de gruix. Aquest fet, l'entendem considerant la relació entre el funcionament dels dos fenòmens físics que controlen aquests paràmetres (Figura 8.1):

El balanç de massa és el resultat de l'acumulació del mantell nival a la zona d'acumulació i l'ablació del gel de la zona d'ablació, processos pels quals es produeix una variació de la cota de la superfície de la glacera en relació a les partícules de la glacera (representades per les estaques) (primer fenomen representat a la figura 8.1).

En canvi, la velocitat d'emergència, constitueix el fenomen pel qual les partícules de l'interior de la glacera es desplacen verticalment com a conseqüència de l'actuació dels processos d'acumulació i ablació, de manera que, a la zona d'acumulació, les partícules (representades per les estaques) s'enfonsen en relació a la superfície de la glacera degut a l'acumulació del mantell nival, i a la zona

d'ablació, emergeixen a mesura que es produeix l'ablació del gel superficial constituint el fenomen del flux (segon fenomen representat a la figura 8.1).

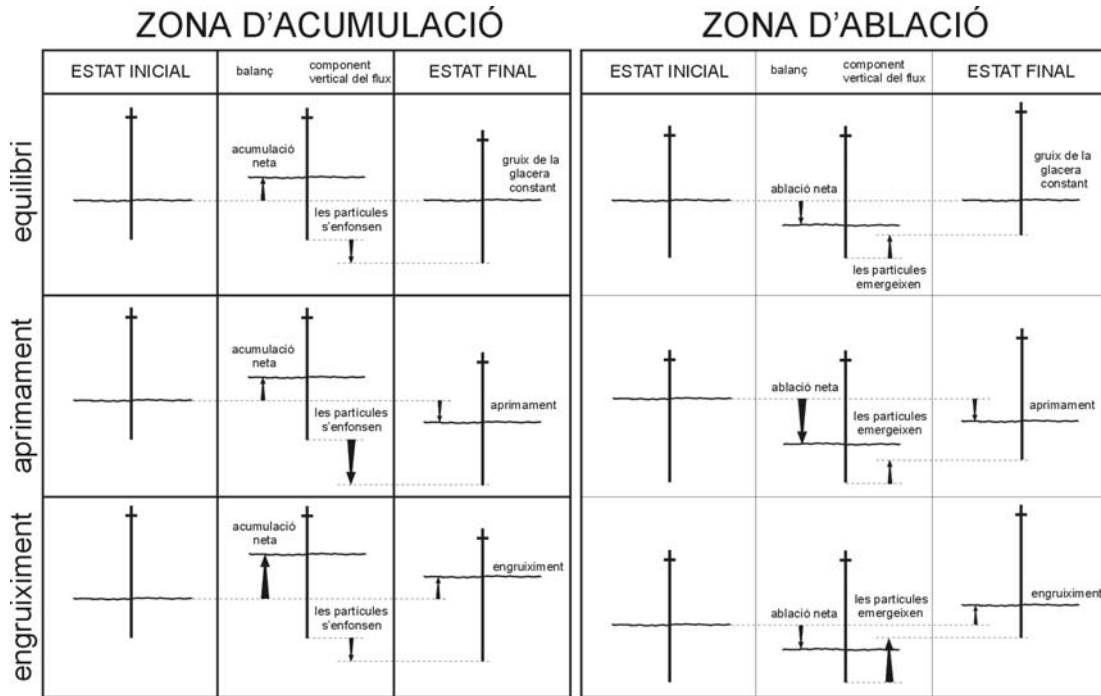


Figura 8.1. Esquema del funcionament del balanç de massa i la component vertical del flux sobre les estacues de la zona d'acumulació i la zona d'ablació en funció de l'estat d'equilibri de la glacera. S'hi representa l'estat inicial i l'estat final de les estacues i la superfície, amb els procediments intermitjos que donen lloc a la configuració final. Hem considerat una superfície sense pendent per simplificar.

Tot i que aquest plantejament és útil per comprendre'n el seu funcionament, la manera com es descriu aquesta relació és falsa en el sentit que ambdós fenòmens (el balanç de massa i el flux) actuen alhora i no constitueixen una successió tal com podria interpretar-se a la Figura 8.1. Metodològicament, aquest esquema té conseqüències alhora d'estudiar els fenòmens de balanç de massa i de velocitat d'emergència als capítols 4 i 6, respectivament. Així, l'obtenció del balanç de massa considera que l'estaca és un punt fix i que els moviments de la superfície de la glacera es produeixen en relació a ella (sistema de referència relatiu). En canvi, alhora de calcular la velocitat d'emergència, considerem el moviment vertical absolut de l'estaca (sistema de referència absolut).

Per tant, tal com expressa l'equació (8.5), la velocitat d'emergència és la component vertical del flux necessària per compensar els efectes del balanç de massa, de manera que, si la intensitat d'ambdós fenòmens no és igual, la cota de la superfície de la glacera varia i es produeixen variacions de gruix.

L'extrapolació d'aquest sistema de funcionament al de tota la glacera es relaciona amb el concepte d'estat d'equilibri d'una glacera descrit al punt 4.1.2.1. Considerant el model de la Figura 8.2, on representem la secció longitudinal d'una glacera i el gradient altitudinal del balanç de massa (veure punt 4.1.1.2), el manteniment de la forma segons el procés descrit, comporta una distribució del flux vertical que fa que tota la massa acumulada a la zona d'acumulació sigui igual a la massa que es perd per ablació a la zona d'ablació,

és a dir, que la glacera estigui en equilibri. Per tant, una glacera en equilibri és una glacera que no varia de forma.

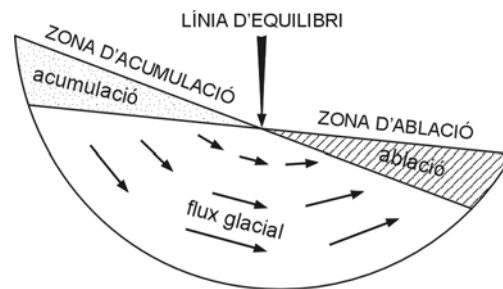


Figura 8.2. Esquema del perfil d'una glacera on s'hi representa el flux que controla que, si la glacera està en equilibri i, per tant, no varia de forma, tota la massa acumulada a la zona d'acumulació ha de ser igual a la massa que es perd per ablació a la zona d'ablació, mentre que si hi ha desequilibri i la glacera varia de forma, és perquè el flux no compensa l'acumulació amb l'ablació. Modificada de Sugden i John (1976).

Contràriament, les situacions de desequilibri comporten una variació de forma de la glacera, segons la qual:

L'aprimament implica que:

A la zona d'acumulació, i en valor absolut, el balanç de massa és menor que la velocitat d'emergència i l'acumulació no compensa tota la neu que s'enfonsa pel flux.

A la zona d'ablació, i en valor absolut, el balanç de massa és major que la velocitat d'emergència i el flux ascendent no és suficient per compensar tot el gel que es fon.

En canvi, en una situació d'engruiximent:

A la zona d'acumulació, i en valor absolut, el balanç de massa és major que la velocitat d'emergència i el flux no pot engolir tota la massa acumulada.

A la zona d'ablació, i en valor absolut, el balanç de massa és menor que la velocitat d'emergència i la fusió no compensa tot el gel que emergeix pel flux.

El fenomen físic que controla aquest funcionament és el flux que experimenta el gel quan és sotmès a uns determinats esforços, fenomen descrit per la Llei Glen (veure punt 5.1.2), segons la qual, el gradient altitudinal del balanç de massa genera un augment de pendent de la superfície de la glacera que es tradueix en un augment dels esforços a la part alta. Aquests, provoquen que el gel flueixi, transportant la massa des de la zona d'acumulació a la zona d'ablació i reduint el pendent de la superfície fins assolir un nou equilibri. D'aquí se'n deriva que glaceres amb molta acumulació i amb molta ablació, com les que podem trobar a àrees amb clima humit i calent com les àrees marítimes, tindran velocitats majors que les que trobarem a àrees seques i fredes de zones continentals (Sugden i John, 1976). El funcionament simultani del balanç de massa i el flux controlat per l'evolució climatològica, dona lloc a cicles temporals de sobre-equilibri i sub-equilibri per arribar a un equilibri estable (Fowler i Johnson, 1995). Aquests cicles, és a dir, la resposta de la

glacera als canvis climatològics, són de durades molt diferents en funció, sobretot, de les dimensions de la glacera.

8.1.1.2 Factors de control del flux longitudinal: tipus de règim de flux

Partint de l'equació de continuïtat en la seva forma simplificada (8.2) i considerant que:

$q_x = h\bar{u}$ és el flux per tota la columna h en la direcció longitudinal, i $\frac{\partial q_x}{\partial x} = h \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{u} \frac{\partial h}{\partial x}$,
equivaleix a la variació longitudinal del flux.

$q_y = h\bar{v}$, és el flux per tota la columna h en la direcció transversal, i $\frac{\partial q_y}{\partial y} = h \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \bar{v} \frac{\partial h}{\partial y}$,
equivaleix a la variació transversal del flux.

Es produeix equilibri i, per tant, no hi ha variació de forma: $\frac{\partial h}{\partial t} = 0$

Obtenim la següent expressió:

$$h \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} = b - \bar{u} \frac{\partial h}{\partial x} - h \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \quad (8.6)$$

on veiem que la variació del flux longitudinal al llarg d'una línia de flux depèn del balanç de massa, de la variació longitudinal de gruix i de la taxa de deformació transversal (que és un reflex de la variació transversal de l'amplada del canal), de manera que l'acumulació, l'aprimament i l'estretiment del canal van en el sentit de generar un augment longitudinal de flux, és a dir, un flux extensiu (veure punt 6.1.1.1).

8.1.2 Equilibri a la Glacera Johnsons

En aquest punt volem caracteritzar el funcionament de la Glacera Johnsons des del punt de vista del seu estat d'equilibri tot aplicant els conceptes descrits anteriorment. Per això, considerarem els resultats de balanç de massa i de velocitats superficials obtinguts als capítols 4 i 6, respectivament.

8.1.2.1 Balanç de massa i velocitat d'emergència

La comparació dels resultats de balanç de massa i de velocitat d'emergència obtinguts a la Glacera Johnsons comporta, en primer lloc, la conversió de les unitats de la velocitat d'emergència per expressar-la en equivalents en aigua igual que el balanç de massa. El canvi l'hem realitzat multiplicant per la densitat del gel ($0,9 \text{ g cm}^{-3}$) a la zona d'ablació i per la densitat mitja de la neu ($0,5 \text{ g cm}^{-3}$) a la zona d'acumulació.

La Figura 8.3 mostra els parells balanç de massa-velocitat d'emergència de totes les estaques pels anys 97, 98 i 99 (pels anys anteriors, les dates de mesura d'ambdós paràmetres no coincideix i la comparació no és vàlida), amb el balanç de massa canviat de signe tal com correspon a l'equació de continuïtat expressada segons (8.5). S'observa que es produeix un desajust entre les velocitats d'emergència i el balanç de massa, la qual cosa es tradueix en què, a la zona d'acumulació, l'enfonsament de les partícules és més elevat del què el balanç de massa provoca mentre que, a la zona d'ablació, l'emergència és menor del què el balanç de massa provoca. Les diferències oscil·len entre 0 i 200 cm we a^{-1} i presenten una certa distribució segons la qual el desajust és major per les estaques que mostren valors de balanç de massa negatius i velocitats d'emergència positives, que correspon a les estaques de més aigües avall. Com hem vist al punt anterior, aquests desajusts entre el balanç i la velocitat d'emergència comporten una variació del gruix de la glacera en el sentit que senyala la Figura 8.3.

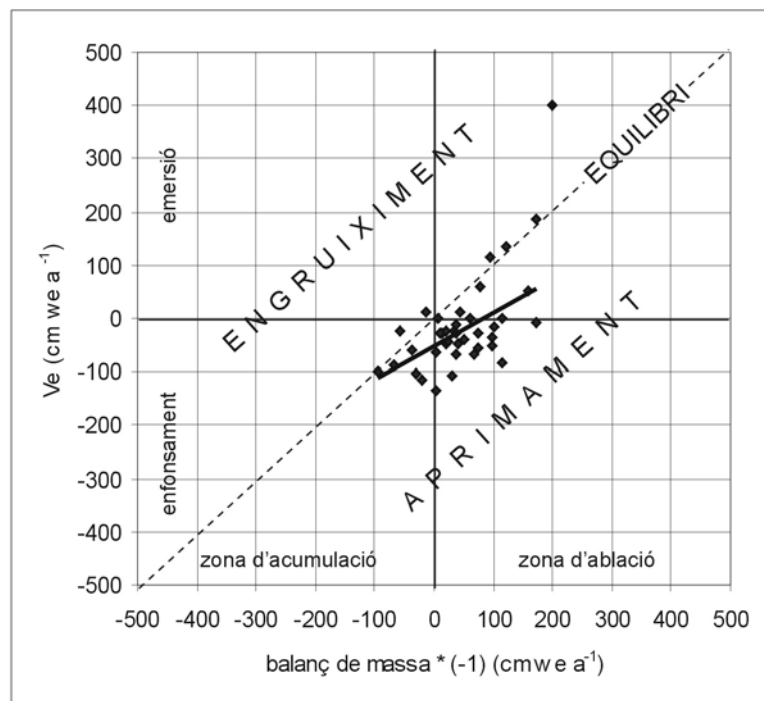


Figura 8.3 Parells balanç de massa-velocitat d'emergència de totes les estaques pels anys 97, 98 i 99, amb el balanç de massa canviat de signe segons l'equació de continuïtat. S'hi indica el sentit de funcionament de cada paràmetre (zona d'acumulació o zona d'ablació)

pel balanç de massa, i enfonsament o emersió per la velocitat d'emergència) i els camps corresponents a condicions d'equilibri o desequilibri (amb engruiximent o apriment).

8.1.2.2 Variació de gruix

Com hem vist anteriorment (veure punt 8.1.1.1), la variació del gruix d'una glacera és el resultat directe del desajust entre el balanç de massa i la velocitat d'emergència quan aquests han estat alterats degut a condicions climàtiques canviants. Per aquest motiu, les variacions de gruix, juntament amb les fluctuacions de l'extensió de les masses de gel, són objecte d'estudi alhora de caracteritzar l'evolució climàtica.

Procediment

A la Glacera Johnsons, les variacions de gruix s'han obtingut mitjançant la quantificació de la variació de cota de la superfície entre els anys 1995 (1996 per les estaques 18, 19 i 20) i 1997. Aquest resultat s'ha aconseguit gràcies a l'operació de replanteig de les posicions originals de les estaques (del gener 1995 o 1996) i el càlcul de la diferència de cota entre aquesta superfície i la del moment del replanteig (gener 1998). El procediment seguit ha estat el següent:

Replantejar les posicions originals de les estaques mitjançant el mode *tracking* de l'estació total (veure punt 3.2.3.1). Es tracta de localitzar el punt de la superfície de la glacera que té iguals coordenades X i Y que les del punt a replantejar.

Un cop localitzat aquest punt, es determina la nova coordenada Z corresponent a la superfície actual. A la zona d'ablació, es mesura el gruix del mantell nival (n) (veure punt 4.3.2.2).

Llavors, la variació de gruix a les estaques de la zona d'acumulació l'obtenim a partir de:

$$\frac{dh}{dt} = (Z_2 - Z_1) \cdot 0,5 \quad (8.7)$$

on $\frac{dh}{dt}$ és la variació de cota de la superfície (m we) pel període de temps considerat, Z_2 i Z_1 són les cotes de la superfície el dia del replanteig i en la posició original, respectivament, i 0,5 és el valor de la densitat mitja de la neu a la zona d'acumulació.

La variació de gruix a les estaques de la zona d'ablació l'obtenim a partir de:

$$\frac{dh}{dt} = [Z_2 - n_2 - (Z_1 - n_1)] \cdot 0,9 \quad (8.8)$$

on n_2 i n_1 són el gruix del mantell nival el dia del replanteig i en la posició original, respectivament, i 0,9 és el valor de la densitat del gel.

La realització conceptualment correcta d'aquest procediment implica realitzar les mesures a finals de dos cicles hidrològics, de manera que la determinació del gruix del mantell nival a la zona d'ablació no és

necessària. Degut al condicionament que suposen les dates de les campanyes en aquest treball, no ens ha estat possible obtenir la mesura en aquestes dates, de manera que hem optat per aplicar el procediment de la manera descrita anteriorment. Aquesta modificació comporta les següents consideracions:

A la zona d'acumulació, degut a que el gruix del mantell nival està sotmès a les condicions meteorològiques de cada cicle hidrològic, la cota de la superfície de la neu en una data diferent que la de final del cicle hidrològic també està sotmesa a aquestes condicions, dificultant l'obtenció del resultat real de variació de gruix. Per tal de minimitzar aquest efecte, hem intentat considerar dates el més properes possible pels dos anys a comparar, suposant que, en aquestes circumstàncies, el mantell nival es troba en un estat més semblant. No obstant, degut a la limitació de mesures, l'interval temporal entre ambdues dates no és d'un any exacte i difereix fins 20 dies a algunes estaques (Figura 8.4).

A la zona d'ablació, aquest problema ha estat solucionat mitjançant l'obtenció del gruix del mantell nival que ens permet determinar la ubicació de la superfície del gel. Tot i que aquesta superfície no correspon a la de finals del cicle hidrològic és una aproximació millor que la de considerar la superfície del mantell nival. Un problema que sorgeix d'aplicar aquest mètode és que no disposem de les dades de gruix del mantell nival per les posicions de l'any 1995 i hem hagut d'acotar-les interpolant entre els valors de les dates més properes temporalment.

En relació a aquest tipus de problemes, Paterson (1994, pg. 47), remarca que és difícil establir el tipus de conversió que s'ha d'aplicar alhora d'expressar les variacions de gruix de la zona d'acumulació amb cm we a^{-1} , ja que depèn de la periodicitat del canvi que hagi de considerar la densitat de la neu o del gel. En aquest treball, hem considerat que, donades les característiques de la glacera, on la transformació neu-*firn* es produeix a molta profunditat, les variacions de cota de la superfície corresponen a neu encara no molt transformada amb una densitat mitja de 0.5 g cm^{-3} .

Resultats

La Figura 8.4 mostra els valors de variació de gruix obtinguts i les dates que limiten l'interval temporal considerat per cada estaca, juntament amb l'error corresponent a cada mesura derivat de l'acotació del gruix del mantell nival per les posicions del 1995. El valor per l'estaca 1 no es va obtenir degut a mala visibilitat.

	data 1	data 2	Variació de gruix (m neu o gel)	Error (m neu o gel)	Mitja anual (cm we a⁻¹)
1	-	-	-	-	-
2	2/1/95	22/1/98	-2.35	-	-39
3	2/1/95	22/1/98	-2.37	0.40	-71
4	2/1/95	22/1/98	-2.88	0.50	-86
5	17-20/1/95	21/1/98	-2.74	0.28	-82
6	17-20/1/95	21/1/98	-2.69	-	-81
7	17-20/1/95	22/1/98	-2.54	0.06	-76
8	31/12/94	22/1/98	-7.05	-	-211
9	17-20/1/95	22/1/98	-2.65	-	-44
10	17-20/1/95	22/1/98	-3.04	-	-51
11	17-20/1/95	22/1/98	-3.51	0.28	-105
12	17-20/1/95	22/1/98	-5.82	-	-174
13	17-20/1/95	22/1/98	-9.92	-	-298
14	31/12/94	21/1/98	-3.95	0.74	-119
15	17-20/1/95	22/1/98	-3.13	-	-94
16	17-20/1/95	21/1/98	-2.80	0.39	-84
17	3/1/96	21/1/98	-2.65	0.51	-119
18	3/1/96	21/1/98	-2.19	-	-99
19	3/1/96	21/1/98	-4.05	-	-182
20	3/1/96	21/1/98	-4.48	-	-202

Figura 8.4. Variació del gruix de la glacera, amb les dates que limiten l'interval temporal considerat i l'error resultant de l'acotació del gruix del mantell nival per la data 1. La darrera columna presenta la mitja anual de variació de gruix, en cm we a⁻¹, que hem utilitzat als nostres càlculs. El valor per l'estaca 1 no es va obtenir degut a mala visibilitat.

Alhora de caracteritzar aquests valors treballem amb mitges anuals. A la Figura 8.5, que representa els valors de variació del gruix segons la cota de l'estaca, s'observa que es produeix un aprimament a totes les estaques que oscil·la entre 40 cm we a⁻¹ i 300 cm we a⁻¹, tot i que creiem que el valor de les estaques més baixes no és representatiu de la dinàmica global d'aquest fenomen a tota la glacera sinó que està influenciat per la presència d'esquerdes amb important desplaçament vertical a aquesta àrea (veure punt 7.1.3.5). Per altra banda, s'estableix una bona correlació entre la magnitud de l'aprimament i la cota, segons la qual l'aprimament augmenta 85 cm we per cada 100 m que disminueix la cota.

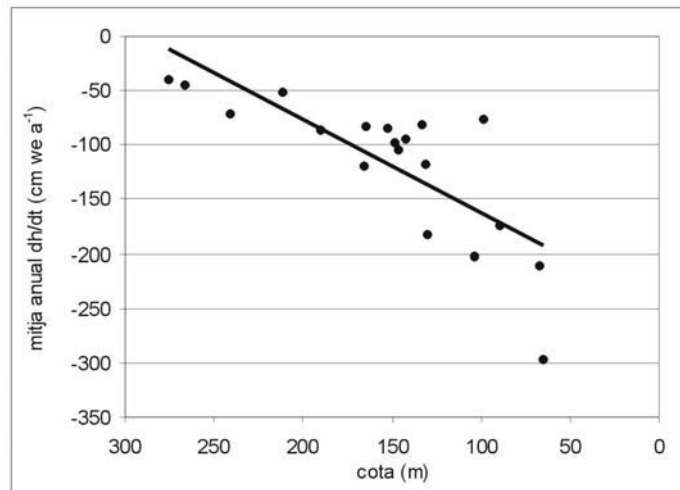


Figura 8.5 Mitja anual de la disminució del gruix i cota del punt mesurat.

Per altra banda, s’han obtingut variacions de cota de la superfície de la Glacera Johnsons mitjançant la comparació dels mapes topogràfics corresponents als anys 1956 i 1998 (Figura 8.6) (comunicació personal Garcia-Sellés, 2001). S’observa que durant aquest període s’ha produït un aprimament a quasi tota l’extensió de la glacera, i que solament una àrea situada a la part baixa del sector sud-oest ha experimentat un engruiximent. Aquest fenomen es relaciona amb el fet que en aquest sector, les línies de flux es dirigeixen sobre el substrat rocós, generant un règim de flux compressiu, que origina, per altra banda, el desenvolupament d’estructures de deformació compressives (veure punt 8.2.4.1).

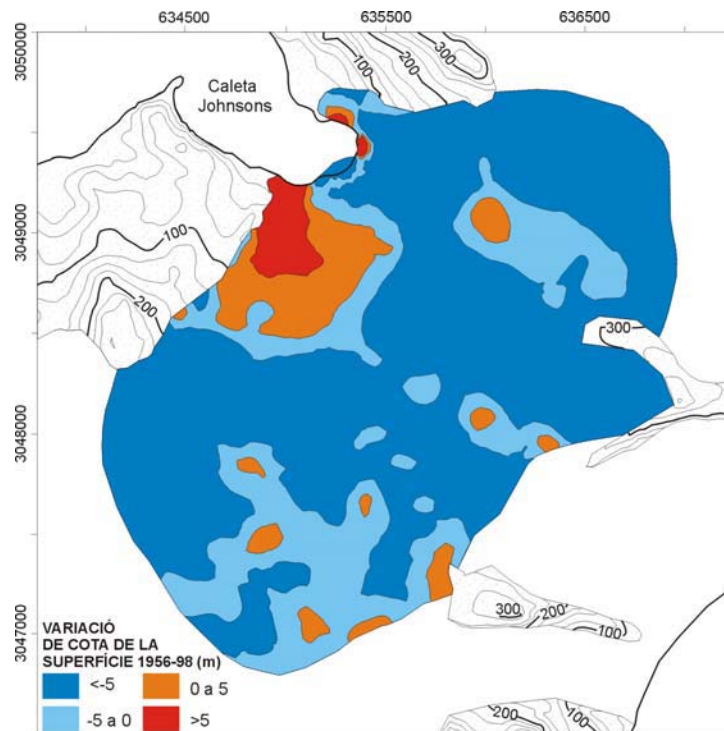


Figura 8.6. Mapa de la variació de cota de la superfície de la Glacera Johnsons entre els anys 1956 i 1998, obtingut per comparació de la topografia corresponent a cadascun d’aquests anys. Amb blaus, les disminucions de gruix, i amb vermells, els engruiximents.

En aquest mateix sentit, hi ha altres observacions recents, basades en estudis de camp i fotografies aèries del passat, que mostren, clarament, un aprimament del casquet de l'Illa Livingston des del 1956 que, en alguns casos, és major de 15 m de gel (Calvet i Corbera, 1993; Calvet *et al.*, 1998).

Així doncs, totes aquestes observacions estan d'acord en què la Glacera Johnsons ha experimentat un aprimament durant els darrers anys, el qual és indicatiu de que es troba en un estat de desequilibri negatiu. Aquesta afirmació no implica que aquesta hagi estat la tendència al llarg de tot el període comprès per les nostres observacions sinó que el balanç de totes les oscil·lacions que hagi pogut haver-hi ha resultat en un aprimament, si bé podem afirmar que així ha estat durant el període 1995-98.

8.1.2.3 Aplicació de l'equació de continuïtat a la Glacera Johnsons

Als punts anteriors hem determinat, per una banda, el desequilibri entre el balanç de massa i el flux vertical, i per una altra, les variacions de gruix que ha experimentat la Glacera Johnsons. Tal com hem vist al punt 8.1.1.1, l'equació de continuïtat (8.5) explica la dependència entre aquests tres paràmetres i com la disminució del gruix és el resultat del desequilibri entre els dos primers. En aquest punt, apliquem les dades obtingudes a la Glacera Johnsons a l'equació de continuïtat per comprovar com s'hi verifica aquesta dependència i avaluar-ne el desajust i les seves possibles causes.

La Figura 8.7 mostra aquesta comparació per les dades del perfil Dorotea. S'hi representen, per una banda, els valors corresponents al balanç de massa (canviat de signe, segons ho expressa l'equació de continuïtat) i a les velocitats d'emergència obtingudes per aquest perfil (corbes V_e i $-b$ a la Figura 8.7, respectivament). En ambdós casos es representen valors anuals obtinguts en un interval temporal el més semblant possible al considerat alhora de determinar la variació de gruix. En segon lloc, s'hi representa la corba resultant de l'aplicació de l'equació de continuïtat, que considera l'efecte de la variació de gruix sobre la velocitat d'emergència (corba $V_e - dh/dt$ a la Figura 8.7), en aquest cas també corresponent a un valor anual.

Conseqüentment, tal com expressa la igualtat de l'equació, aquesta corba s'aproxima a la corba del balanç de massa, verificant d'aquesta manera que la disminució de gruix és la causa de l'obtenció de valors de velocitat d'emergència més negatius del que seria esperable segons el balanç de massa. La visualització del funcionament d'aquest fenomen és senzilla si es tenen en compte els procediments utilitzats per l'adquisició de cadascun dels paràmetres (veure punt 8.1.1.1).

És en relació a aquesta discussió, que podem justificar el perquè les velocitats d'emergència de la Glacera Johnsons són negatives fins l'estaca 5 (veure punt 6.2.2.3) mentre que la línia d'equilibri pel període 1995-1998 està ubicada entre les estakes 2 i 3 (veure punt 4.3.2.3). A la Figura 8.7, observem, tot i les oscil·lacions de les corbes, com el resultat de l'aplicació de l'equació de continuïtat, que conté, per tant, l'efecte de la disminució de gruix, si que situa la línia d'equilibri entre aquestes dues estakes.

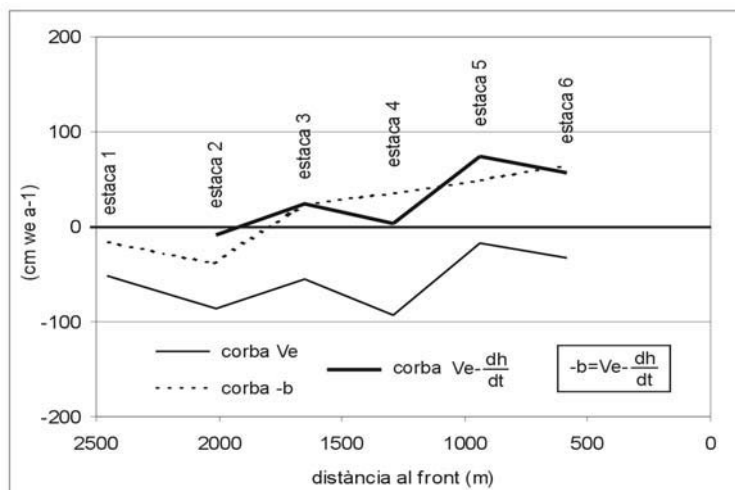


Figura 8.7. Mitja anual de les velocitats d'emergència amb (corba Ve) i sense (corba $Ve - \frac{dh}{dt}$) la contribució de la mitja anual de l'aprimament, tot pel període 1995-97. Per facilitar la comparació segons l'equació de continuïtat, s'hi inclou la corba, en negatiu, de la mitja anual del balanç de massa pel mateix període (corba $-b$). Modificada de Ximenis *et al.* (1999).

Malgrat la verificació d'aquest comportament, les corbes de balanç de massa i de l'aplicació de l'equació de continuïtat de la Figura 8.7 encara mostren diferències, que arriben, en algun cas, als 30 cm we a⁻¹. Darrera d'aquestes imprecisions hi ha els errors de procediment que afecten cadascun dels paràmetres implicats, els quals expliquem a continuació:

Les velocitats d'emergència, deixant de banda els errors de resolució derivats del posicionament de les estaques, tenen errors quan hi ha hagut interrupcions en la sèrie de mesures dins l'interval temporal considerat. Aquests han estat acotats a partir d'obtenir un doble valor per la velocitat d'emergència calculant-la al llarg d'un sol període (menyspreant, per tant, l'efecte de la interrupció) i com la suma de tots els intervals de mesura on el resultat és correcte (eliminant, per tant, els intervals de mesura on s'ha produït la interrupció) (veure Figura 8.4).

També, en el cas del balanç de massa es produeixen errors relacionats amb el procediment d'adquisició dels resultats. Entre les dades considerades en aquesta gràfica, n'hi ha que no han pogut ser calculades per tot el període temporal complet (estaques 3 i 6), ja que la sèrie queda interrompuda entre el 30/12/95 i el 21/2/96 i no és possible acotar l'error comès. No obstant, sabem que, com que es tracta d'un període de dos mesos durant l'estiu, l'error que cometem és en el sentit de considerar un balanç lleugerament més positiu del real.

Algunes dades de variació de gruix presenten un error derivat de l'acotació del gruix del mantell nival corresponent a la mesura del 1995 (veure Figura 8.4).

Les diferències que encara resulten després de fer aquestes consideracions no són sistemàtiques ni presenten cap regularitat, de manera que es fa difícil relacionar-les amb els mecanismes que les puguin haver generat.

8.1.3 Factors de control del règim de flux de la Glacera Johnsons

Tal com hem vist al capítol 6, el règim de flux a la Glacera Johnsons és extensiu, és a dir, les velocitats horitzontals augmenten aigües avall. Les característiques que, segons l'equació de continuïtat, són favorables a aquest tipus de flux són l'estretiment del canal, la disminució del gruix de la glacera i l'acumulació (veure punt 8.1.1.2).

El fet que, tan l'estretiment del canal com l'acumulació siguin fenòmens que es produeixen típicament a les zones d'acumulació de les glaceres, ens ha portat a dir que tot el conjunt de la Glacera Johnsons té un comportament, en relació al règim de flux, propi d'una zona d'acumulació (veure punt 2.2.4).

Per altra banda, tal com hem vist al punt 8.1.2.2, la Glacera Johnsons es troba en un estat de desequilibri negatiu i experimenta una disminució de gruix, fet que també afavoreix el desenvolupament d'un flux extensiu.

Finalment, un factor que no hem avaluat quantitativament però que té molta importància en el condicionament del tipus de flux de les glaceres és el *calving*. Aquest mecanisme d'ablació que afecta el front de les glaceres que acaben sobre aigua comporta la pèrdua de grans quantitats de massa a la part més distal de la glacera, la qual cosa genera una forta extensió longitudinal. La presència d'aquest tipus d'esforços es suma, a la Glacera Johnsons, a la resta de factors que afavoreixen el flux extensiu i comporta l'aparició de gran quantitat d'esquerdes transversals d'extensió a la part baixa de la glacera, amb importants components de desplaçament vertical. Aquestes esquerdes s'obren quan la deformació interna del gel d'aigües amunt no és suficient per omplir el buit que deixa el gel d'aigües avall quan el *calving* n'accelera el seu desplaçament.

8.1.4 Evolució temporal de l'equilibri de la Glacera Johnsons

Al llarg d'aquest treball hem anat fent referència a fenòmens que actuen sobre les glaceres i que responen a un escalfament global del clima a l'àrea de la Península Antàrtica durant la darrera meitat del segle XX. Concretament, ens hem referit a la disminució de l'extensió dels casquets glacials, als aprimaments que experimenten les glaceres i a l'augment de la cota de la línia d'equilibri de glaceres de l'entorn més proper a les Illes Shetland del Sud i a la mateixa Glacera Johnsons.

A continuació, ens referim a les conclusions que l'estudi de la Glacera Johnsons al llarg dels anys 1995-1999 ha aportat en relació a aquesta evolució temporal.

En primer lloc, hem detectat una disminució del gruix de la glacera al llarg del període 1995-1998, la qual cosa comporta una disminució del volum de gel i, per tant, un desequilibri negatiu de la Glacera Johnsons durant aquest període. L'obtenció del balanç per tota la glacera (aquí hem presentat un balanç de massa superficial i específic pels punts on hi ha les estaques) ajudaria a corroborar aquest resultat.

En segon lloc, hem observat una disminució de cota de la línia d'equilibri, la qual cosa no és coherent amb la tendència observada per períodes temporals més llargs ni amb l'aprimament detectat a la Glacera Johnsons per aquest mateix període. Creiem però, que aquesta disminució pot respondre a una oscil·lació de curta durada dins de la tendència ascendent descrita. El perquè aquesta oscil·lació no afectaria la disminució de gruix observada, té relació amb les diferents inèrcies d'aquests fenòmens, ja que mentre la ubicació de la línia d'equilibri és un fenomen de resposta immediata (la línia d'equilibri respon a les particularitats meteorològiques de cada any), les variacions de volum de les glaceres tenen un temps de resposta molt més llarg.

Finalment, l'augment de l'acumulació i l'augment de l'ablació detectats al llarg del període estudiat, tot i que no comporten, forçosament, un desequilibri de la glacera, juguen a favor dels canvis climàtics que s'han descrit a la Península Antàrtica, amb un augment de la temperatura i de les precipitacions.

Per tant, malgrat la curta durada del període temporal que considera aquest estudi, els resultats obtinguts no divergeixen de les tendències que mostren, aquesta i altres glaceres, durant períodes temporals més llargs i poden emmarcar-se en un context temporal i espacial més ampli.

8.2 Dinàmica i deformació

8.2.1 Factors que defineixen la zona de confluència

Al llarg dels capítols anteriors, hem anat veient com la naturalesa de la Glacera Johnsons està fortament condicionada per la forma d'amfiteatre de la conca on reposa, la qual s'estreny aigües avall i obliga al flux de gel a confluïr i no paral·lelitzar-se fins la desembocadura.

Al capítol 2, hem analitzat la morfologia superficial i basal de la glacera i hem determinat les línies de flux segons la direcció de màxim pendent de la superfície, les quals reflecteixen aquesta important confluència. Hem observat, també, la presència d'una àrea deprimida i amb topografia irregular al voltant de l'estaca 15. Lawson (1996) i Gudmundsson (1999) descriuen fenòmens semblants a la zona on conflueixen dos fluxos.

Al capítol 6, hem vist com el desplaçament que experimenten les estagues coincideix amb la direcció de les línies de flux determinades teòricament al capítol 2 i hem observat com el flux es paral·lelitzava al voltant de la direcció 135° a la part baixa de la glacera. Tant la variació longitudinal de les velocitats superficials com l'orientació dels eixos de deformació que hem calculat, revela que ens trobem en un règim de flux extensiu on l'eix de compressió és perpendicular al flux, fet que indica que es produeix un important escurçament transversal. Per altra banda, hem analitzat les característiques de la distribució de les velocitats en relació als models de zones de confluència elaborats per Gudmundsson (1997; 1999) i hem establert dues zones de confluència importants que limiten tres unitats de flux amb un comportament dinàmic diferent.

Al capítol 7, hem descrit la presència de diverses estructures glacials que resulten de l'extensió longitudinal i la compressió transversal i hem vist que, en general, les estructures longitudinals presenten una direcció sub-paral·lela al flux. En relació a la seva distribució, la màxima densitat d'estructures es produeix al centre del canal, on hi ha la màxima confluència.

Paral·lelament, hem detectat que aquesta confluència no és simètrica, sinó que, en molts aspectes, mostra diferències importants entre les unitats de flux que conflueixen.

Al capítol 2 hem vist que l'espaiat entre línies de flux no es manté aigües avall, de manera que podem diferenciar tres unitats de flux segons els graus de confluència: les unitats de flux del Johnsons i del Sofia als extrems, que es caracteritzen per presentar una o vàries zones centrals amb una confluència elevada i molt poca confluència als marges, i la Unitat de Flux Central, situada entre les dues anteriors i caracteritzada per presentar una confluència molt elevada. Per altra banda, hem descrit diferències morfològiques entre aquests sectors, ja que la Unitat de Flux Johnsons és on la glacera mostra un pendent més pronunciat i on les línies de flux experimenten una rotació més marcada. La morfologia del front també assenyala diferències a la desembocadura de les tres unitats, amb un sector nord-est on desemboca el gel de les unitats de flux Johnsons i Central, que experimenta una important inflexió aigües amunt de la glacera. Aquest sector coincideix amb el punt del front on la batimetria de la Caleta Johnsons presenta majors profunditats.

Al capítol 4, hem vist que es produeixen diferències transversals del balanç de massa que resulten d'una anomalia en l'acumulació deguda a la sobreacumulació de neu ventada a sotavent del Pic Johnsons, la qual cosa es tradueix en una disminució de la cota de la línia d'equilibri en aquest sector. També hem detectat que el mecanisme de pèrdua de gel al front per *calving* és més actiu al sector nord-est del front, la qual cosa justifica la inflexió en la seva geometria.

Al capítol 6 és on hem caracteritzat la confluència entre les tres unitats de flux que hem definit en relació a les velocitats i les taxes de deformació. L'esquema que hem resolt considera que:

La Unitat de Flux Central es caracteritza per un predomini de l'extensió longitudinal i valors màxims de deformació de cisalla.

La Unitat de Flux Johnsons experimenta una forta compressió al límit amb la Unitat de Flux Central, situat entre els perfils 19-20 i 16-24, la qual es tradueix en fortes taxes de compressió sub-perpendiculars al flux i al contacte. Considerem que aquesta situació és deguda a que la Unitat de Flux Johnsons xoca contra les unitats de flux Central i Sofia, sense que aquestes es mostrin afectades per la confluència gràcies a una major rigidesa (Gudmundsson, 1999). Aquest fet seria degut a l'elevat angle entre la Unitats de Flux Johnsons i les unitats de flux Central i Sofia.

La Unitat de Flux Sofia limita amb la Unitat de Flux Central aprop del perfil 16-14. En aquest cas no hem detectat que la confluència vagi acompanyada d'una important compressió

transversal, sigui perquè l'angle entre les dues unitats que conflueixen és baix o perquè la disposició de les estagues no és prou favorable per determinar-ho.

Al capítol 7, hem vist com aquestes diferències dinàmiques entre unitats de flux es tradueixen en una certa distribució de les estructures glacials. En primer lloc, hem observat que el gel superficial de la Unitat de Flux Johnsons és més jove que el que aflora a la Unitat de Flux Sofia, la qual cosa comporta que les capes de cendres que apareixen al front glacial de la primera de les dues unitats, remuntin fins la superfície glacial de la segona, escampant gran quantitat de cendres en aquest sector. Per altra banda, a la zona on la Unitat de Flux Johnsons conflueix amb la resta, s'hi desenvolupa una intensa foliació longitudinal i esquerdes amb geometries sigmoidals i una component de desplaçament dextre, la qual cosa és reflex de diferències transversals importants en les velocitats d'ambdós fluxos. La Unitat de Flux Sofia, en canvi, no presenta estructures de deformació per cisalla.

Podem afirmar, per tant, que les característiques de les diferents unitats de flux que constitueixen la Glacera Johnsons assenyalen que s'hi produeix una confluència entre la Unitat de Flux Johnsons i la Unitat de Flux Sofia, de manera que la Unitat de Flux Central queda pinçada entre les dues. Aquesta confluència no és simètrica sinó que, degut a diferències morfològiques i dinàmiques entre els fluxos, s'originen diferències transversals dels esforços i les deformacions que determinen l'estructura interna de la glacera, tal com veurem a continuació.

8.2.2 La confluència i l'estructura interna de la glacera

Les diferències transversals en la dinàmica de cadascuna de les unitats de flux que constitueixen la confluència es tradueixen en la presència de gel de diferents edats en superfície, ja que l'estratificació experimenta moviments verticals diferencials transversalment. Com hem vist (veure punt 7.1.1), la Glacera Johnsons és un marc idoni per estudiar aquest tipus de desplaçaments gràcies a les capes de cendres interestratificades que actuen com marcadors de l'estratificació i la seva deformació.

La Figura 8.8 representa l'evolució d'una línia que enllaça les estagues 11, 15, 19, 14 i 6 al llarg del perfil transversal que hem utilitzat als capítols 4 i 6 per estudiar la variació del balanç de massa i la velocitat superficial en aquesta direcció. La seva deformació al llarg dels tres cicles anuals (97, 98 i 99) representats a la figura respon a les velocitats superficials (velocitat horitzontal i velocitat d'emergència) obtingudes per cada any a aquestes estagues, amb la component vertical exagerada deu vegades. Per tant, el pla representat amb color gris no correspon a una capa estratigràfica sinó a un pla de flux. No obstant, segons hem vist al punt 5.2.1.1, l'angle entre l'estratigrafia i el flux a la zona d'ablació és molt proper a zero, de manera que, en una primera aproximació, podem considerar que és zero i que el flux desplaça les partícules al llarg de la mateixa capa. El fet d'haver representat la velocitat d'emergència enlloc de tota la component vertical de la velocitat, comporta no tenir en compte la topografia de la glacera i considerar-la horitzontal. Fent aquestes dues aproximacions, la Figura 8.8 ens permet explicar les formes que, a grans trets, defineixen les capes de cendres al front glacial i a la superfície de la Glacera Johnsons, les quals són el resultat de la intersecció de l'estratificació i aquests dos plans:

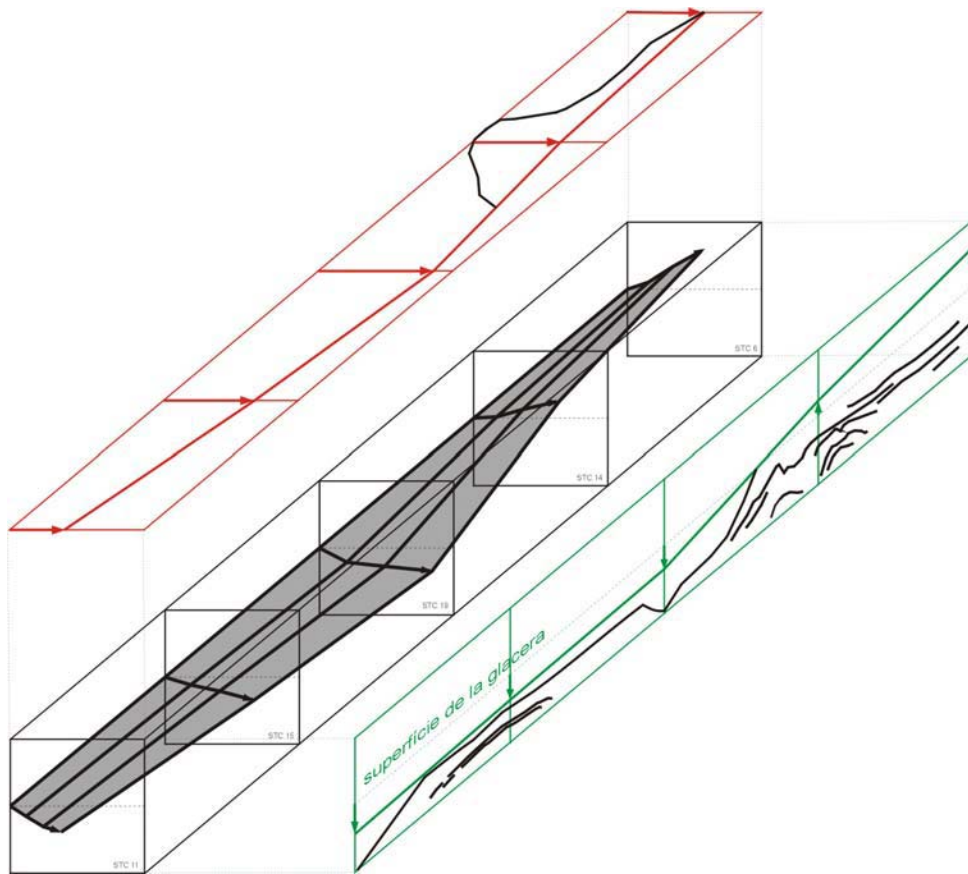


Figura 8.8 Comparació aproximada de la deformació que experimenta l'estratificació segons les velocitats obtingudes en superfície a les estacions 11, 15, 19, 14 i 6 i la deformació de l'estratificació real que mostren les traces de les capes de cendres, amb verd al pla vertical (símil del front glacial) i amb vermell al pla horitzontal (símil de la superfície, tot i que, com que considerem les velocitats d'emergència, no tenim en compte el pendent de la topografia mentre que la traça de la capa de cendres real correspon a la traça cartogràfica en superfície). Considerem que l'estratificació és paral·lela al pla de flux (representat amb gris a la figura). La deformació segons les velocitats correspon al valor acumulat al llarg dels anys 97, 98 i 99 mentre que la que afecta les capes de cendres és l'acumulada des que aquestes van precipitar.

L'estratificació emergeix al sud-oest (estacions 14 i 6) i es submergeix al nord-est (estacions 19, 15 i 11), amb el canvi de tendència que es produeix entre les estacions 19 i 14. En un tall vertical que travessi tota la capa (símil del front glacial) obtindrem una traça més baixa al nord-est que al sud-oest (Figura 8.8, amb verd).

Tal com hem remarcat al punt anterior, els resultats obtinguts pels diferents aspectes estudiats en aquest treball (balanç de massa, velocitats i taxes de deformació, i estructures internes) reflecteixen una asimetria transversal en aquest sentit.

Segons Gudmundsson (1997; 1999), a les zones de confluència l'estratificació es deforma verticalment donant lloc a sinclinals oberts cap amunt, ja que les velocitats d'emergència a les àrees de màxima confluència són negatives. Tot i que la traça verda de la Figura 8.8 no mostra

cap sinclinal, el canvi de tendència entre l'emergència i la submergència de l'estratificació al nord-est i al sud-oest de les estakes 19 i 14, respectivament, és coherent amb la presència d'aquesta estructura que si que mostren les capes de cendres al mateix punt.

El desplaçament horitzontal de les partícules de gel és major al centre del canal (estaca 19) que als extrems. En un tall horitzontal que travessi la capa (símil de la superfície glacial, recordem que sense considerar la topografia) obtindrem una traça que forma un sinclinal obert aigües amunt (Figura 8.8, amb vermell).

Segons exposem al punt 5.2.1.1, l'estratificació de les glaceres de vall aflora en superfície donant lloc a sinclinals amb l'eix centrat on les velocitats horitzontals són més elevades. A les zones de confluència, les velocitats horitzontals són més elevades (Gudmundsson, 1997; 1999), de manera que és d'esperar trobar-hi que l'estratificació defineix un sinclinal en superfície. Segons aquest raonament, la zona de confluència situada entre les estakes 14 i 19 és la responsable del sinclinal que defineixen les traces de les capes de cendres en superfície, el qual provoca que passin d'aflorar en superfície a fer-ho al front glacial. El punt on es produeix aquest canvi coincideix amb el punt on desemboca la Unitat de Flux Central, pinçada per la confluència entre les unitats de flux Sofia i Johnsons.

Les diferències entre les traces de la Figura 8.8, verda i vermella i les traces de cendres al front i a la superfície glacial, respectivament, són degudes, en gran mesura, a aspectes metodològics. Donada la disposició vertical de les estructures que deformen l'estratificació (són plecs amb el pla axial sub-vertical), aquestes diferències són molt més marcades a la superfície que al front glacial:

En primer lloc, la densitat d'estakes i, per tant, de dades de velocitat d'emergència no és suficient per detectar oscil·lacions menors que el seu espaiat transversal. No obstant, en el cas de l'estaca 15, la lleugera pujada que experimenta la traça verda de la Figura 8.8 en aquest sector pot relacionar-se amb l'anticlinal que presenta la traça de cendres al voltant d'aquesta àrea. A l'estaca 6, en canvi, la traça vermella de la Figura 8.8(b) no mostra indicis a favor del sinclinal que hi defineix la traça de cendres, la qual cosa pot ser deguda a algun altre dels factors que indiquem a continuació.

En segon lloc, cal tenir en compte que la deformació que mostren les traces verda i vermella de la Figura 8.8 és l'acumulada al llarg d'un període de 3 anys, mentre que la deformació que ha experimentat la capa de cendres és l'acumulada des que aquesta es va dipositar. Per tant, les formes que afecten la capa de cendres són, lògicament, molt més marcades.

Un tercer factor que juga a favor d'aquestes diferències és l'error, més o menys important segons la localització, que suposa l'aproximació que hem fet de que el flux és paral·lel a l'estratificació. Perquè en el cas que es produeixin petits angles entre aquestes dues capes, la deformació de l'estratificació divergeix en gran mesura del pla de flux. Segons veiem a l'esquema de la Figura 8.9, la posició de la traça d'una capa de cendres sobre la superfície de la glacera resulta de la interacció de molts

paràmetres. En aquest figura, representem una seqüència on, donat un cert angle de cabussament de les capes estratigràfiques i un cert pendent de la superfície de la glacera, l'actuació del flux i de l'acumulació i ablació, generen una configuració tal que les traces de capes de cendres afloren cada cop més aigües amunt mentre les estaques baixen aigües avall sota l'efecte del flux. Aquest exemple reproduïx el fenomen que hem observat a l'estaca 14 i justifica les diferències que hi ha, en superfície, entre la traça vermella de la Figura 8.8 i la traça de les capes de cendres en superfície que també s'hi representa.

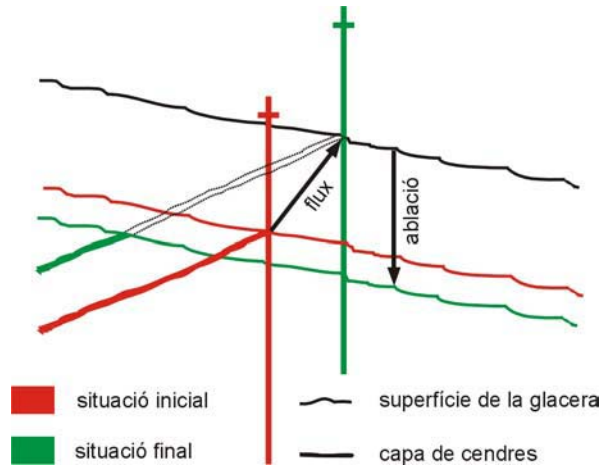


Figura 8.9 Esquema dels efectes del flux i el balanç de massa sobre la relació entre la posició d'una partícula de gel (una estaca) i l'aflorament d'una capa de cendres amb un cert cabussament, tot plegat, en una topografia amb un pendent determinat. L'exemple que es mostra representa el cas on l'actuació del flux emergent juntament amb l'ablació generen una configuració on les traces de capes de cendres afloren cada cop més aigües amunt mentre les estaques baixen aigües avall.

8.2.3 Gènesi de l'estructura interna de la glacera

Els plecs en gel típicament són d'estil similar (Hudleston, 1977), la qual cosa implica un contrast nul de viscositat efectiva entre les capes. El mecanisme de plegament que els genera s'anomena passiu o de flux, perquè les capes sols són un reflex de la geometria de la deformació però no tenen cap implicació mecànica en la generació del plec, de manera que tota la massa de gel es comporta homogèniament a l'escala de la massa deformada (Donath i Parker, 1964).

Al punt anterior hem vist que, a grans trets, l'estructura interna de la Glacera Johnsons és coherent amb la naturalesa dinàmica del seu flux. Per altra banda, segons Calvet i Santanach (1992) els plecs que afecten l'estratificació són d'estil sub-similar. Ambdós fets confirmen la importància dels mecanismes passius en la generació del que hem anomenat plec de la capa de cendres. En aquest sentit, caldria puntualitzar sobre la terminologia utilitzada alhora de parlar d'aquesta estructura, ja que sempre l'hem descrita utilitzant el terme anticlinal (en relació a la seva forma més visible, l'anticlinal central que descriu la capa pre-1829) quan, segons el que hem resolt, seria més correcte parlar del sinclinal adjacent a aquest anticlinal com la forma que, en realitat, condiciona tota la resta de l'estructura.

Hudleston (1977) descriu com un flux diferencial en profunditat dóna lloc a la formació de plecs sub-similars recumbents amb l'eix paral·lel al marge de casquets i suggereix que són deguts a una forta deformació de cisalla sota la influència de la gravetat i sense contrast de viscositat efectiva entre capes. Els plecs de la Glacera Johnsons, tot i la disposició diferent respecte els plecs que descriu aquest autor, considerem que resulten d'un procés deformatiu semblant però amb una orientació dels esforços diferent (Ximenis *et al.*, 2000). En aquest cas, és la disminució de secció del canal qui dóna lloc a una important confluència que, donades les diferents característiques morfològiques i dinàmiques de cada unitat de flux definida, origina fluxos diferencials transversalment que són responsables de la formació del plec i grans deformacions de cisalla a les zones de contacte amb més contrast de velocitat, on la deformació del plec esdevé més acusada. Hambrey *et al.* (1999), presenta plecs generats en un context semblant, associats a glaceres constituïdes per moltes conques d'acumulació que drenen a una mateixa llengua.

Les diferents capes de cendres interstratificades dins la Glacera Johnsons representen diferents etapes de l'evolució del plegament que afecta l'estratificació. Per tant, en condicions d'equilibri, seria d'esperar que la deformació que afecta les traces d'aigües amunt evolucionés cap a formes semblants a les que apareixen aigües avall al llarg de les línies de flux. Aquesta evolució temporal no ha estat tractada en detall en aquest treball.

8.2.4 Estructures glacials derivades d'aquesta configuració

8.2.4.1 Distribució de les estructures glacials i confluència

Les fases de deformació estan definides espacialment per la geometria del canal més que temporalment per diferents episodis deformatius, de manera que les estructures associades a cadascuna de les fases de deformació estaran formant part de la glacera simultàniament a diferents llocs (Lawson *et al.*, 1994). En un context de zona de confluència, es produeix l'aparició de noves estructures glacials, de manera que, aigües amunt i aigües avall de la unió entre fluxos, les associacions estructurals són diferents (Lawson, 1996).

Al capítol 7 hem observat que la distribució de les estructures glacials a la Glacera Johnsons no és homogènia per tota la superfície de la glacera sinó que al centre del canal, s'hi produeix una associació estructural derivada d'una intensa deformació de cisalla, marcada, sobretot, per la presència de foliació longitudinal i una component de desplaçament dextre al llarg de les esquerdes transversals. Aquesta àrea coincideix amb la zona de màxima confluència que hem establert entre les unitats de flux Johnsons i Sofia i afecta el gel situat a la part baixa de les unitats de flux Johnsons i Central, la qual cosa corrobora la relació de causa-efecte entre la confluència i la presència d'aquestes estructures. Altres estructures com les falles inverses que afecten el nucli del l'anticlinal central i els plecs de segon ordre que repleguen les capes de cendres també es desenvolupen en relació a la confluència però no estan relacionats amb la cisalla longitudinal sinó amb l'escurçament transversal.

En canvi, la presència d'esquerdes transversals amb importants desplaçaments verticals a tota la part mitja i baixa de la glacera i al llarg de tota l'amplada del canal, és indicador de que aquesta estructura es

desenvolupa independentment de les diferències transversals de la confluència, tot i que, indirectament, si que hi està relacionada perquè és una estructura extensional que és activa en un context de règim de flux extensiu, el qual deriva, entre altres, de la confluència. Un indicatiu de que les esquerdes transversals són actives, o almenys ho han estat posteriorment a la confluència dels fluxos, és el fet de que deformen les foliacions longitudinals que s'han generat aigües amunt sota condicions de màxima cisalla i que, aigües avall, són transportades pel flux ja com estructures passives. A més a més, aquestes esquerdes estan obertes i s'eixamplen a mesura que s'apropen al front glacial.

Encara podem destacar un tercer tipus d'estructura present a una àrea amb un règim de flux diferent als anteriors: les falles inverses amb desplaçament paral·lel al flux que es desenvolupen a l'àrea marginal baixa del sector sud-oest, allà on les línies de flux acaben sobre el substrat enlloc de fer-ho al front glacial. Es tracta, per tant, d'estructures compressives desenvolupades en un context amb un règim de flux compressiu. En relació a aquest tipus de règim de flux i al desenvolupament d'aquestes estructures, hem detectat un engruiximent de la glacera en aquest mateix sector. En aquest context, hi ha autors que detecten que les glaceres s'aprimen menys allà on hi ha sediments en superfície (Lundstrom *et al.*, 1993). Nosaltres creiem que, deixant de banda la protecció que representen els sediments en superfície, ambdós fenòmens estan relacionats, precisament, per la presència d'estructures compressives, molt sovint responsables de la pujada en superfície de sediments englacials.

8.2.4.2 Orientació de les estructures i asimetria de la confluència

A una zona de confluència asimètrica, és a dir, on l'angle de convergència no és zero i on, a més, les velocitats entre ambdós fluxos són diferents, s'hi generen desplaçaments transversals degut a l'acomodació dels gradients de velocitat transversals (Lawson *et al.*, 1994). Aquest fenomen ha estat observat en diverses ocasions amb l'aparició de fractures *en échelon* i desplaçaments direccionals (Hambrey i Milnes, 1977).

A la Glacera Johnsons, l'asimetria de la confluència dona lloc a desplaçaments dextres que afecten les esquerdes transversals alhora que les deformen donant lloc a geometries sigmoidals consistentes amb aquest sentit de desplaçament. En conseqüència, es produeix una rotació interna als blocs limitats per esquerdes d'aquest tipus que genera una rotació sinistre de la foliació, que augmenta aigües avall. Cal tenir en compte que les taxes de deformació calculades no reflecteixen aquesta rotació, ja que, en aquest cas, es tracta de deformacions diferencials que reproduïxen el flux del moment mentre que l'orientació de les foliacions respon a deformació acumulada des que es van originar (deformació que no hem pogut determinar, veure punt 6.2.3), ja que no són actives i estan sent transportades pel flux.

9 CONCLUSIONS

Aquest treball és l'estudi del funcionament de la Glacera Johnsons en la seva globalitat, la qual cosa requereix abarcar molt camps diferents de la glaciologia per tal d'arribar a formular unes conclusions integradores de tots els aspectes que hi intervenen. Les conclusions que presentem al final de cada capítol fan referència als resultats concrets de cadascun d'aquests aspectes, mentre que en aquest punt, presentem les conclusions de la integració de tots ells. A més, fem una proposta de les modificacions metodològiques que segons l'autora, ajudarien a millorar la qualitat de les observacions fetes fins ara, així com de la manera de plantejar la continuació d'aquest estudi per tal de completar-lo.

Els aspectes més importants que caracteritzen el funcionament de la Glacera Johnsons són:

Flux extensiu

La forma d'amfiteatre de la conca que conté la Glacera Johnsons condiciona la convergència del flux cap a la seva desembocadura a la Caleta Johnsons. Aquest fet, juntament amb el fenomen de *calving* que afecta el front glacial, condicionen el règim de flux extensiu que mostren les velocitats superficials del gel.

Degut a aquesta característica del flux, es formen estructures de deformació extensives, com les esquerdes transversals amb desplaçaments verticals presents a la part baixa de la glacera. Localment, allà on les línies de flux acaben sobre substrat rocós, hem observat la generació d'estructures compressives, com falles inverses perpendiculars al flux.

Unitats de flux

L'evolució de la confluència aigües avall no és homogènia transversalment, la qual cosa ens ha permès definir diferents unitats de flux: la Unitat de Flux Central, que és la que presenta una confluència més intensa, i les unitats de flux Johnsons i Sofia, situades a banda i banda de l'anterior, i amb una confluència intensa al centre i valors més baixos als marges glacials i al contacte amb la Unitat de Flux Central. Els factors morfològics que provoquen aquesta configuració són la menor longitud i major curvatura de la subconca de la Unitat de Flux Johnsons en relació a la Unitat de Flux Sofia, la sobreacumulació de neu ventada que té lloc a la Unitat de Flux Johnsons, que provoca un descens de quasi 100 m de la línia d'equilibri, i la major profunditat de la Caleta Johnsons a la desembocadura de la Unitat de Flux Johnsons, que afavoreix el fenomen de *calving*, fet que queda reflectit en la morfologia del front glacial.

Tots aquests fenòmens condicionen les característiques dinàmiques de cada unitat de flux, les quals defineixen una situació de confluència entre dos fluxos, les unitats de flux Johnsons i Sofia, que origina una zona de màxima confluència entre els dos, la Unitat de Flux Central, caracteritzada per una forta extensió longitudinal i valors màxims de deformació de cisalla.

S'observa que la Unitat de Flux Johnsons experimenta una forta compressió sub-perpendicular al flux i al contacte amb la Unitat de Flux Central. Considerem que aquesta situació és conseqüència de que la Unitat de Flux Johnsons xoca contra la Unitat de Flux Central degut a l'elevat angle entre ambdues unitats. En canvi, en el cas de la Unitat de Flux Sofia no hem detectat que la confluència vagi acompanyada d'una important compressió transversal, possiblement degut a que l'angle entre ambdós fluxos és menor.

Estructura interna de la glacera i estructures de deformació en superfície

Aquesta configuració asimètrica de la confluència condiciona l'estructura interna de la glacera i el tipus d'estructures de deformació en superfície.

Per una banda, el marcador que representen les capes de cendres interestratificades dins del gel mostra que la deformació que experimenta l'estratificació degut a les diferències transversals de flux (mecanismes passius) origina un conjunt de plectes que es van fent més apretats aigües avall, amb els eixos sub-horizontals i sub-paral·lels al flux i el pla axial sub-vertical. La característica més destacable de tot el conjunt és que a la zona de màxima confluència, l'estratificació experimenten un canvi de profunditat molt acusat que fa que el gel que aflora en superfície a la Unitat de Flux Johnsons sigui molt més jove que el que aflora en superfície a la Unitat de Flux Sofia.

Aquesta estructura a gran escala va acompanyada d'una distribució de les estructures de deformació superficials segons les característiques dinàmiques de la confluència, amb una zona de cisalla amb desplaçaments direccionals dextres desenvolupada a l'àrea de màxima confluència entre les unitats de flux Johnsons i Central.

Equilibri i resposta al canvi climàtic

La Glacera Johnsons és una glacera petita i temperada, situada en una àrea amb clima sub-antàrtic marítim. Aquests fets fan que el seu funcionament sigui ràpid i que, per tant, sigui un sistema molt sensible al canvi climàtic. Tot i que els resultats que presentem en aquest estudi corresponen a un període de 5 anys, hem observat tendències que estan d'acord amb l'escalfament del clima descrit per altres autors durant les darreres dècades a l'àrea sub-antàrtica:

La Glacera Johnsons es troba, al llarg del període que considera aquest estudi, en un estat de desequilibri negatiu, el qual resulta, forçosament, d'un balanç negatiu entre l'acumulació neta i l'ablació neta per tot el sistema. Aquest fet és la causa de la disminució del gruix i l'acceleració de les velocitats detectats a la Glacera Johnsons.

Relacionat amb aquest desequilibri s'esperaria detectar un ascens de la línia d'equilibri igual al descrit per altres autors sota condicions semblants. A la Glacera Johnsons, la cota de la línia d'equilibri ha baixat al llarg del període temporal considerat, suposadament en conseqüència de l'augment d'acumulació. Aquest fenomen és contrari a la tendència ascendent consistent amb

el desequilibri negatiu de les glaceres, però considerem que pot interpretar-se com una fluctuació de curta durada dins la tendència general a més llarg termini.

En relació als aspectes metodològics que caldria millorar:

Donada la geometria irregular de la glacera, seria convenient disposar d'una xarxa d'estaques més completa i regular, que cobris el sector central i on es poguessin establir perfils comparables transversalment.

Tot i que la utilització d'estaques de moviment ha donat bon resultat, el seu manteniment és imprescindible alhora d'obtenir unes bones sèries de dades. En aquest sentit, és necessari que no es produeixin caigudes ni replantaments sense referenciar. Les estaques d'ablació poden ser una solució a aquest problema.

El problema de l'obtenció de les densitats i de l'acumulació interna és difícil de solucionar a totes les glaceres temperades. Per aquest motiu, creiem que les hores de feina destinades a determinar aquests paràmetres s'haurien d'utilitzar per avaluar com aproximar-los i els errors que això suposaria sobre el balanç de massa superficial.

Les dates en les que es realitzen les mesures no són les òptimes per determinar el valor dels paràmetres anuals ni per fer les observacions de camp de les estructures de deformació, sinó que seria millor disposar del període de camp a finals de l'any hidrològic, encara que sols es pogués determinar un valor per any. En el cas de poder-ne fer més, és molt important la regularitat entre intervals de mesura.

Per anar més enllà en la comprensió del funcionament de la Glacera Johnsons, hauria d'incorporar-se l'estudi dels següents aspectes sense deixar de banda l'adquisició dels paràmetres avaluats fins ara:

Obtenció del balanç de massa en superfície i localització de la línia d'equilibri per tota la glacera.

Determinació de la pèrdua de massa que suposa el fenomen de *calving*, per tal d'avaluar el balanç de massa de tota la glacera.

Tractament de les dades estacionals, tan de balanç de massa com de velocitats superficials, amb l'objectiu d'anar més enllà en la caracterització del tipus de variació que experimenta la glacera.

Determinació de l'aprimament a tota la glacera per comparació de mapes topogràfics.

Obtenció del temps de resposta del sistema amb l'ajuda de l'edat de les capes de cendres, que són un bon condicionant del temps de permanència del gel dins la glacera.

Resolució dels aspectes no aclarits sobre la gènesi dels plecs de segon ordre que afecten el parell de capes pre-1829.

Determinació de l'evolució de la deformació (mitjançant les deformacions que afecten les capes de cendres d'edats diferents) en relació a l'equilibri de la glacera.

10 BIBLIOGRAFIA

- Allen, C. R., Kamb, W. B., Meier, M. F. i Sharp, R. P. 1960. Structure of the lower Blue Glacier, Washington. *Journal of Geology*, 68, 601-625.
- Alley, R. B., Blankenship, D. D., Bentley, C. R. i Rooney, S. T. 1987. Till beneath Ice Stream B: 3. Till deformation: evidence and implications. *Journal of Geophysical Research*, 92, 8921-8929.
- Alley, R.B., Cuffey, K. M., Evenson, E. B., Strasser, J. C., Lawson, D. E. i Larson, G., J. 1997. How glaciers entrain and transport basal sediment: physical constraints. *Quaternary Sciences Review*, 16(9), 1017-1038.
- Baker, P. E. i McReath, I. 1971. 1970 volcanic eruption at Deception Island. *Nature (Physical Science)*, 231, 18, 5-9.
- Barnes, H. A., Hutton, J. F. i Walters, K. *An Introduction to Rheology*. Rheology Series, 3. Elsevier, 1989, 199pp.
- Bañón, M. 1994. Resúmenes climatológicos de las campañas desarrolladas en la base Juan Carlos I. *Actas del V Simposio Español de Estudios Antárticos*. Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología, 279-290.
- Benjumea, B. 1999. *Prospección sísmica de alta resolución en estructuras geológicas superficiales y yacimientos arqueológicos*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 211pp.
- Benjumea, B., Macheret, Y., Teixidó, T., Martín, C., Navarro, F. i Ximenis, L., Geophysical survey of Johnsons Glacier (Antarctica): comparing seismic and RES data. *Expanded Abstracts of the 70th meeting of the International Society of Exploration Geophysicists (SEG) 2000*, Calgary (Canada), 1343-1346.
- Benn, D. I. i Evans, D. J. A., 1998. *Glaciers and Glaciation*. Arnold, London, 734 pp.
- Bindschadler, R. A., 1984. Jakobshavns glacier drainage basin: a balance assessment. *Journal of Geophysical Research*, 89(C2), 2066-2072.
- Bindschadler, R. A. i Scambos, T. A. 1991. Satellite-image-derived velocity field of an Antarctic ice stream. *Science*, 252(5003), 242-246.
- Bintanja, R., 1995. The local surface energy balance of the Ecology Glacier, King George Island, Antarctica: measurements and modelling. *Antarctic Science*. 7(3), 315-325.
- Bogorodsky, V. V., Bentley, C. R. i Gudmandsen, P. E., 1985. *Radioglaciology*. Dordrecht, etc., D. Reidel Publishing Co.
- Boulton, G.S. 1970. On the origin and transport of englacial debris in Svalbard glaciers. *Journal of Glaciology*, 9, 213-229.

- Boulton, G. S. 1979. Processes of glacier erosion on different substrata. *Journal of Glaciology* 23, 15-38.
- Calvet, J., Corbera, J., Enrique, J., Casas, J.M., i Vilaplana, J.M. 1996. Annual and seasonal velocities in Johnsons Glacier, Livingston Island, South Shetlands Islands. Resúmenes *VI Simposio Español de Estudios Antárticos*. Miraflores de la Sierra. Madrid, 25.
- Calvet, J., Pallàs, R., Sàbat, F. i Vilaplana, J. M. 1993. Los niveles de cenizas de los glaciares de Livingston, Criterios para su datación. *Actas del V Simposio de Estudios Antárticos*. CICYT: 195-208.
- Calvet, J., Casas, J.M., Corbera, J., Enrique, J., Fernandez de Gamboa, C., Furdada, G., Palà, V., Pallàs, R., Vilaplana, J.M. i Ximenis, L. 1998. Ice thinning on Livingston Island ice cap. *Geogaceta*, 24, 63-66.
- Calvet, J. i Corbera, J. 1993. Fluctuations of the ice-cap on Livingston Island-South Shetland, from 1956 to 1991. *SELPER*, 9(1-2), 31-35.
- Calvet, J., García Sellés, D. i Corbera, J. 1999. Fluctuaciones de la extensión del casquete glacial de la isla Livingston (Shetland del Sur) desde 1956 hasta 1996. *Acta Geologia Hispanica*, 34(4), 365-374.
- Calvet, J. i Santanach, P. 1992. Grietas y pliegues en el glaciar de la ensenada Johnsons, borde del casquete glacial de la isla Livingston, Islas Shetland del Sur. *Geología de la Antártida Occidental*. J. López-Martínez (eds.) Simposios T-3, 153-161. III Congreso Geológico de España, Salamanca.
- Chadwell, C. D. 1999. Reliability analysis for design of stake networks to measure glacier surface velocity. *Journal of Glaciology*, 45(149), 154-164.
- Chinn, T. J. 1988. The Dry Valleys of Victoria Land. In *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World, Antarctica*. USGS Professional Paper 1386-B.
- Clapperton, G. S. 1975. The debris content of surging glaciers in Svalbard and Iceland. *Journal of Glaciology*, 14(72), 395-406.
- Clarke, G. K. C. 1987. A short history of scientific investigations on glaciers. *Journal of Glaciology*, Special Issue, 4-24.
- Clarke, G. K. C. i Blake, E. W. 1991. Geometric and thermal evolution of a surge-type glacier in his quiescent state: Trapridge Glacier, Yukon Territory, Canada, 1969-89. *Journal of Glaciology*, 37(125), 158-169.
- Cogley, J. G. i Adams, W. P. 1998. Mass balance of glaciers other than the ice sheets. *Journal of Glaciology*, 44(147), 315-325.
- Corbera, J. 1996. *Estudi per teledetecció de les fluctuacions del casquet glacial de l'illa Livingston, Shetland del Sud (Antàrtida)*. Tesi Doctoral. Universitat de Barcelona, 179pp.

- Corbera, J. i Granada, F. 1997. Estudio de las características del manto nival a partir de imágenes ERS-1 en el entorno ENVI-IDL. *Comunicació: 2ª Reunión de Usuarios IDL&ENVI*, Vitoria.
- Cubash, U. i Cess, R. D. 1990. Processes and modelling. In Houghton, J. T., Jenkins, G. J. and Ephraums, J. J., editors, *Climate change: the IPCC scientific assessment*, Cambridge: Cambridge University Press, 69-91.
- Donath, F. A. i Parker, R. B. 1964. Folds and folding. *Geological Society of America Bulletin*, 75, 45-62.
- Dowdeswell, J. A., 1986. The distribution and character of sediments in a tidewater glacier, southern Baffin Island, N.X.T., Canada. *Arctic Alpine Research*, 18(1), 45-56.
- Echelmeyer, K. i Harrison, W. D. 1990. Jakobshavns Isbrae, west Greenland, seasonal variations in velocity – or lack thereof. *Journal of Glaciology*, 36, 82-88.
- Echelmeyer, K. i Wang, Z. 1987. Direct observation of basal sliding and deformation of basal drift at sub-freezing temperatures. *Journal of Glaciology*, 33, 83-98.
- Even-Tzur, G. i Papo, H. B. 1996. Of ogives and moraines: glacial motion in the Juneau icefield. *GPS World*, Sept. 96, 64-70.
- Fastook, J. L., Brecher, H. H. i Hughes, T. J. 1995. Derived bedrock elevations, strain rates and stresses from measured surface elevations and velocities: Jakobshavns Isbrae, Greenland. *Journal of Glaciology*, 41(137), 161-173.
- Flowers G. E. i Clarke, G. K. C., 1999. Surface and bed topography of Trapridge Glacier, Yukon Territory, Canada: digital elevation models and derived hydraulic geometry. *Journal of Glaciology*, 45(149), 163-174.
- Font, D. 1999. *Drifting Snow: processes and effects on the snow cover*. Tesi Doctoral, 211pp.
- Fontain, A. G. i Walder, J. S. 1998. Water flow through temperate glaciers. *Reviews of Geophysics*, 36(3) 299-328.
- Fowler, A. G. i Johnson, C. 1995. Hydraulic run-away: a mechanism for thermally regulated surges of ice sheets. *Journal of Glaciology*, 41, 554-561.
- Furdada, G., Pourchet, M. i Vilaplana, J.M., 1999. Characterization of Johnsons Glacier (Livingston Island, Antarctica) by means of shallow ice cores and their tephra and ¹³⁷Cs content. *Acta Geológica Hispánica*, 34(4), 391-401.
- Garcia, V i Sospedra, J. 1993. Estudio hidrográfico de Cala Johnson. *Actas del V Simposio de Estudios Antárticos*. CICYT: 413-420.

- Glasser, N. F., Bennet, M. R. i Huddart, D. 1999. Distribution of Glaciofluvial sediment within and on the surface of a high arctic valley glacier: Marthabreen, Svalbard. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, 303-318.
- Glen, J. W., 1955. The creep of polycrystalline ice. *Proceedings of The Royal Society of Fondon*, Ser. A, 228pp.
- Glen, J. W. 1963. *International Association Scientific Hydrological Bulletin*, 8(2), 68 (contribution to discussion).
- Goldstein, R. M., Engelhardt, H., Kamb, B. i Frolich, R.M. 1993. Satellite radar interferometry for monitoring ice sheet motion: application to an Antarctic ice stream. *Science*, 262(5139), 1525-1530.
- González-Ferran, O., Minizaga, F. i Moreno, H. 1971. Síntesis de la evolución volcánica de Isla Decepción y la erupción de 1970. *Serie Científica Instituto Antártico Chileno*, 2, 1-14.
- Gudmundsson, G. H. 1997. Ice deformation at the confluence of two glaciers investigated with conceptual map-plane and flowline models. *Journal of Glaciology*, 43(145), 537-547.
- Gudmundsson, G. H. 1999. A three-dimensional numerical model of the confluence area of Unteraargletscher, Bernese Alps, Switzerland. *Journal of Glaciology*, 45(150), 219-229.
- Hambrey, M. J., 1975. The origin of foliation in glaciers: evidence form some Norwegian glaciers. *Journal of Glaciology*, 14, 181-185.
- Hambrey, M. J. 1976. Structure of the glacier Charles Rabots Bre, Norway. *Geological Society of America Bulletin*, 87, 1629-1637.
- Hambrey, M. J. 1977. Foliation, minor folds and strain in glacier ice. *Tectonophysics*, 39, 397-416.
- Hambrey, M. J., Bennett, M. R., Dowdeswell, J. A., Glasser, N. F. i Huddart, D. 1999. Debris entrainment and transfer in polythermal valley glaciers. *Journal of Glaciology*, 45(149), 69-86.
- Hambrey, M. J., Dowdeswell, J. A., Murray, T i Porter, P. R. 1996. Thrusting and debris entrainment in a surging glacier: Bakaninbreen, Svalbard. *Annales of Glaciology*, 22, 241-248.
- Hambrey, M. J. i Milnes, A.G. 1977. Structural geology of an Alpine glacier (Griesgletcher, Valais, Switzerland) *Eclogae geologica Helvetica*, 70, 667-684.
- Hambrey, M. J., Milnes, A. J. i Siegenthaler, H. 1980. Dynamics and Structure of Griesgletcher, Switzerland. *Journal of Glaciology*, 25(92), 215-228.
- Hambrey, M. J. i Müller, F. 1978. Structures and ice deformation in de White Glacier, Axel Heiberg Island, Northwest Territories, Canada. *Journal of Glaciology*, 20(82), 41-66.

- Hamilton, W. i Hayes, P.T., 1961. Structure of lower Taylor Glacier, South Victoria land, Antarctica. In: *Short Papers in the Geologic and Hidrologic Sciences*: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 424-C, p. C206-C209.
- Han, J., Jin, H., Wen, J. i Shang, X. 1995. Temperature distribution of Collins Ice Cap, King George Island, Antarctica. *Antarctic Research*, 6(2), 57-65.
- Han J., Xie, Z., Dai, F. i Zhang W., 1999. Volcanic eruptions recorded in an ice core from Collins Ice Cap, King George Island, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 29, 121-125.
- Harrison, W. D. 1972. Temperature of a temperate glacier. *Journal of Glaciology*, 11, 15-29.
- Hart, J. K., 1998. The deforming bed debris-rich basal ice continuum and its implications for the formation of glacial landforms (flutes) and sediments (melt-out till). *Quaternary Science Reviews*, 17, 737-754.
- Hobbs, B. E., Means, W. D. i Williams, P. F. 1976. *An outline of Structural Geology*. John Wiley & Sons, Chichester.
- Holdsworth, G. 1969. Primary transverse crevasses. *Journal of Glaciology*, 8(52), 107-129.
- Hooke, R. LeB. 1973. Structure and flow in the margin of the Barnes Ice Cap Baffin Island, N.W.T., Canada. *Journal of Glaciology*, 12, 423-438.
- Hooke, R. L. i Hudleston, P. J. 1978. Origin of foliation in glaciers. *Journal of Glaciology*, 20, 285-299.
- Hooke, R. LeB., Johnson, G. W., Brugger, K. A., Hanson, B. i Holdsworth, G. 1987. Changes in mass balance, velocity, and surface profile along a flow line on Barnes Ice Cap, 1970-1984. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24(8), 1550-1561.
- Hudleston, P.J. 1976. Recumbent folding in the Barnes Ice Cap, Baffin Island, Northwest Territories, Canada. *Geological Society of American Bulletin*, 87, 1684-1692.
- Hudleston, P.J. 1977. Similar folds, recumbent folds, and gravity tectonics in ice and rocks. *Geological Notes of the Journal of Geology*, 85, 113-122.
- Hudleston, P. J. 1989. The association of folds and veins in shear zones. *Journal of Structural Geology*, 11, 949-957.
- Hudleston, P. J. 1992. A Comparison between Glacial Movement and Thrust Sheet or Nappe Emplacement and Associated Structures. In: *Structural Geology of Fold and Thrust Belts*, Mitra, S. & Fisher, G.W. eds. Johns Hopkins University press, Baltimore, 81-90.
- Hudleston, P. J. i Hooke, R. L., 1980. Cumulative deformation in the Barnes Ice cap and implications for the development of foliation. *Tectonophysics*, 66, 127-146.

- Humphrey, N. F., Kamb, B., Fahnestock, M. i Engelhardt, H. 1993. Characteristics of the bed of the lower Columbia Glacier, Alaska. *Journal of Geophysical Research*, 98, 837-846.
- Huybrechts, P. i Oerlemans, J. 1990. Response of the Antarctic ice sheet to greenhouse warming. *Climate Dynamics*, 5, 93-102.
- Joughin, I. R., Winebrenner, D., Fahnestock, M., Kwok, R. i Krabill, W. 1996. Measurement of ice-sheet topography using satellite-radar interferometry. *Journal of Glaciology*, 42(140), 10-22.
- Kamb, B., Raymond, C. F., Harrison, W. D., Engelhardt, H., Echelmeyer, K. A., Humphrey, N., Brugman, M. M. i Pfeffer, T. 1985. Glacier surge mechanism: 1982-1983 surge of Variegated Glacier, Alaska. *Science*, 227, 469-479.
- Kennie, T. J. M i Petrie, G. 1990. *Engineering surveying technology*. Blackie and Son Ltd, Glasgow, UK, 485pp.
- Knight, P. G. 1997. The basal ice layer of glaciers and ice sheets. *Quaternary Sciences Review*, 16(9), 975-993.
- Knox, R.W.O'B. 1993. Tephra layers as precise chronostratigraphical markers. In: Hailwook, E.A. & Kidd, R.B. (eds.) *High Resolution Stratigraphy*. Geological Society, London, Special Publications, 70, 169-186.
- Koerner, R. M. 1997. Some comments on climatic reconstructions from ice cores drilled in areas of high melt. *Journal of Glaciology*, 43, 90-97.
- Lawson, W. J., Sharp, M. J. i Hambrey, M. J., 1994. The structural geology of a surge-type glacier. *Journal of Structural Geology*, 16, 1447-1462.
- Lawson, W. 1996. Structural evolution of Variegated Glacier, Alaska, USA, since 1948. *Journal of Glaciology*, 42(141), 261-270.
- Lliboutry, L. 1975. Loi de glissement d'un glacier sans cavitation. *Ann. Geophys.*, 31, 207-226.
- Lliboutry, L. i Echevin, M. 1975. Mesure des bilans annuels en zone d'accumulation. *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 10(1-2), 1974, 71-88.
- Lozej, A., Tabacco, E., Merlanti, F. i Pavan, M. 1995. Preliminary results of seismic and GPR surveys on the Hells Gate Ice Shelf (Victoria Land-Antarctica). *Proceedings of the EEGS Environmental and Engineering Geophysical Society (European section). 1st Meeting*, 184-189, Torino, Italy.
- Lundstrom, S. C., McCafferty, A. E. i Coe, J. A. 1993. Photogrammetric analysis of 1984-89 surface altitude change of the partially debris-covered Eliot Glacier, Mount Hook, Oregon, USA. *Annals of Glaciology*, 17, 167-170.

- Martianow, V i Rakusa-Suszczewski, S. 1989. Ten years of climate observations at the Arctowski and Bellingshausen Station (King George Island, South Shetlands, Antarctica). In Breymeyer, A., ed. *Global Change Regional Research Centres: Scientific Problems and Concept Developments*, Warsaw, 80-87.
- Mattauer, M. 1973. *Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre*. Herman Eds., 493pp.
- Meier, M. F. 1960. *Mode of flow of Saskatchewan Glacier, Alberta, Canada*. U. S. Geological Survey Professional Paper, 351pp.
- Meier, M. F. i Post, A. S. 1969. What are glacier surges?. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6, 807-819.
- Milnes, A. G. i Hambrey, M. J. 1976. A method of estimating approximate cumulative strains in glacier ice. *Tectonophysics*, 34, T23-T27.
- Mitchell, J. F. B., Manabe, S., Tokioka, T. i Meleshko, V., 1990. *Equilibrium climate change: The IPCC Scientific Assessment*, Cambridge. Cambridge University Press, 131-172.
- Murray, T., Gooch, D. L. i Stuart, G. W. 1997. Structures within the surge front at Bakaninbreen, Svalbard, using ground-penetrating radar. *Annals of Glaciology*, 24, 122-129.
- Navarre, J. P. 1992. The principles of snow mechanics: the mechanical properties of snow. Gerard Brugnot eds. *Actes de l'Université européenne d'été sur les risques naturels. Snow and avalanches*. Chamonix, 1992, 75-86.
- Nolan, M. i Echelmeyer, K. 1999. Seismic detection of transient changes beneath Black Rapids Glacier, Alaska, USA: I. Techniques and observations. *Journal of Glaciology*, 45, 119-131.
- Noble, H. M. 1965. Glaciological Observations at Admiralty bay, King George Island, in 1957-58. *British Antarctic Survey Bulletin*, 5, 1-11.
- Nye, J. F., 1951. The flow of glaciers and ice sheets as a problem in plasticity. *Proceedings of the Royal Society of London*, A207, 554-572.
- Nye, J. F., 1953. The flow law of ice from measurements in glacier tunnels, laboratory experiments and the Jungfraufirn borehole experiment. *Proceedings of The Royal Society of London*, A219, 477-489.
- Nye, J. F., 1957. The distribution of stress and velocity in glaciers and ice sheets. *Proceedings of The Royal Society of London*, A239, 113-133.
- Nye, J. F. 1959. A method of determining the strain-rate tensor at the surface of a glacier. *Journal of Glaciology*, 3(25), 409-419.
- Nye, J. F. 1970. Glacier sliding without cavitation in a linear viscous approximation. *Proceedings of the Royal Society of London*, A315, 381-403.

- Oerlemans, J i Fortuin, J. P. F. 1992. Sensivity of Glaciers and Small Ice Caps to Greenhouse Warming. *Science*, 258, 115-117.
- Oerlemans, J. i Hoogendoorn, N.C., 1989 . Mass balance gradients and climate change. *Journal of Glaciology*, 35(121), 399-405.
- Orheim, O. i Govorukha, L.S., 1982. Present day glaciation in the South Shetland Islands. *Annals of Glaciology*, 3, 233-238.
- Ostrem, G. 1975. ERTS data in glaciology – an effort to monitor glacier mass balance from satellite imagery. *Journal of Glaciology*, 15, 403-415.
- Pahaut, E. i Sergent, C. 1991. *La neige, formation et evolution*. Informe intern: Centre d'Etudes de la Nieve, Grenoble, France. 34pp.
- Palà, V., Calvet, J., Garcia, D. i Ximenis, L. 1999. Fotogrametria terrestre en el Glaciar Johnsons, isla Livingston, Antàrtida. *Acta Geològica Hispànica*, 34(4), 427-445.
- Pallàs, R. 1996. *Geologia de l'Illa de Livingston (Shetland del Sud, Antàrtida). Del Mesozoic al present*. Tesi Doctoral, Universitat de Barcelona, 265 pp.
- Pallàs, R., Smellie, J. L., Casas, J. M. i Calvet, J. 2001. Using tephrochronology to date temperate ice: correlation between ice-tephras on Livingston Island and eruptive units on Deception Island volcano (South Shetland Islands, Antarctica). *The Holocene*, 11(2), 149-160.
- Paterson, W. S. B. 1994. *The Physics of Glaciers*. 3^a edició. Pergamon, Oxford.
- Peel, D. A. 1992. Spatial temperature and accumulation rate variation in the Antarctic Peninsula. In: Morris, E. M. (eds), *The contribution of Antarctic Peninsula ice to sea level rise, British Antarctic Survey, Ice and Climate Special Report*, 1. British Antarctic Survey, Cambridge, UK, 11-15.
- Pinglot, J. F., Pourchet, M., Lefauconnier, B., Hagen, J. O., Vaikmäe, R., Punning, J. M., Watanabe, O., Takahashi, S. i Kameda, T. 1994. Natural and artificial radioactivity in the Svalbard glaciers. *Journal of Environmental Radioactivity*, 25, 161-176.
- Pourchet, M., Bartarya, S. K., Maignan, M., Jouzel, J., Pinglot, J. F., Aristarain, A. J., Furdada, G., Kotlyakov, V. M., Mosley-Thompson, E., Preiss, N. i Young, N. W. 1997. Distribution and fall-out of Cs¹³⁷ and other radionuclides over Antarctica. *Journal of Glaciology*, 43(145), 435-455.
- Qin, D., Zielinski, G. A., Germain, M. S., Ren, J., Wang, X. i Wang, W., 1994. Use of tephrochronology in the evaluation of accumulation rates on Nelson ice-cap, South Shetland Islands, Antarctica. *Science in China*, Ser. B, 37(10), 1272-1278.

- Rabus, B. T. i Echelmeyer, K. A., 1998. The mass balance of McCall Glacier, Brooks Range, Alaska, U.S.A.; its regional relevance and implications for climate change in the Arctic. *Journal of Glaciology*, 44(147), 333-351.
- Ragan, D. M. 1969. Structures at the base of an ice fall. *Journal of Geology*, 77, 647-667.
- Ragan, D. M. 1973. *Structural Geology. An Introduction to Geometrical Techniques*. Wiley, New York, 2a edició., 208 pp.
- Ramsay, J. G. 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York.
- Raymond, C. F. 1987. How do glaciers surge? *Journal of Geophysical Research*, 92(B9), 9121-9134.
- Reeh, N., Madsen, S. N. i Mohr, J. J. 1999. Combining SAR interferometry and the equation of continuity to estimate the three-dimensional glacier surface-velocity vector. *Journal of Glaciology*, 45(151), 533-538.
- Rémy, F., Testut, L. i Legresy, B. Topographie des calottes polaires par altimétrie satellite. Concise Review Paper, 2000. *Earth and Planetary Sciences*, 330 (2000), 457-467.
- Ren, J. 1988. Development conditions and mass balance in the glaciers nearby de Great Wall Station, Antarctica. In *Collection of Antarctic scientific explorations*, 5, Beijing, Science Papers, 247-255.
- Ren, J. 1990. Temperature regime of the glaciers in neighbourhood of Great Wall Station, Antarctica. *Antarctic Research*, 2(2), 22-27.
- Ren, J., Qin, D., Petit, J. R., Jozuel, J., Wang, W., Liu, C., Wang, X., Qian, S. i Wang, X. 1995. Glaciological studies on Nelson Island, South Shetland Islands, Antarctica. *Journal of Glaciology*, 41(138), 408-412.
- Rentsch, H., Welsch, W., Heipke, C. i Miller, M. M., 1990. Digital terrain models as a tool for glacier studies. *Journal of Glaciology*, 36(124), 273-278.
- Rhodes, J. J., Armstrong, R. L. i Warren, S. J. 1987. Mode of formation of “ablation hollows” controlled by dirt content of snow. *Journal of Glaciology*, 33(114), 135-139.
- Rodríguez, R. i Calvet, J. 1999. Caracterización meteorológica de las campañas estivales 1994-95 y 1995-96, en la isla Livingston (Shetland del Sur). *Acta Geológica Hispánica*, 34(4), 353-364.
- Rodríguez, R. i Llasat, M. 1997. Análisis temporal-espacial de las series de temperatura de la base antártica Arturo Prat. *Actas del V Simposio de Estudios Antárticos*. Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología, 325-344.
- Schmeits, M. J. i Oerlemans, J. 1997. Simulation of the historical variations in length of Unterer Grindelwaldgletscher, Switzerland. *Journal of Glaciology*, 43(143), 152-164.

- Schneider, C. 1999. Energy balance estimates during the summer season of glaciers of the Antarctic Peninsula. *Global and Planetary Change*, 22, 117-130.
- Seligman, G. 1936. *Snow Structures and Ski Fields*. Macmillan, London.
- Servicio Geogràfico del Ejército, 1991. *Isla Livingston, Base Antártica Española*. Cartografía de la Antártida, mapa especial, escala 1:5.000, primera edición, Madrid, España.
- Sharp, R. P., 1958. Malaspina Glacier, Alaska. *Geological Society of American Bulletin*, 69, 617-646.
- Sharp, M. J., Lawson, W. I Anderson, R. S. 1988. Tectonic processes in a surge-type glacier. *Journal of Structural Geology*, 10, 499-515.
- Shumskiy, P. A. 1964. *Principles of Structural Glaciology*. Traduït del rus per D. Kraus. Dover, New York (publicació original, 1955).
- Smith, R. C. i Stammerjohn, S. E. 1996. Surface air temperature variations in the western Antarctic Peninsula region. In: Ross, R. M., Hofmann, E. E., Quetin, L. B. (eds), *Foundations for Ecological Research West of the Antarctic Peninsula*. Antarctic Research Series, 70. American Geophysical Union, Washington, DC, 105-121.
- Sokal, R. i Rohlf, F.J. 1995. *Biometry*. New York: W.H. Freeman
- Sokoutis, D. 1990. Experimental mullions at single and double interfaces. *Journal of Structural Geology*, 12(3), 365-373.
- Sugden, D. E. i John, B. S. 1976. *Glaciers and Landscape*. Edward Arnold, London.
- Thomas, R., Akins, T., Csatho, B., Fahnestock, M., Gogieneni, K. Kim i Sonntag, J., 2000. Mass balance of the Greenland Ice Sheet at High Elevations. *Science*, 289, 426-427.
- Thompson, L. G., Bolzan, J. F., Brecher, H. H., Kruss, P. D., Mosley-Thompson, E. i Jezek, K. C. 1982. Geophysical investigations of the tropical Quelccaya ice cap, Peru. *Journal of Glaciology*, 28(98), 57-69.
- Torcal, F., Calvet, J., Brotons, LL., Vilaplana, J. M., Serrano, I. i Enrique, J. 1999. Caída de bloques de hielo en los frentes del glaciar de casquete de la isla Livingston (Archipiélago de las Shetland del Sur). Detección por métodos sísmicos. Influencia de las variables ambientales. *Acta Geológica Hispánica*, 34(4), 411-426.
- Van der Veen, C. J. 1991. State of balance of the cryosphere. *Reviews of Geophysics*, 29(3), 433-455.
- Vasilenko, E. V., Sokolov, V. A. Macheret, Y. Y, Glazovsky, A. F., Cuadrado, M. L. i Navarro, F. J, in press. A digital recording system for radioglaciological studies. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*.

- Vaughan, D. G. 1993. Implications of the break-up of Wordie Ice Shelf, Antarctica for sea level. *Antarctic Science*, 5, 403-408.
- Vaughan, D. G. i Doake, C. S. M. 1996. Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves on the Antarctic Peninsula. *Nature*, 379, 328-330.
- Vilaplana, J.M. i Pallàs, R. 1993. Características y evolución del manto nivoso en la Isla Livingston. In Serrat, D., ed. *V Simposio Español de Estudios Antárticos, 1993, Barcelona. Actas*. Madrid, Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología, 279.
- Wagnon, P., Ribstein, P., Kaser, G. i Berton, P. 1999. Energy balance and runoff seasonality of a Bolivian glacier. *Global and Planetary Change*, 22, 49-58.
- Warren, C. R. 1993. Rapid recent fluctuations of the calving San Rafael Glacier, Chilean Patagonia: climatic or non-climatic? *Geografiska Annaler* 75^a, 111-125.
- Warrick, R. A., Le Provost, C., Meier, M. F., Oerlemans, J. i Woodworth, P. L. 1995. Changes in sea level. In: Houghton, J. T., Meira Filho, L. G., Callander, B. A., Harris, N., Kattenberg, A. i Maskell, K., editors, *Climate change 1995, the science of climate change*, Cambridge: Cambridge University Press, 359-405.
- Weertman, J., 1957. On the sliding of glaciers. *Journal of Glaciology*, 3, 33-38.
- Weertman, J., 1961. Mechanism for the formation of inner moraines found near the edge of cold ice caps and ice sheets. *Journal of Glaciology*, 3(30), 965-978.
- Weertman, J., 1973. Creep of Ice. In: Whalley, E., Jones, S. J. and Gold, L. W. Eds. *Physics and Chemistry of ice*. Ottawa, Royal Society of Canada, 320-337.
- Weertman, J., 1983. Creep deformation of ice. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 11, 215-240.
- Whillians, I. M. i Van der Veen, C. J. 1989. Design of strain networks, experience from glaciology. In: *Fifth International Geodetic Symposium on Satellite Positioning, Las Cruces, New Mexico*. Las Cruces, New Mexico, Physical Science Laboratory, New Mexico State University, 842-846.
- Whyte i Paul, 1985. *Basic Metric Surveying*. Tercera edició. London, Butterworths.
- World Glacier Monitoring Service 1986. *World Glacier Inventory*. IAHS-UNEP-UNESCO.
- Xie, Z., Wen, J. i Han, J. 1994. Calculation of multi-year mass balance variations on small dome of Collins ice-cap, King Georg Island. *Antarctic Research*, 6(2), 32-39.

Ximenis, L., Calvet, J., Enrique, J., Corbera, J i Furdada, G. 1999. The measurement of ice velocity, mass balance and thinning-rate on Johnsons Glacier, Livingston Island, South Shetland Islands, Antarctica. *Acta Geologica Hispanica*, 34(4), 403-409.

Ximenis, L., Calvet, J., Garcia, D., Casas J. M. i Sàbat, F. 2000. Folding in the Johnsons Glacier, Livingston Island, Antarctica. In: Maltman, A. J., Hubbard, B. and Hambrey, M. J. (eds). *Deformation of Glacial Materials*. Geological Society, London, Special Publication, 176, 147-157.