

6 VELOCITAT SUPERFICIAL DE LA GLACERA JOHNSONS

La **velocitat superficial del gel** és la manifestació més notable del moviment d'una glacera sota l'efecte de la gravetat. Tal com hem vist al capítol 5, la velocitat depèn de les propietats mecàniques del gel i de la geometria del canal. Però qui controla la velocitat, donada una certa geometria del canal, és la massa de la glacera, i per tant, el balanç de massa al llarg del temps. Segons aquest raonament, l'estudi de la velocitat superficial proporciona informació sobre l'estat d'equilibri d'una glacera. Per altra banda, l'estudi de les deformacions que experimenta el gel superficial degut a les variacions espacials de la velocitat superficial són indicatives del funcionament intern de la glacera i ajuden a explicar la presència de certes estructures de deformació en superfície.

En aquest capítol ens proposem descriure la velocitat superficial de la Glacera Johnsons i la seva distribució espacial i variació temporal. La relació d'aquesta velocitat amb l'estat d'equilibri de la glacera s'analitza al punt 8.1. Al punt 8.2, s'avalua la deformació que experimenta el gel en resposta a la dinàmica global de la glacera.

6.1 Velocitat superficial del gel

La propietat més important de les glaceres és que flueixen, la qual cosa es fa visible en superfície pel desplaçament del gel. Aquest fet, juntament amb la relativa simplicitat del procediment de mesura de la velocitat superficial, va motivar els estudiosos del segle XIX a realitzar gran quantitat d'experiments (Clarke, 1987) per entendre el funcionament de les glaceres. Els resultats més significatius s'atribueixen a Forbes que va distingir els diferents mecanismes de flux d'una glacera a partir de la distribució espacial i temporal de la velocitat superficial, i que va formular la "Teoria del flux viscos". Tot i que al llarg de la història de la glaciologia el punt de mira dels científics ha anat variant, la velocitat superficial ha estat un aspecte que sempre s'ha mesurat, donant lloc a llargues sèries de dades. Actualment, continua sent una dada imprescindible per qualsevol estudi sobre glaceres, però els mètodes utilitzats per obtenir-la han canviat substancialment en qualitat i rapidesa i la seva adquisició ja no representa el principal objectiu de la majoria d'estudis.

6.1.1 Descripció del fenomen

La **velocitat superficial del gel** descriu el desplaçament de les partícules superficials d'una glacera, degut als processos descrits al punt 5.2: la deformació interna del cos de gel, que es produeix pel fenomen de reptació, i el desplaçament de tota la massa de gel com un cos rígid, que es produeix per l'efecte del lliscament basal i la deformació dels sediments basals. Els **factors** que determinen la velocitat superficial són per tant, els factors de control de cadascun d'aquests processos, deixant de banda dels factors que els generen (massa, gravetat i pendent). De tots ells, la presència d'aigua a la base i al subsòl és el factor més determinant, i pot ser responsable de fins un 90% de la variació de la velocitat superficial (Allen *et al.*, 1960; Boulton, 1979).

Algunes classificacions estableixen els següents tipus de glaceres en funció de la seva velocitat superficial (Clarke, 1987; Paterson, 1994):

Glaceres lentes, les que presenten una velocitat superficial inferior als 10 m/any. Són glaceres fredes on els mecanismes de lliscament basal i deformació dels sediments basals són nuls i la deformació interna és molt reduïda degut a les baixes temperatures. Un exemple de glacera d'aquest tipus és la Meserve Glacier, a les Dry Valleys de l'Antàrtida, que presenta una velocitat superficial màxima de 2 m/any (Chinn, 1988).

Glaceres normals, les que presenten una velocitat superficial de 10 a 100 m/any i una esforç de cisalla basal de 40-120 KPa. Són glaceres on el fregament basal és molt important i el desplaçament per lliscament basal i deformació dels sediments basals es produeix en menor grau.

Glaceres ràpides, les que presenten una velocitat superficial de 100 a 1000 m/any i un esforç de cisalla basal de sols 20 KPa degut a l'elevada pressió d'aigua a la base que està en condicions de fusió (*pressure melting point*, veure punt 5.2.3). Són glaceres que es mouen sobretot pels processos de lliscament basal i deformació dels sediments basals. Alguns exemples on el lliscament basal és el mecanisme predominant són la glacera Jacobshavns Isbrae, del casquet de Groenlàndia, que presenta una velocitat superficial màxima de 8360 m/any (Echelmeyer i Harrison, 1990) i el Glaciar San Rafael, del Campo de Hielo Patagónico Norte, amb velocitats majors de 7000 m/any (Warren, 1993). En canvi, a l'Ice stream B, de l'Antàrtida, amb 800 m/any (Alley *et al.*, 1987) i al Columbia Glacier, Alaska, amb 4000 m/any (Humphrey *et al.*, 1993), el desplaçament es produeix principalment pel procediment de deformació dels sediments basals.

Glaceres en *surge* (veure punt 6.1.1.2), són glaceres que, temporalment, experimenten una acceleració molt important de la seva velocitat.

Els factors que determinen la velocitat superficial varien al llarg de l'any i a diferents parts de la glacera, donant lloc a una variació espacial i una variació temporal característiques.

6.1.1.1 Variació de la velocitat superficial en l'espai

La zona d'acumulació de les glaceres rep més precipitació que la resta i generalment és l'àrea amb més pendent i on el canal és fa estret, i s'hi produeix convergència de fluxos. En conseqüència (veure punt 8.1.1.2), la velocitat augmenta aigües avall i el **gradient longitudinal** de la velocitat ($\frac{\partial V}{\partial x}$, en m/any), que és la variació de la velocitat al llarg de les línies de flux, és **positiu**. En termes de flux, parlem de **flux extensiu**. A la zona d'ablació, en canvi, és on es produeix més fusió i on la glacera típicament presenta menys pendent, amb un augment de la secció del canal i una divergència del flux. En els casos on, a més, el final de la glacera és en forma de rampa, la velocitat disminueix aigües avall i el **gradient longitudinal** de la velocitat és **negatiu**. En termes de flux, parlem llavors de **flux compressiu**. A les glaceres on el final és en forma de front amb *calving*, el règim de flux de la zona d'ablació també és extensiu (Paterson, 1994).

Localment, es poden produir alteracions respecte aquest patró degut a irregularitats al substrat o canvis en la secció del canal (veure punt 8.1.1.2). La presència d'un relleu positiu al substrat origina una disminució de la velocitat aigües amunt d'aquest i un augment aigües avall.

Per altra banda, es defineix el **gradient transversal** de la velocitat ($\frac{\partial V}{\partial y}$, en m/any) per expressar la seva variació al llarg de les corbes de nivell. A les glaceres de vall, la velocitat disminueix **cap als marges** degut al fregament que aquests exerceixen contra el desplaçament del gel aigües avall, i el gradient transversal de la velocitat és **negatiu**.

El sentit del moviment de les partícules cap a l'interior o l'exterior de la superfície diferencia la zona d'ablació de la zona d'acumulació d'una glacera. Així, a la **zona d'acumulació** les partícules **entren** cap a l'interior de la glacera mentre que a la **zona d'ablació**, **emergeixen** cap a la superfície.

6.1.1.2 Variació de la velocitat superficial en el temps

La velocitat superficial varia temporalment segons cicles de llargades diferents, des d'algunes hores fins desenes d'anys, i també presenta oscil·lacions no periòdiques puntuals en el temps. Les característiques de l'evolució climàtica determinen la **variació de la velocitat superficial al llarg dels anys**, mentre que la periodicitat anual del clima i l'evolució de la meteorologia a més curt termini, originen una **variació estacional** de la velocitat superficial. La primera es tradueix en una modificació del flux degut a canvis del comportament del gel, mentre que la segona té efectes importants sobre els procediments de lliscament basal i deformació dels sediments basals (veure punt 5.2). Segons aquest esquema, la periodicitat de la variació que experimenta la velocitat superficial és indicatiu del tipus de fenòmens que l'estan modificant.

El **surging** és un fenomen que presenten una petita proporció de glaceres actuals (Meier i Post, 1969) consistent en un episodi de moviment ràpid del gel que es repeteix periòdicament (Sharp *et al.*, 1988). Les velocitats que s'assoleixen poden arribar a ser 100 vegades més grans que les que es presenten en condicions normals i són degudes a un fort lliscament basal en condicions d'elevada pressió d'aigua a la base (Kamb *et al.*, 1985). El fenomen s'inicia a un nucli a partir del qual es propaga aigües amunt i aigües avall en forma d'una ona de deformació, per transferència d'esforços des de les zones amb moviment ràpid a les zones amb moviment lent (Raymond *et al.*, 1987).

6.1.2 Metodologia pel càlcul de la velocitat superficial

6.1.2.1 Terminologia

La **velocitat superficial del gel** és el desplaçament que experimenta una partícula de gel de la superfície d'una glacera per unitat de temps. Es tracta d'una magnitud vectorial, amb un mòdul corresponent a la quantitat de desplaçament o **velocitat total** (V , en m/any), una direcció i un sentit. La descomponem en dues components (Figura 6.1):

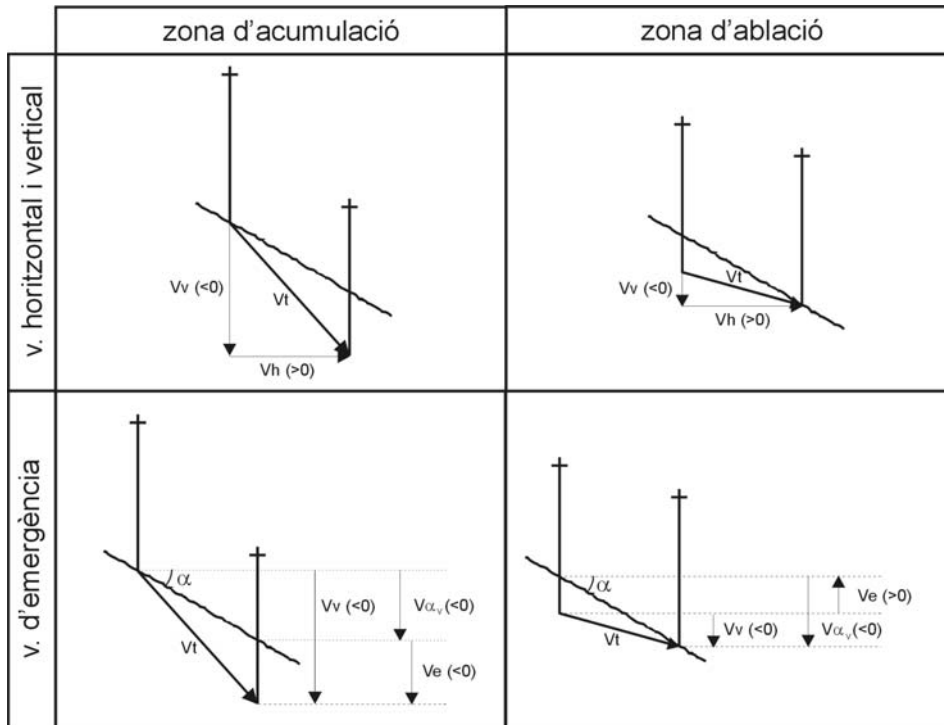


Figura 6.1 Components de la velocitat superficial a la zona d'acumulació i a la zona d'ablació. A la primera fila, la velocitat superficial es descompon amb la velocitat horitzontal i la velocitat vertical. A la segona, la velocitat vertical sense l'efecte del pendent de la topografia dona lloc a la velocitat d'emergència.

La **velocitat horitzontal** (Vh , en m/any) és la component que resulta de projectar el vector velocitat total sobre un pla horitzontal. Es considera positiva quan la seva direcció i sentit són aigües avall.

La **velocitat vertical** (Vv , en m/any) és la component que resulta de projectar el vector velocitat total sobre una línia vertical. El signe de la velocitat vertical és positiu cap amunt i negatiu cap avall.

Per tal d'expressar el desplaçament d'una partícula en relació a la superfície inclinada de la glacera enlloc de fer-ho al pla horitzontal, descomponem la velocitat vertical en dues components (Figura 7.1):

La component vertical de la topografia de la glacera o **velocitat tangencial vertical** ($V\alpha_v$, en m/any), és la part de la velocitat vertical deguda a la variació de cota de la superfície de la glacera al llarg del vector velocitat total

$$V\alpha_v = Vt \cdot \sin \alpha \tag{6.1}$$

on α és el pendent de la glacera al voltant de l'estaca (veure punt 3.2.1.2). El signe de la velocitat tangencial vertical és negatiu perquè la glacera fa baixada en el sentit del desplaçament.

La **velocitat d'emergència** (V_e , en m/any), llavors, és el vector resultant de treure la velocitat tangencial vertical a la velocitat vertical, de manera que indica el desplaçament en relació a la superfície.

$$V_e = V_v - V\alpha_v \quad (6.2)$$

El signe de la velocitat d'emergència és positiu cap amunt (el gel surt de la glacera) i negatiu cap avall (el gel entra a la glacera).

6.1.2.2 Mesura de la velocitat superficial i espai

La representativitat de les mesures de velocitat depèn de la distribució de les estaques (veure punt 3.2.1.2) i de la morfologia i gruix de la glacera, que controlen la regularitat del flux. Així, per exemple, en un règim de flux laminar, amb les línies de flux paral·leles, serà possible considerar una certa extensió transversal per cada dada puntual, mentre que en un règim de flux convergent, on el gradient transversal pot ser variable, aquesta aproximació no serà vàlida.

6.1.2.3 Mesura de la velocitat superficial i temps

El període de temps escollit per determinar la velocitat superficial és funció de les característiques climatològiques del lloc d'estudi. Així a una glacera amb poca variació estacional, considerarem períodes corresponents a l'any, mentre que a glaceres temperades amb important variació estacional serà interessant l'obtenció de valors estacionals a més dels resultats anuals. Segons això, definim:

Velocitat estacional (V_{est} , en m/any), és qualsevol velocitat determinada per un interval menor que l'any hidrològic (veure punt 4.1.1.1).

Velocitat anual (V_a , en m/any), és la velocitat determinada al llarg d'un interval corresponent a un any hidrològic.

Habitualment, el període de mesura anual de la velocitat superficial correspon a l'any hidrològic o de balanç, tot i que també són vàlids els considerats al punt 4.1.2. Quan l'objectiu de l'estudi és l'equilibri de la glacera, és necessari mesurar la velocitat superficial amb el mateix període de temps que s'ha mesurat el balanç de massa, degut a que és la interacció entre aquests dos paràmetres qui condiciona l'equilibri de la glacera (veure punt 8.1.1).

6.1.2.4 Unitats

La velocitat superficial i totes les seves components s'expressen en **longitud per unitat de temps**. Les unitats més habituals són els m/any, tot i que per glaceres velocitats extremes, també s'utilitzen els Km/any i els cm/any.

6.1.2.5 Mètodes

Les principals metodologies utilitzades en l'actualitat per obtenir la velocitat superficial d'una massa de gel són:

El **posicionament d'estaques** o altres marcadors, consisteix en instal·lar la xarxa de marcadors a la superfície de la glacera de manera que es desplacin com les partícules de gel del sistema i comparar-ne la seva posició al llarg del temps, utilitzant diversos sistemes de posicionament (veure capítol 3).

La comparació de punts reconeixibles a **fotografies aèries o imatges de satèl·lit** espaiades en el temps. D'una manera acurada es pot procedir a fer mesures fotogramètriques sobre aquests documents (Fastook *et al.*, 1995).

La **interferometria radar** és un mètode desenvolupat recentment que permet obtenir el moviment de la superfície mitjançant la comparació d'imatges de RADAR espaiades en el temps (veure punt 2.2.2), sempre que es produeixin una sèrie de requisits (l'estat superficial del gel o neu no ha variat massa entre les dues imatges, la separació entre els punts de presa de les imatges és l'adequada...etc). Aquest mètode ha permès obtenir mesures de velocitat amb una densitat molt més elevada que amb els mètodes anteriors, degut al cost humà i logístic dels mètodes tradicionals.

El problema de la utilització de fotografies aèries o imatges satèl·lit i de l'aplicació de la interferometria per detectar el moviment del gel és que són procediments que detecten el desplaçament de la superfície però no el d'una partícula de gel. I, per tant, cal despreciar la contribució del balanç de massa i considerar la velocitat vertical solament deguda al pendent, o conèixer alguns paràmetres, com el balanç de massa i l'aprimament, per obtenir la component vertical de la velocitat (Reeh *et al.*, 1999).

L'elecció d'un mètode per obtenir les velocitats superficials d'una massa de gel està condicionada sobretot per la seva extensió. Aquest fet pot representar una limitació en la qualitat de les dades intrínseca a cada mètode. Segons Chadwell (1999), la incertesa de les mesures de velocitat superficial ha de ser un percentatge molt baix de la magnitud de la velocitat, i per exemple, les mesures amb estaques, tot i que costen molt esforç, són molt efectives perquè proporcionen la qualitat desitjada de les dades, a més d'un bon recobriment. En canvi, la incertesa de les tècniques amb sensors remots està al voltant de 1-20 m/any (Bindschadler *et al.*, 1991) i la de la interferometria radar al voltant de 0,6-1 m/any (Goldstein *et al.*, 1993). Tots aquests valors estan sotmesos a importants oscil·lacions en funció de la variació temporal de la velocitat de cada glacera i l'interval utilitzat per determinar-la.

6.2 La velocitat superficial de la Glacera Johnsons

6.2.1 Caracterització del fenomen

Prèviament a la seva determinació, alguns aspectes de la Glacera Johnsons ens indiquen algunes de les característiques de la seva velocitat superficial.

El règim tèrmic de la Glacera Johnsons és el d'una glacera **temperada** (veure punt 2.1.5). La velocitat superficial de les glaceres temperades, típicament presenta una **forta estacionalitat**, és a dir, que la

velocitat superficial a l'estiu és molt major que a l'hivern, degut a que els fenòmens de lliscament basal i deformació dels sediments basals són molt efectius durant l'època calenta (veure punt 5.2).

La **forma de la conca** que conté la Glacera Johnsons (veure punt 2.2) és causant d'una important **convergència del flux** acompanyada d'una forta compressió transversal.

El fenomen de *calving* (veure punt 4.1.1) que es produeix al front de la Glacera Johnsons suposa una pèrdua de massa molt important que, en general, es tradueix en un règim de **flux extensional** (Paterson, 1994).

6.2.2 Determinació de les velocitats a la Glacera Johnsons pel mètode del posicionament d'estaques

6.2.2.1 Característiques del mètode

Punts de mesura

S'han obtingut valors de velocitat superficial a les 20 estaques de moviment de la xarxa descrita al punt 3.2.1.2. Al llarg de l'estudi, el nombre d'estaques ha disminuït fins 16, degut a les estaques que han anat caient al mar (8, 13, 12 i 7).

La mesura de posició l'hem efectuada a la creu de l'estaca, considerant que l'estaca és una partícula de gel i la creu és solidària a aquest moviment.

Període temporal

Les mesures han estat fetes sempre al mateix moment que les mesures de balanç de massa, de manera que la discussió en relació als períodes de mesura que es presenta al punt 4.3.2.1 també és vàlida per les mesures de velocitat superficial.

Unitats

Tots els càlculs han estat fets amb m/any.

6.2.2.2 Aplicació del mètode

Recollida de les dades al camp

Els paràmetres que s'han de considerar per cada mesura de velocitat superficial.

Coordenades X, Y, Z de la creu de l'estaca de moviment (veure capítol 3).

Pendent de la superfície de la glacera al voltant de l'àrea on està cada estaca (veure punt 3.2.1.2).

Procediment de càlcul

VELOCITAT TOTAL

Dades: estaca, data d'observació, coordenades X, Y, Z .

Procediment de càlcul:

Desplaçament (D , en m) i **temps transcorregut** (Δt , en dies) durant els períodes temporals establerts al punt 6.2.2.1 (interval de mesura i anys entre campanyes, amb ordre i):

$$D_i = \left[(X_i - X_{i-1})^2 + (Y_i - Y_{i-1})^2 + (Z_i - Z_{i-1})^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (6.3)$$

$$\Delta t_i = t_i - t_{i-1} \quad (6.4)$$

Velocitat (V , en m/any) per aquests períodes

$$V_i = \frac{D_i}{\Delta t_i} \quad (6.5)$$

VELOCITAT HORITZONTAL

Dades: estaca, data d'observació, coordenades X, Y del punt.

Procediment de càlcul:

Desplaçament horitzontal (Dh , en m) i **temps transcorregut** (Δt , en dies) durant els períodes temporals establerts al punt 6.2.2.1 (interval de mesura i anys entre campanyes, amb ordre i):

$$Dh_i = \left[(X_i - X_{i-1})^2 + (Y_i - Y_{i-1})^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (6.6)$$

$$\Delta t_i = t_i - t_{i-1} \quad (6.7)$$

Velocitat horitzontal (Vh , en m/any) per aquests períodes:

$$Vh_i = \frac{Dh_i}{\Delta t_i} \quad (6.8)$$

VELOCITAT D'EMERGÈNCIA

Dades: estaca, data d'observació, coordenades X, Y, Z del punt, i pendent (P).

Procediment de càlcul:

Desplaçament vertical (Dv , en m) i **temps transcorregut** (Δt , en dies) durant els períodes temporals establerts al punt 6.2.2.1 (interval de mesura i anys entre campanyes, amb ordre i):

$$Dv_i = Z_i - Z_{i-1} \quad (6.9)$$

$$\Delta t_i = t_i - t_{i-1} \quad (6.10)$$

Desplaçament vertical de la topografia ($D\alpha_v$, en m) al llarg del desplaçament horitzontal (Dh , en cm) de l'estaca, durant els mateixos períodes temporals:

$$D\alpha_{v_i} = -Dh_i \operatorname{tg} P \quad (6.11)$$

Desplaçament d'emergència (De , en m) durant els mateixos períodes temporals:

$$De_i = Dv_i - D\alpha_{v_i} \quad (6.12)$$

Velocitat d'emergència (Ve , en m/any) per aquests períodes:

$$Ve_i = \frac{De_i}{\Delta t_i} \quad (6.13)$$

6.2.2.3 Resultats

Els resultats obtinguts presenten una **variació espacial** segons la seva ubicació dins de la glacera, i una **variació temporal** al llarg dels anys que comprèn aquest estudi.

La variació espacial l'hem estudiat considerant:

La **variació longitudinal** al llarg de les línies de flux on hi ha els perfils d'estaques (veure punt 3.2.1.2). El perfil Dorotea és el més estudiat perquè és el més llarg i el que presenta un major nombre d'estaques. La variació longitudinal d'un paràmetre al llarg d'una línia de flux, la representem segons la **distància al front** (Figura 7.2).

La **variació transversal** entre perfils longitudinals o entre estaques corresponents a diferents perfils longitudinals. El criteri per seleccionar què comparem transversalment (per exemple, com comparem dos perfils amb longituds de línia de flux diferents o dues divisòries d'aigües situades a cotes diferents) varia en funció del paràmetre que volem comparar (Figura 7.2):

Distància al front, per variacions longitudinals al llarg d'una mateixa línia de flux.

Distància al front normalitzada a 1, quan es tracta de comparar la variació de fenòmens entre diferents línies de flux. Aquest tipus de representació considera que la variable important és la ubicació de l'estaca al llarg de la línia de flux enlloc de la cota o la distància al front. Per obtenir el valor corresponent a una posició d'una estaca, dividim la distància entre l'estaca i la divisòria d'aigües amb la longitud total de la línia de flux. Aquest mètode presenta un problema conceptual quan les divisòries d'aigua no tenen la mateixa cota, ja que la línia d'equilibri teòricament segueix depenent d'una cota i , per tant, la distribució del flux al voltant d'ella també depèn d'aquesta cota enlloc de fer-ho de la distància total de la línia de flux. A la Glacera Johnsons, i en concret per la comparació entre el perfil Johnsons i el perfil Dorotea, la disminució de cota de la línia d'equilibri al sector nord-est (veure punt 4.3.2.3 i 4.3.4) fa pensar que aquest efecte es minimitza i que la distribució segons distància al front normalitzada a 1 manté la proporció.

Corba de nivell, quan considerem que les diferències transversals no són degudes a característiques morfològiques que varien transversalment (longitud de les línies de flux, pendent...), la qual cosa passa a la part baixa de la glacera on la dinàmica està sobretot condicionada per l'aprimament del canal i la confluència.

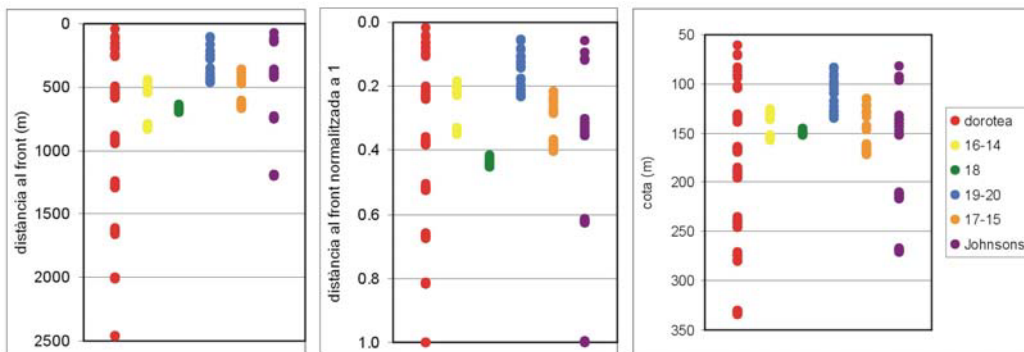


Figura 7.2 Distribucions longitudinals dels perfils d'estaques segons la distància al front, la distància al front normalitzada a 1 i la cota (considerant un front glacial de 50 m).

La variació temporal, també pot ser tractada segons dos punts de vista:

La **variació anual**, que comprèn les diferències de velocitat entre anys consecutius per una mateixa estaca (en m/any^2). Al llarg d'aquest treball sols ens referirem a variacions anuals.

La **variació estacional**, que és l'estudi de les oscil·lacions de la velocitat al llarg de l'any.

La Figura 7.3 presenta els resultats obtinguts per les velocitats horitzontals i les velocitats d'emergència, amb m/any, al llarg dels 5 cicles estudiats.

	Velocitats horitzontals (m/any)					Velocitats d'emergència (m/any)				
	95	96	97	98	99	95	96	97	98	99
1	0.76	0.29	0.79	0.37	0.43	-0.92	-1.62	-1.17	-0.49	-0.52
2	2.79	-	3.01	3.34	-	-1.70	-	-1.75	-2.02	-
3	5.72	6.19	7.36	9.06	10.66	-0.49	-	-0.51	-0.70	-1.27
4	6.60	7.59	8.66	10.59	12.95	-0.65	-1.60	-0.93	-1.14	-1.49
5	7.20	8.95	10.74	13.43	17.80	0.05	-0.81	-0.17	0.14	-0.01
6	10.97	14.79	16.64	20.07	26.60	-	-	0.58	1.27	1.48
7	22.74	31.25	39.18	51.58	-	-	-	-	-	-
9	-	-	0.29	0.68	0.17	-	-	-	-0.50	-0.48
10	2.88	3.06	3.78	3.21	3.63	-0.40	-0.96	-0.41	-0.29	-0.53
11	9.50	11.35	12.80	14.13	15.59	-1.59	-1.14	-0.84	-0.83	-0.49
12	26.26	-	-	-	-	-0.58	-	-	-	-
14	12.56	17.15	18.94	21.28	31.09	-0.63	-1.31	0.10	0.63	0.65
15	16.56	-	21.55	24.16	27.64	-0.23	-	-0.61	-0.56	-0.76
16	7.32	6.90	8.33	11.55	14.75	-1.45	0.09	0.01	0.15	-0.12
17	10.11	11.75	12.83	13.95	15.98	-0.93	-1.00	-0.77	-0.56	-0.30
18	-	9.83	11.38	14.21	18.25	-	-0.33	-0.42	-0.47	-0.53
19	-	20.57	22.90	31.64	38.85	-	-0.01	-1.19	-0.32	-0.40
20	-	28.40	35.02	47.73	62.51	-	1.16	2.07	-0.11	4.46

Figura 7.3 Velocitats horitzontals i d'emergència (m/any) pels anys 1995, 1996, 1997, 1998 i 1999.

Variació espacial

Les velocitats horitzontals augmenten aigües avall a tots els perfils d'estaques (Figura 7.4). La variació longitudinal de la velocitat horitzontal és diferent per cada línia de flux, amb diferències que canvien temporalment, i no s'observa cap distribució espacial de la velocitat horitzontal constant en el temps. No obstant, hi ha aspectes que apareixen successivament al llarg dels anys:

Totes les estaques presenten majors velocitats amb els anys, és a dir, estan accelerades.

Al perfil Dorotea, l'estaca 3 presenta una velocitat horitzontal superior del que li correspondria segons la tendència definida per la resta d'estaques del perfil.

La línia de flux 19-20 sempre és la que presenta una major velocitat horitzontal.

La línia de flux 15-17 sempre presenta una velocitat horitzontal major que la línia de flux 14-16.

L'estaca 18 sempre presenta una velocitat horitzontal major que la que presentaria a la línia de flux del Dorotea una estaca en la mateixa posició dins la línia de flux.

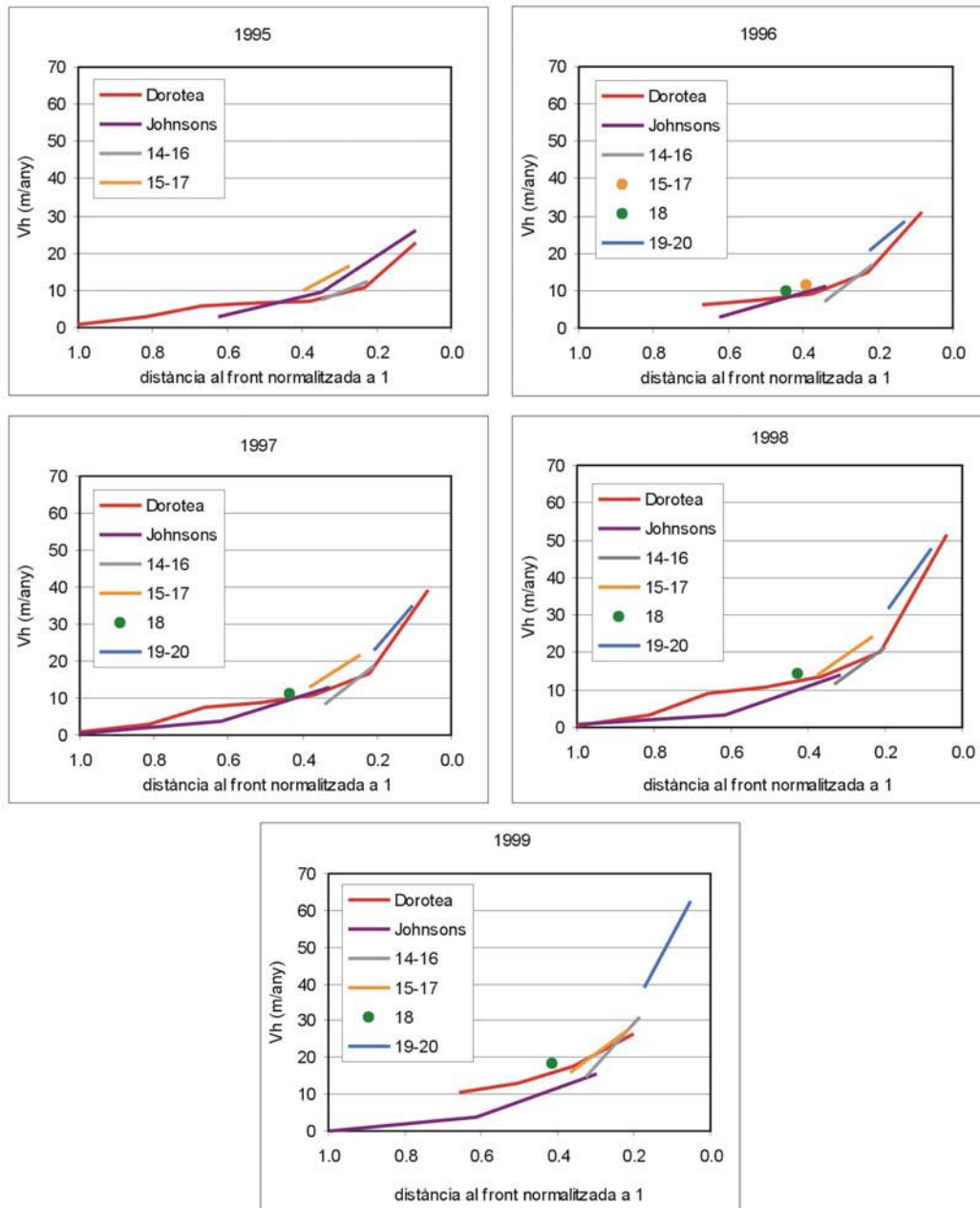


Figura 7.4 Velocitat horitzontal de les estaques per cada any.

Aquestes mateixes dades considerades pel perfil Dorotea (Figura 7.5) indiquen que la velocitat d'una estaca al llarg del temps és funció de la posició inicial, que en determina la velocitat segons la seva posició al perfil, i del temps transcorregut des del moment inicial, i que per tant, no podem establir una distribució longitudinal de velocitat horitzontal a partir de la qual predir la posició de les estaques en anys successius si no tenim en compte la variació temporal en forma d'acceleració de les estaques. S'observa clarament que aquesta acceleració, que apareix sobretot, aigües avall de l'estaca 2, és major que la variació longitudinal (veure més avall per un anàlisi més detallat de com és aquesta variació temporal).

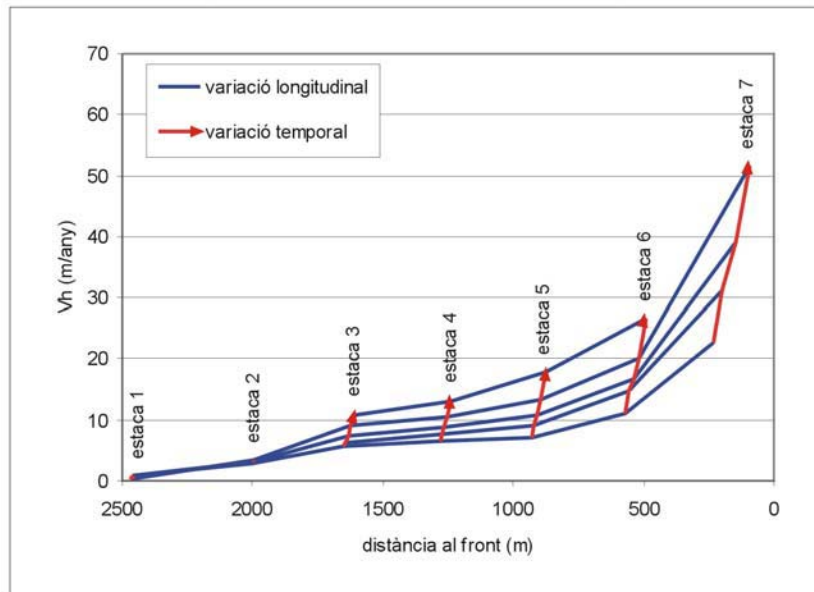


Figura 7.5 Velocitat horitzontal de les estakes del perfil Dorotea per tots els anys amb mesures. S'hi ressalta la seva variació longitudinal al llarg del perfil i la variació temporal per cada estaca al llarg del temps.

Transversalment, si considerem la variació al llarg d'un perfil que conté les estakes 6, 14, 19, 15 i 11, (Figura 7.6) s'observa com les velocitats horitzontals anuals augmenten des dels marges fins l'estaca 19, que presenta la velocitat horitzontal màxima. Entre les estakes dels extrems, l'estaca 6 presenta velocitats horitzontals majors que l'estaca 11.

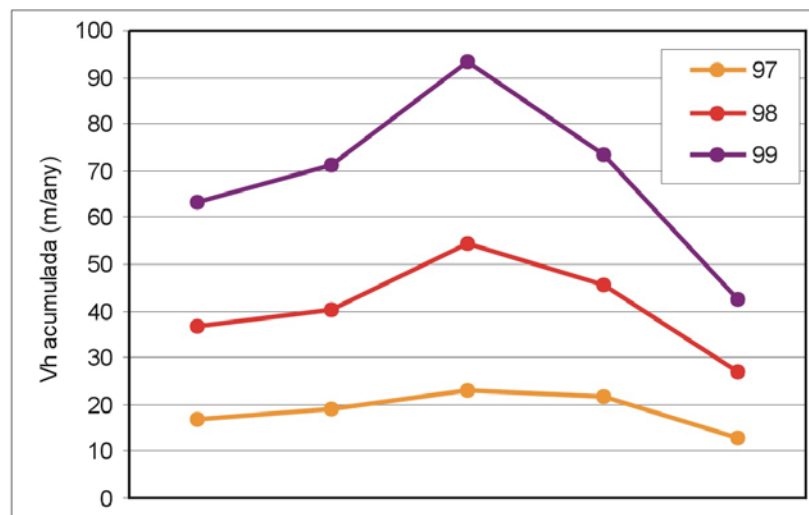


Figura 7.6 Velocitat horitzontal acumulada al llarg d'un perfil transversal que conté les estakes 6, 14, 19, 15 i 11 pel període 97-99 (les dades corresponents als anys 95-96 no són completes i no permeten fer-ne aquesta representació). Aquesta configuració equival a representar la posició de les estakes al llarg de les seves línies de flux (paral·leles per simplificar l'esquema) pels anys considerats.

Per altra banda, el canvi de direcció del vector velocitat horitzontal (Figura 7.7) ens indica clarament que l'estaca 1 retrocedeix i que pertany a una conca glacial diferent que la de la Glacera Johnsons. L'estaca 9, també situada a l'extrem d'una línia de flux, quasi no es mou i no defineix cap direcció preferent. L'anàlisi detallat del canvi de direcció del vector velocitat horitzontal indica que sols les estakes 2, 3, 4 i 5 del perfil Dorotea experimenten un gir antihorari i que tota la resta giren en sentit horari. S'observa que els perfils externs, primer el Johnsons i després el Dorotea, canvien més de direcció que les estakes dels perfils centrals. Aigües avall, les estakes experimenten girs menors i el flux al centre del canal es paral·lelitzza. Així, per sota de la cota 105 m (estakes 12, 20 i 7) la direcció de les estakes oscil·la entre 302 i 334, mentre que més enrera, per sota de la cota 145 m (estakes 11-15-19-14-6), el ventall de direccions s'amplia entre 264 i 352, del Johnsons al Dorotea, respectivament.

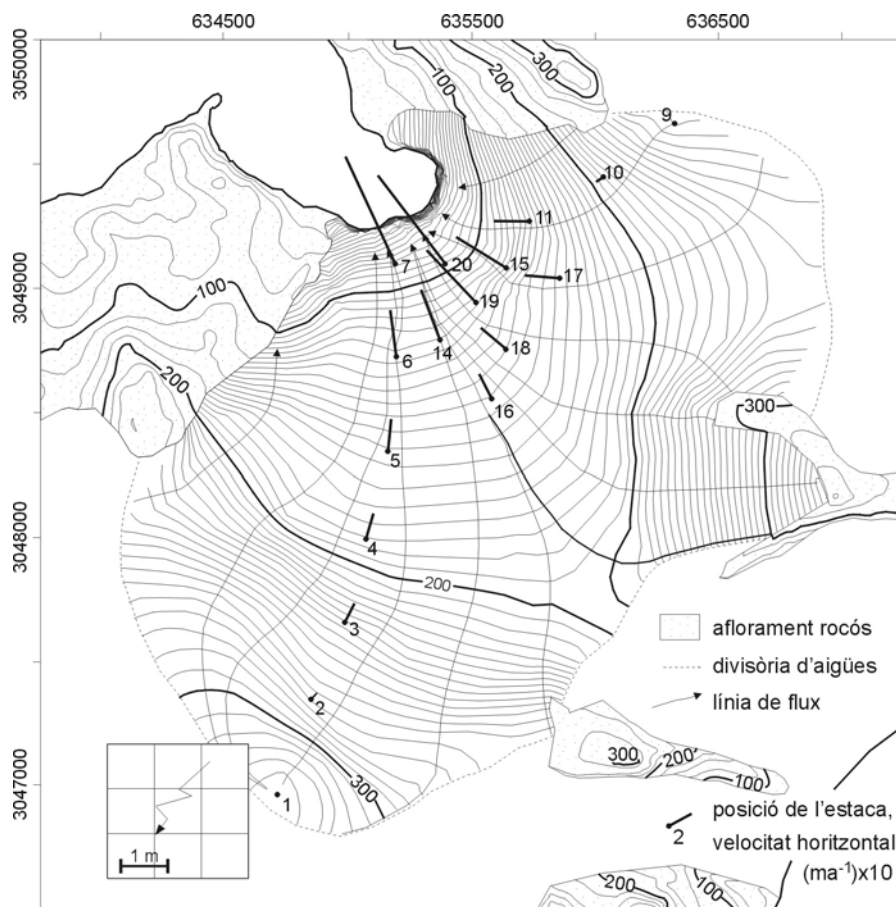


Figura 7.7 Mapa de la Glacera Johnsons amb la posició de les estakes i les velocitats horitzontals. La longitud dels vectors està exagerada deu vegades. Detall del desplaçament de l'estaca 1.

Els resultats de velocitat d'emergència mostren molta variació temporal i espacial (Figura 7.3) (Figura 7.8). Malgrat tot, els valors de velocitat d'emergència del perfil Dorotea presenten una variació espacial ben definida.

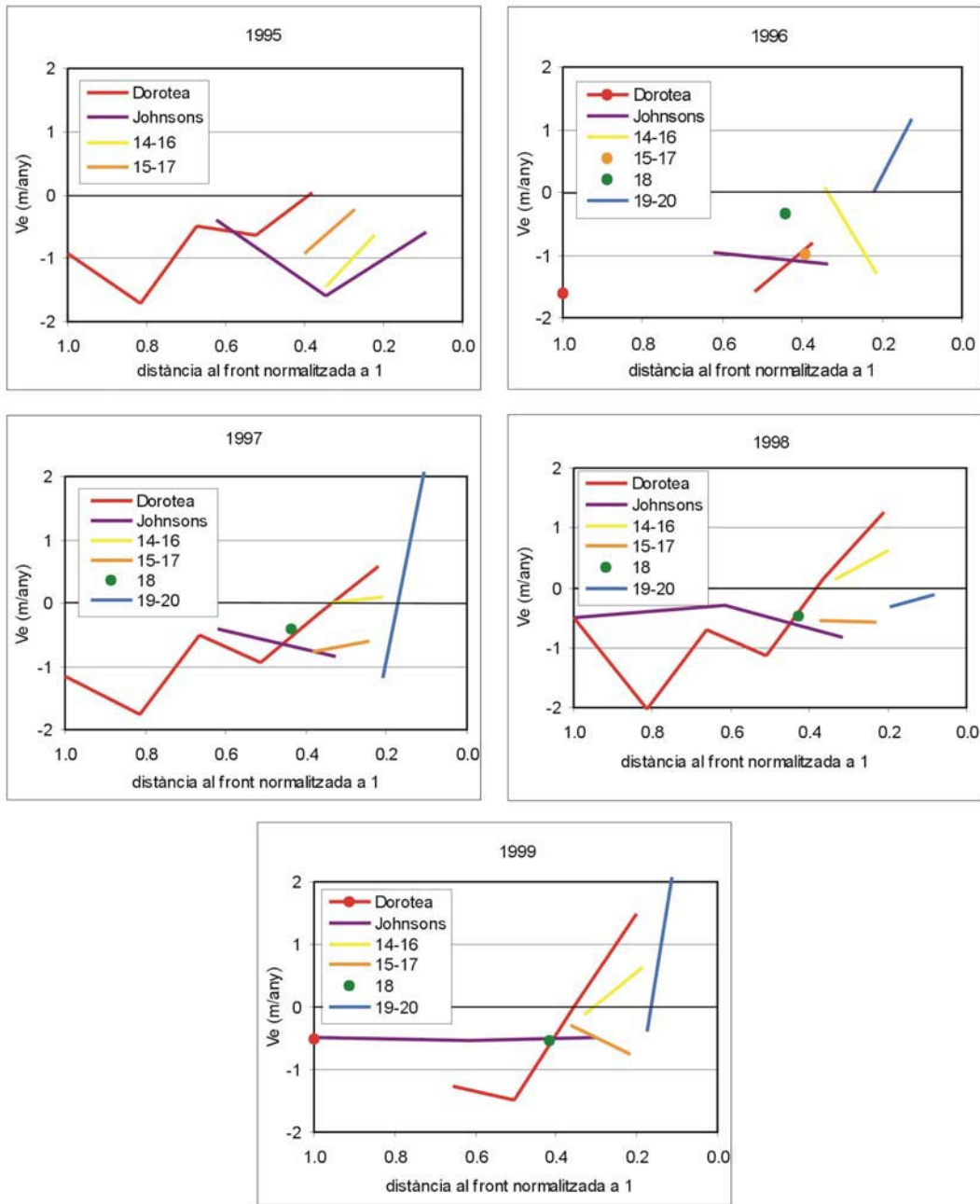


Figura 7.8 Velocitat d'emergència de les estakes per cada any. El valor de l'estaca 20 per l'any 99 té un valor de 4.46 i surt d'escala.

Al llarg de tot el perfil la velocitat d'emergència esdevé més positiva progressivament aigües avall. La Figura 7.9 mostra que la velocitat d'emergència és negativa fins l'estaca 5, on s'anul·la per esdevenir positiva aigües avall. L'estaca 1 presenta una velocitat d'emergència més positiva que l'estaca 2, i l'estaca 3, més positiva que l'estaca 4.

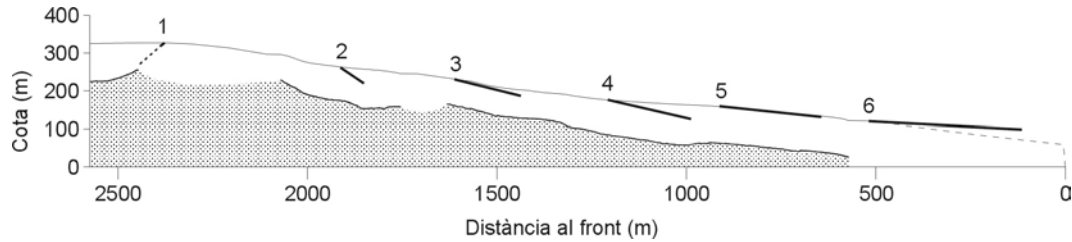


Figura 7.9 Representació del vector velocitat total de les estakes del perfil Dorotea, amb m/any i exagerat vint vegades. La longitud del vector de l'estaca 1 està artificialment allargada per observar-ne millor la seva direcció. La velocitat de l'estaca 7 no es representa degut a la poca qualitat de les dades sobre el seu desplaçament vertical. Modificada de Ximenis *et al.* (2000).

A la Figura 7.10 s'observa que les velocitats d'emergència presenten una important asimetria segons la seva distribució transversal. Les velocitats d'emergència són positives a les estakes 6 i 14 i negatives a les estakes 19, 15 i 11, de manera que la velocitat d'emergència des de l'estaca 6 a l'estaca 19 esdevé cada cop més negativa però es manté aproximadament constant des de la 19 a la 11, amb valors lleugerament més positius a l'estaca 15. A efectes de flux, aquesta distribució comporta diferències transversals de la direcció del desplaçament de les partícules de gel que, de l'estaca 14 a l'estaca 6 serà cada cop més emergent cap a la superfície mentre que a les estakes 19, 15 i 11, les partícules de gel es submergeixen (una mica menys a l'estaca 15). Aquest fet serà de gran importància alhora de justificar l'estructura global de la Glacera Johnsons (veure punt 8.2.2).

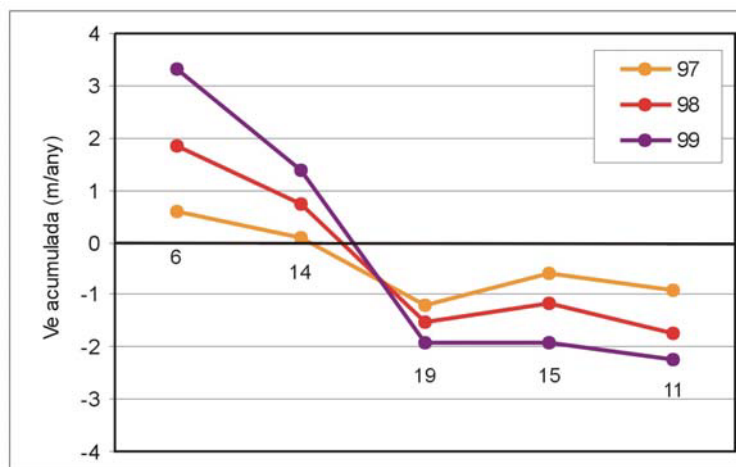


Figura 7.10 Velocitat d'emergència acumulada al llarg d'un perfil transversal que conté les estakes 6, 14, 19, 15 i 11 pel període 97-99 (les dades corresponents als anys 95 i 96 no són completes i no permeten fer-ne aquesta representació). Aquesta configuració equival a representar la posició de les estakes en un pla vertical pels anys considerats.

Variació temporal

Com hem vist anteriorment al perfil Dorotea, la velocitat horitzontal al llarg dels anys s'accelera a un ritme superior al que correspondria segons la distribució longitudinal (Figura 7.5). A la Figura 7.11 es mostra l'acceleració que representen les línies vermelles a la Figura 7.5 i s'observa que aquesta acceleració augmenta aigües avall des de l'estaca 1 a la 7 i que és constant per cada estaca. La conseqüència immediata

d'aquesta acceleració és que la distribució longitudinal de la velocitat horitzontal també va canviant amb el temps, tal com veiem a la corba blava que la defineix a la Figura 7.5, que té pendents més elevats any rera any.

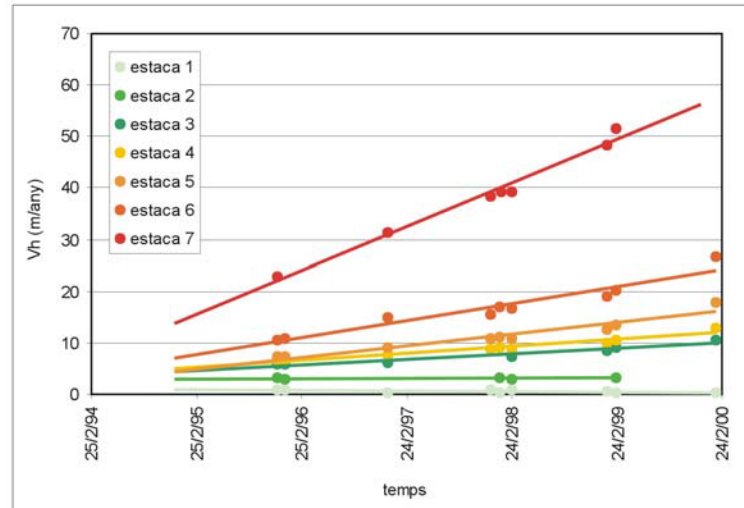


Figura 7.11 Variació temporal de la velocitat horitzontal per les estakes del perfil Dorotea.

La Figura 7.12 presenta l'acceleració de cadascuna de les estakes a partir de representar el pendent de línies com les de la Figura 7.6. S'observa que l'acceleració augmenta aprop del front glacial i que les acceleracions del perfil Dorotea són superiors que les del perfil Johnsons. Les estakes 2 i 10 són les que menys s'acceleren i el perfil 19-20 és el que més ho fa, amb valors de 11 m/any^2 a l'estaca 20. També s'observa que l'acceleració de l'estaca 3, és lleugerament superior del que li correspondria segons la tendència del perfil Dorotea.

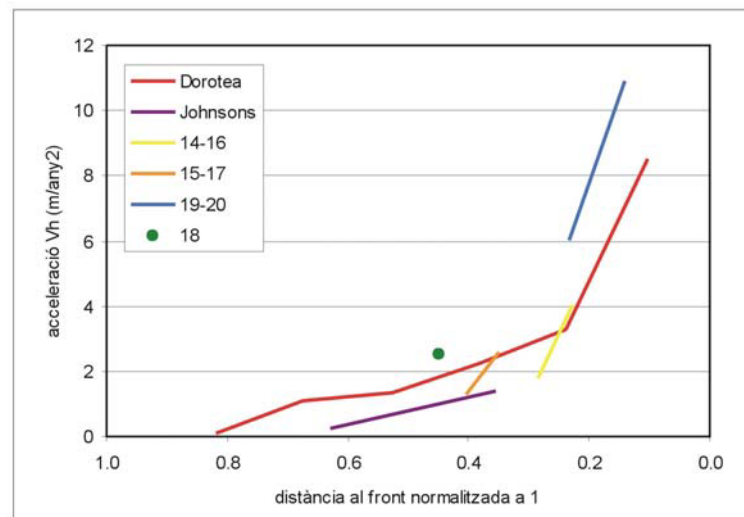


Figura 7.12 Acceleració mitjana de la velocitat horitzontal de les estakes per tots els anys de mesures. Les estakes 1 i 9 no hi estan representades perquè la seva acceleració no és significativa degut a la seva baixa velocitat.

Transversalment, la Figura 7.6 apunta a una major acceleració cap al centre del canal, a l'estaca 19, que provoca un augment del gradient transversal de la velocitat horitzontal. Aquí també s'observa que l'acceleració del perfil Dorotea és més gran que la que experimenta el perfil Johnsons.

La variació temporal de la velocitat d'emergència presenta sentits oposats entre les estaques de la part alta de la glacera i les estaques properes al front. A la Figura 7.13 s'observa com les velocitats d'emergència esdevenen més negatives amb el temps a les estaques 2 ($-0,15 \text{ m/any}^2$), 3, 4 i 15, quasi no varien a les estaques 3, 5, 10, 18 i 19 i clarament augmenten a les estaques 6, 11, 14, 16, 17 i 20 (1 m/any^2).

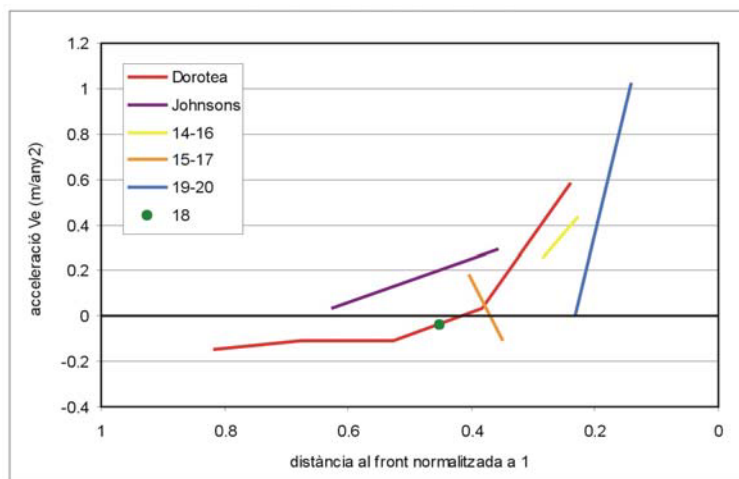


Figura 7.13 Acceleració mitjana de la velocitat d'emergència de totes les estaques per tots els anys de mesura. Les estaques 1 i 9 no hi estan representades perquè la seva acceleració no és significativa degut a la seva baixa velocitat.

Al perfil transversal constituït per les estaques 6, 14, 19, 15 i 11, (Figura 7.10) les dades anuals de velocitats d'emergència presenten poca evolució temporal. L'observació en detall de les dades (Figura 7.3) permet detectar un lleuger increment cap a velocitats d'emergència més positives a les estaques 14 i 6, amb valors que canvien des de -2 a $1,5 \text{ m/any}$ amb 5 anys, mentre que a la resta d'estaques, les velocitats d'emergència es mantenen entre 0 i -1 m/any .

6.2.3 Determinació de les taxes de deformació

Les diferències espacials de velocitat són el reflex d'una deformació del gel a escala de tota la glacera. La manera d'analitzar el caràcter d'aquestes deformacions, amb intensitat i orientació, consisteix en establir malles geomètriques amb vèrtexs a les estaques, i, durant anys successius, avaluar-ne la seva deformació.

El resultat obtingut per cada any representarà un increment de la deformació que s'afegeix a l'experimentada des de l'inici del procés, de manera que es diferencien els termes **taxa de deformació** (*strain-rate, incremental strain, infinitesimal strain...*), corresponent a l'increment, de la **deformació acumulada** (*cumulative strain, total strain, finite strain...*), que és l'experimentada des de l'origen. La diferència conceptual entre aquests dos termes té implicacions molt importants en la interpretació de les

estructures glacial (veure capítol 7), ja que, igual que les estructures en roca, l'orientació i naturalesa d'aquestes és el resultat de tota la història deformativa, que ve representada per la deformació acumulada i no per la taxa de deformació, que sols té en compte un període temporal que pot no correspondre al període durant el qual s'ha desenvolupat l'estructura. Tot i això, hi ha força treballs antics que intenten establir relacions entre les estructures i les taxes de deformació sense obtenir gaire èxit (Meier, 1960; Hambrey i Milnes, 1977; Hambrey i Müller, 1978), fins que Hambrey *et al.* (1980) i Hudleston i Hooke (1980) aclareixen el sentit dels dos termes i les seves implicacions.

Els mètodes per obtenir les taxes de deformació són els descrits per Nye (1959) i Meier (1960), en el primer cas, considerant una xarxa de 5 estagues i en el segon, utilitzant malles triangulars. En ambdós casos, l'obtenció dels paràmetres que expressen la deformació es realitza mitjançant el Cercle de Mohr, segons els procediments descrits per Ramsay (1967, pg. 80) i Ragan (1973, pg. 47). Per altra banda, les deformacions acumulades s'obtenen segons el mètode descrit per Milnes i Hambrey (1976), en superfície i per Hudleston i Hooke (1980) en profunditat.

En ambdós casos, es pot treballar bidimensionalment, i llavors solament es consideren les velocitats horitzontals i els resultats s'expressen amb les el·lipses de deformació (la velocitat és independent de la profunditat), o tridimensionalment, i llavors hi intervenen els desplaçaments en la component vertical i els resultats s'expressen amb els el·lipsoides de deformació.

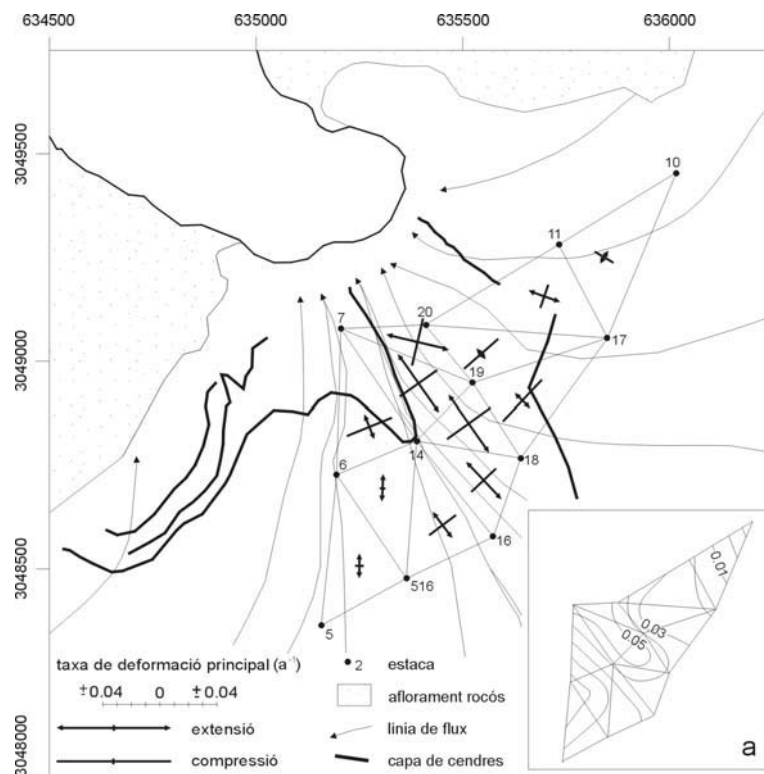


Figura 7.14 Triangles amb vèrtexs a les estagues establerts pel càlcul de les taxes de deformació principals. El punt 516 ha estat afegit per disminuir la mida de la malla. Representació dels eixos de deformació principals per l'any 1995 (valors a la 7.15). (a) Mapa de la cisalla resultant. Modificada de Ximenis *et al.* (2000).

L'obtenció de la deformació acumulada comporta l'extrapolació en el temps de les velocitats presents a la superfície d'una glacera, la qual cosa és vàlida si la glacera està en equilibri i aquestes velocitats s'han mantingut al llarg del temps que intervé en l'extrapolació (Hudleston i Hooke, 1980). Per aquest motiu, en condicions de variacions temporals molt accentuades el mètode no és aplicable i no hi ha manera d'obtenir les deformacions acumulades. I aquest és el cas de la Glacera Johnsons, on, a més de la important variació temporal de les velocitats, la geometria irregular de la glacera dificulta encara més el procés d'obtenció de les deformacions acumulades segons el mètode de Milnes i Hambrey (1976). Com alternativa, hem determinat les taxes de deformació, que, si bé no ens permetran justificar l'orientació de les estructures, ens informaran de l'estat actual de la deformació. S'han determinat mitjançant l'anàlisi de la deformació d'una malla triangular definida per les estaques de moviment (veure punt 3.2.1.2), el desplaçament de les quals s'ha avaluat segons es descriu al capítol 3. L'aplicació d'aquest mètode comporta assumir que la deformació a l'interior de cadascun dels triangles és homogènia.

L'àrea estudiada es limita a la part baixa de la zona d'ablació i inclou els triangles que mostra la Figura 7.14, que hem classificat en **triangles del costat Sofia**, **triangles centrals** o **triangles del costat Johnsons** segons la seva posició de sud-oest a nord-est, respectivament (Figura 7.15). Les coordenades X, Y d'aquestes estaques s'han ajustat a períodes d'un any exacte, de manera que la deformació obtinguda per cada triangle correspondrà a la total experimentada durant un any. La Figura 7.15 presenta els valors de taxa de deformació anual per l'any 1995 expressats amb les taxes d'elongació quadràtiques en la seva versió logarítmica, i les seves orientacions, juntament amb les taxes de deformació per cisalla, tot plegat obtingut mitjançant la construcció del Cercle de Mohr (Ragan 1973, p. 47).

	Taxa de deformació logarítmica (a^{-1})		Orientació de l'eix d'extensió (Nutm)	Taxa de deformació de cisalla	Canvi d'àrea (%)
	\dot{E}_1	\dot{E}_2			
Extrem Sofia					
5.6.516	0.022	-0.014	180	0.018	0.854
516.14.16	0.021	-0.033	323	0.027	-1.157
516.6.14	0.020	-0.005	182	0.012	1.447
6.7.14	0.015	-0.048	158	0.031	-3.201
Centre					
14.16.18	0.041	-0.033	137	0.037	0.727
14.18.19	0.058	-0.052	145	0.055	0.569
7.14.19	0.059	-0.045	145	0.052	1.426
7.19.20	0.052	-0.047	103	0.050	0.463
Extrem Johnsons					
17.18.19	0.010	-0.056	133	0.033	-4.481
17.19.20	0.003	-0.045	139	0.024	-4.075
11.17.20	0.025	-0.024	109	0.025	0.133
10.11.17	0.004	-0.021	210	0.012	-1.736

Figura 7.15 Taxes de deformació segons els desplaçaments de l'any 1995.

La Figura 7.14 mostra la representació dels valors per l'any 1995 amb els eixos principals de la deformació i la cisalla dins de cada triangle. Les principals conclusions que es deriven de la seva observació són:

La majoria denoten un flux extensiu, amb els eixos d'extensió subparal·lels a les línies de flux representades a la Figura 2.11.

L'orientació de l'eix d'extensió gira progressivament aigües avall, convergint al voltant de 135° al centre del canal. S'observa que aquesta rotació és molt més pronunciada als triangles de l'extrem Johnsons que als centrals i de l'extrem Sofia, on la deformació aigües avall es manté aproximadament coaxial.

Les taxes de deformació esdevenen més grans aigües avall i cap al centre del canal. Als triangles centrals, les deformacions són màximes i ambdós eixos presenten una intensitat semblant, tot i que l'extensió és lleugerament major que la compressió (màxim de 0.059 a^{-1} per l'extensió del triangle 7.14.19). Als extrems, en canvi, l'eix de compressió és clarament major als triangles 17.19.20 i 17.18.19 del costat Johnsons i 6.7.14 del costat Sofia (màxim de 0.56 a^{-1} per la compressió del triangle 17.18.19).

Les taxes de deformació de cisalla obtingudes a partir de les taxes de deformació principals es mostren a la Figura 7.14(a). Els valors màxims, que s'obtenen al centre del canal, arriben a 0.05 a^{-1} .

La disminució d'àrea dels triangles és màxima als tres triangles que experimenten més compressió, de manera que, en general, els triangles dels extrems experimenten disminució mentre que els triangles centrals, mostren un augment.

La variació temporal d'aquests resultats al llarg del període comprès per aquest estudi (dades no representades a les figures), indica una tendència creixent de tots els valors lligada a l'augment de la velocitat horitzontal que hem detectat.

6.2.4 Discussió

Règim de flux extensiu

Les velocitats horitzontals de la Glacera Johnsons augmenten aigües avall a tots els perfils d'estaques, la qual cosa queda ben reflectida amb les taxes de deformació longitudinal, que són extensions sub-paral·leles al flux. Aquesta característica indica clarament que el règim de flux de la Glacera Johnsons és extensiu, almenys, al sector que cobreixen les estaques. Aquest fet es relaciona amb la configuració de línies de flux que hem definit al punt 2.2.4, segons la qual, gran part de la massa de la Glacera Johnsons (on hi ha ubicades totes les estaques), desemboca al sector del front amb *calving*, fenomen que promou un règim de flux extensiu. Del flux a les zones on les línies de flux acaben en roca, no tenim estaques instal·lades que ens puguin indicar sobre el seu règim de flux.

Caracterització de la confluència

La convergència de les línies de flux segueix molt fidelment la direcció del desplaçament de les estagues. Transversalment però, la confluència no és homogènia ja que l'espaiat entre línies de flux que delimiten conques amb un volum de gel aproximadament igual no es manté aigües avall (veure Figura 2.11). Es tracta, aleshores, d'esbrinar què hi diuen les velocitats i les taxes de deformació en relació a aquestes diferències transversals del grau de confluència.

Segons els models elaborats per Gudmundsson (1997; 1999), les zones de confluència perfectament simètriques, és a dir, entre dues glaceres tributàries d'iguals dimensions i velocitat, o fins i tot entre masses de gel que convergeixen amb un angle molt proper a zero, es caracteritzen per presentar velocitats longitudinals elevades, una distribució molt complexa de les velocitats d'emergència (negatives al contacte i positives a la perifèria), i una deformació on l'eix d'extensió és paral·lel a la línia de confluència i de menor intensitat que l'eix de compressió. Alguns resultats d'aquest capítol ens permeten fer les següents observacions en relació a la caracterització de les zones de confluència establerta per aquest autor:

En el conjunt de tota la glacera, la línia de flux corresponent a les estagues 19 i 20 presenta la major velocitat horitzontal. La velocitat d'emergència de l'estaca 19 és negativa i no evoluciona temporalment, a diferència del que succeeix més al sud-oest on la velocitat d'emergència presenta valors positius. Segons aquestes observacions, la zona propera al perfil 19-20 és una zona de confluència important.

Els triangles del costat Johnsons adjacents al perfil 19-20 (triangles 17.18.19 i 17.19.20) mostren una compressió molt més elevada que l'extensió, orientada sub-perpendicularment al flux. A l'altra costat del perfil 19-20, els triangles centrals presenten una extensió molt més marcada i major que la compressió. Aquesta asimetria indica diferències en la reacció que experimenta cada unitat de flux envers la confluència.

S'observa que els perfils d'estagues més propers als marges, sobretot el perfil Johnsons, experimenten una rotació molt elevada que, aigües avall, disminueix fins que el desplaçament de totes les estagues es paral·lelitzava. Els eixos d'extensió de la deformació també reproduïen aquesta rotació tan accentuada dels triangles del costat Johnsons.

Els eixos de deformació mostren que, a més de la compressió que experimenten els triangles del costat Johnsons adjacents al perfil 19-20, el triangle 6.7.14, situat al costat Dorotea, també experimenta una forta compressió sub-perpendicular al flux.

Aquestes observacions permeten afirmar que, si bé al voltant del perfil d'estagues 19-20 s'hi produeix una confluència important, a banda i banda d'aquest, la dinàmica del flux és diferent. La interpretació que en fem és en el sentit de considerar que la Unitat de Flux del Johnsons "xoca", aprop del perfil 19-20, contra la Unitat de Flux Central, que no es veuria afectada de la mateixa manera per la confluència, generant una forta compressió en el primer dels fluxos, mentre que el segon presenta l'elevada extensió habitual del centre d'un

canal. Creiem que el fet que provoca aquestes diferències de comportament és la rotació diferencial entre unitats de flux, que genera que la component longitudinal de la velocitat dels fluxos que s'afegeixen lateralment, sigui menor i no tingui capacitat de desplaçar el flux central. Per altra banda, Gudmundsson (1999) afirma que el gel de les zones de més confluència es comporta més rígidament del que és habitual, la qual cosa explica que, mentre la Unitat de Flux Johnsons es veu forçada a desviar-se i enfonsar-se, el gel de la Unitat de Flux Central segueix el seu camí sense veure'n afectada la seva velocitat.

D'una manera semblant, el triangle 6.7.14 de la Unitat de Flux Sofia mostra una compressió en una posició simètrica a la dels triangles de la Unitat de Flux Johnsons anomenats al paràgraf anterior, en el sentit que tots ells limiten amb la Unitat de Flux Central. No obstant, en aquest cas no s'han observat velocitats característiques de zona de confluència al llarg del que seria el contacte entre unitats de flux, ja que la disposició transversal al flux dels costats dels triangles no afavoreix la comparació de velocitats al llarg de cap perfil d'estaques.

Aquestes característiques fan pensar que la configuració dinàmica de la Unitat de Flux Sofia és simètrica a la descrita anteriorment pel costat Johnsons, i, per tant, la velocitat a la Glacera Johnsons també reflecteix la simetria que caracteritza la glacera des del punt de vista del grau de confluència (veure punt 2.2.4), amb un sector central (Unitat de Flux Central) amb predomini de l'extensió longitudinal i uns sectors laterals (unitats de flux Sofia i Johnsons) on el gel experimenta una forta compressió transversal. Cal tenir en compte que, a tot el raonament anterior, els contactes que determinem estan condicionats per la posició de les estaques i que per tant, no són límits exactes sinó que, lateralment, tenen una situació aproximada entre perfils d'estaques. Segons això, la confluència entre la Unitat de Flux Johnsons i la Unitat de Flux Central, es produiria en algun lloc entre els perfils 19-20 i 16-14, mentre que a l'altre costat, la confluència seria propera al perfil 14-16.

En relació a les diferències de velocitat entre unitats de flux, hem observat que, transversalment, les velocitats són màximes al perfil d'estaques 19-20. Tenint en compte que hem situat una zona de confluència entre aquest perfil i el perfil 16-14, totalment dins de la Unitat de Flux Central, pensem que és entre aquests dos perfils d'estaques on s'obtenen les velocitats més elevades. En aquest sector del front és on la batimetria de la Caleta Johnsons és més profunda (veure Figura 2.10) la qual cosa és coherent amb el desenvolupament de velocitats màximes del gel (Benn i Evans, 1998 pg. 123). Les diferències entre les velocitats de les unitats de flux Johnsons i Sofia no són fàcils de determinar donada la configuració de la xarxa d'estaques en relació als límits de les unitats de flux, ja que els perfils d'estaques Johnsons i Dorotea no representen la mateixa posició dins de les respectives unitats de flux. El perfil Johnsons transcorre molt proper al marge amb el Pic Johnsons i, per tant, tota la resta d'unitat de flux queda coberta amb els perfils 15-17 i 19-20 que representen posicions més properes a la zona de confluència. En canvi, el perfil Dorotea és molt proper a la zona de confluència i tota la part oest de la Unitat de Flux Sofia no queda coberta per les estaques. No obstant, hi ha algunes consideracions relacionades amb la velocitat que poden ser d'ajuda alhora de caracteritzar aquest aspecte:

La línia de flux 15-17 sempre presenta una velocitat horitzontal major que la línia de flux 14-16, tot i que tal com indiquem al paràgraf anterior, és més distant a la zona de confluència central.

S'observen diferències entre els canvis temporals que experimenten les velocitats dels perfils Dorotea i Johnsons, marcades pel major augment de la velocitat horitzontal del perfil Dorotea en relació al que experimenta el perfil Johnsons. La velocitat d'emergència també presenta diferències transversals importants en la seva evolució temporal, ja que mentre cap al Johnsons es manté aproximadament estable al llarg dels anys, cap al Sofia experimenta una variació important segons la qual les velocitats d'emergència es fan cada cop més positives. Això provoca que els resultats pels anys 97, 98 i 99 presentin una clara tendència ascendent des del nord-est cap al sud-oest.

El fet que el perfil d'estaques Johnsons sigui més proper al marge que el perfil Dorotea, provoca que el gruix de gel hi sigui inferior (veure Figura 2.10, perfils sísmics L3 i L4), de manera que experimenta més fregament amb el substrat i menys lliscament basal, i la deformació interna hi és menor. Aquest raonament justifica que no observem diferències de velocitat apreciables entre aquests dos perfils tot i que puguin ser-hi.

La geometria del front glacial, segons es descriu al punt 2.2.2, presenta una relació molt directa amb les unitats de flux definides al punt 2.2.4. Partint de considerar que la part del front que més ha retrocedit correspon al sector on el fenomen de *calving* és més actiu (veure punt 4.3.1) i per tant, on desemboquen les unitats de flux que presenten una velocitat major, la Unitat de Flux Central i la Unitat de Flux Johnsons, presentarien velocitats més elevades que la Unitat de Flux Dorotea.

Tot plegat assenyala que, malgrat les mesures de velocitat no són suficients per mostrar diferències significatives entre unitats de flux, la informació que aporten algunes observacions de camp és coherent amb concloure que les unitats de flux Central i Johnsons presenten una velocitat major que la Unitat de Flux Sofia.

Variació espacial de la variació temporal

Els resultats mostren clarament que es produeix una acceleració de la velocitat a tota la glacera. La distribució espacial d'aquesta variació temporal, ens permet fer les següents observacions:

Les velocitats horitzontals del perfil Dorotea mostren que, longitudinalment, la variació temporal augmenta aigües avall, i s'observa com per tota la glacera, les estaques 2 i 10 són les que menys varien. La variació temporal per cada estaca és constant amb el temps. Transversalment, el perfil 19-20 és el que experimenta un augment major, la qual cosa suposa un augment del gradient transversal de la velocitat horitzontal amb el temps. La variació al perfil Dorotea és major que la variació al perfil Johnsons.

L'evolució temporal de la velocitat d'emergència mostra que esdevé més negativa amb el temps a les estaques 2, 3, 4 i 15 i que clarament esdevé més positiva a les estaques 1, 6, 11, 14, 16, 17 i 20.

Aquesta distribució correspon a la part alta i part baixa de la glacera, respectivament, amb l'excepció de l'estaca 15, que creiem que respon a una anomalia local. Transversalment, les velocitats d'emergència mostren una important variació temporal des del perfil 19-20 cap al perfil Dorotea, esdevenint més positives amb el temps, mentre que al sector nord-est aquesta tendència és molt menys apreciable.

Anomalia propera a l'estaca 3

L'estaca 3 sempre presenta anomalies en relació a la tendència marcada per la resta de les estaques del perfil Dorotea. Les més importants són:

La velocitat horitzontal hi és superior i la velocitat d'emergència més positiva.

La variació temporal de la velocitat horitzontal és major.

Totes aquestes anomalies indiquen que l'estaca 3 presenta un comportament característic d'estaques situades més aigües avall. Creiem que aquest fenomen està relacionat amb la irregularitat que presenta el substrat en aquest sector (veure punt 2.2.3) que també s'observa a la topografia de la glacera (veure punt 2.2.2), segons la qual, aigües amunt de l'estaca 3, el relleu del substrat defineix una petita cubeta o disminució de pendent, que es recupera just sota d'aquesta estaca on es gruix del gel és menor, de manera que el gel en aquest sector sobreix i s'accelera igual que passa a les cascades de gel (veure punt 2.2.1) (Paterson, 1994 pg. 254).

Divisòries d'aigües

La direcció dels moviments de l'estaca 1 ens permet dir que aquesta estaca no pertany conca glacial de la Glacera Johnsons. L'estaca 9, en canvi, no defineix cap direcció preferent i considerem que està sobre la divisòria d'aigües. La informació que aporta la topografia del substrat permet verificar la hipòtesis feta a l'estaca 1, ja que s'observa que el punt més alt del substrat corresponent al perfil Dorotea està situat aigües avall de l'estaca 1 segons la línia de flux que hem establert, de manera que, sota l'estaca 1, el pendent del substrat s'inclina en sentit contrari, cap a la Glacera Hurd (aquest resultat no és observable amb detall a la Figura 2.10 on es presenta la topografia del substrat). En el cas de l'estaca 9, la poca qualitat dels resultats de la topografia del substrat en aquest sector no permeten fer-ne l'observació.

Consideracions sobre la metodologia utilitzada

La distribució de les estaques alhora d'avaluar les velocitats de la Glacera Johnsons ha permès obtenir-ne la seva variació longitudinal i transversal. Malgrat tot, hi ha alguns aspectes inherents a aquesta distribució que en dificulten la seva interpretació. A continuació anomenem quins són i fem una proposta per obtenir una millor qualitat de les observacions:

Els perfils Dorotea i Johnsons són els que permeten reproduir la variació longitudinal, però entremig d'aquests, els perfils centrals sols cobreixen la part baixa de la glacera de manera que no obtenim una

informació contínua de la variació transversal de la velocitat. Seria convenient per tant, allargar aquests perfils fins la seva divisòria d'aigües.

La variació transversal de la velocitat de la Glacera Johnsons fa de molt mal estudiar degut a la poca regularitat de la geometria de la glacera, ja que ni pendents, ni longituds de línia de flux, ni cota de les divisòries d'aigua, coincideixen transversalment. Per tant, alhora de distribuir les estaques longitudinalment, seria bo fer-ho tenint en compte la seva cota, de manera que, almenys una de les variables permetés establir-ne la comparació transversal.

Donades les petites dimensions de la Glacera Johnsons i la seva complicació estructural, les variacions espacials de la velocitat es produeixen a molt petita escala, de manera que, puntualment, el recobriment d'estaques que considerem en aquest estudi no és suficient per entendre l'origen d'anomalies. Un cop arribat aquest estadi en què es coneix la distribució de les velocitats en superfície i les seves irregularitats, seria interessant instal·lar, puntualment, xarxes d'estaques amb espaiats menors dels que ja es disposa per tal de caracteritzar amb detall aquestes irregularitats. En concret, seria interessant analitzar les oscil·lacions de velocitat entre les estaques 1 i 4, i les del voltant de l'estaca 15.

L'estudi de les deformacions mitjançant les malles triangulars d'estaques milloren la seva qualitat quan els triangles són equilàters. Donada la important convergència de flux de la glacera de Johnsons, aconseguir aquest objectiu no és senzill, sobretot perquè amb el temps, els triangles s'aniran allargant i fent cada vegada més estrets. Tot i això, una bona distribució inicial de les estaques en aquest sentit milloraria els resultats. Per altra banda, i en relació a les irregularitats puntuals de la velocitat que comentàvem al punt anterior, seria important establir triangles més petits, per fer que l'assumpció de deformació homogènia a l'interior de cada triangle fos el més certa possible.

6.3 Conclusions

Les principals conclusions d'aquest capítol són:

La Glacera Johnsons presenta un règim de flux extensiu a l'àrea coberta per les estaques, que comprèn les línies de flux que desemboquen a la part del front en forma de penya-segat.

La direcció del desplaçament de les estaques segueix la confluència de les línies de flux. S'observa com aigües avall, les estaques experimenten girs menors i el flux es paral·lelitzava al voltant de la direcció 135°.

Les diferències transversals del grau de confluència de les línies de flux van acompanyades d'una distribució transversal de les velocitats i de les taxes de deformació. Segons el valor d'aquests paràmetres la glacera queda dividida en tres sectors:

Un sector central, que comprèn la Unitat de Flux Central, caracteritzat per un predomini de l'extensió longitudinal i valors màxims de deformació i cisalla.

Dos sectors laterals, que a banda i banda comprenen les unitats de flux Johnsons i Sofia. Als contactes amb el sector central s'hi produeix la forta compressió que, segons Gudmundsson (1997; 1999), caracteritza la màxima confluència. El flux a cadascun d'ells presenta les següents característiques:

El contacte entre la Unitat de Flux Central i la Unitat de Flux Johnsons està situat aproximadament entre els perfils 19-20 i 16-14 mentre que el límit entre la Unitat de Flux Central i la Unitat de Flux Sofia és al perfil 16-14.

La confluència entre la Unitat de Flux Central i la Unitat de Flux Johnsons es produeix quan la Unitat de Flux Johnsons xoca contra el flux central, sense que aquesta segona es mostri afectada per la confluència. Al costat Sofia, en canvi, la confluència és molt menys important. Creiem que aquesta asimetria és deguda a l'elevat angle entre les unitats de flux Johnsons i Central, molt menor en el cas de la Unitat de Flux Sofia.

Tot i que la distribució de les estagues no permet observar diferències de velocitat en aquest sentit, hi ha alguns indicis que fan pensar amb una velocitat major de les unitats de flux Johnsons i Central que la Unitat de Flux Sofia (inflexió que experimenta el front).

La velocitat d'emergència és negativa fins l'estaca 5, on s'anul·la per esdevenir positiva aigües avall.

La velocitat de l'estaca 3 presenta característiques pròpies d'estagues situades més aigües avall (major velocitat horitzontal, velocitat d'emergència més positiva, major acceleració...). Aquest fenomen el relacionem amb una cubeta que defineix el substrat aigües amunt de l'estaca 3, que provoca aquest tipus d'anomalies en el flux (Paterson, 1994 pg. 254).

L'estaca 1 es desplaça cap a una conca glacial diferent que la de la Glacera Johnsons i per tant està situada més enllà de la divisòria d'aigües. La topografia del substrat mostra que hi ha un relleu del substrat aigües avall d'aquest. L'estaca 9, també situada a l'extrem d'una línia de flux, quasi no es mou, la qual cosa la situa sobre la divisòria d'aigües.

Totes les estagues presenten majors velocitats horitzontals amb els anys, és a dir, estan accelerades. Aquesta acceleració, que és constant per cada estaca, és major que la variació longitudinal i augmenta aigües avall des de l'estaca 1 a la 7. Transversalment, el perfil 19-20 és el que més s'accelera.

La variació temporal de la velocitat d'emergència presenta sentits oposats entre les estagues de la part alta de la glacera i les estagues properes al front. Transversalment, presenta una important asimetria, accelerant al cap al Sofia i mantenint-se constant cap al Johnsons.

Tot i que la distribució de les estagues ens ha permès obtenir tots aquests resultats, es podria millorar la seva qualitat i detall instal·lant una xarxa d'estagues més àmplia i regular.

7 ESTRUCTURES DE DEFORMACIÓ A LA GLACERA JOHNSONS

L'estudi de les estructures de deformació de les glaceres té un doble interès:

En primer lloc, el cicle del gel glacial té un paral·lelisme important amb el d'una roca metamòrfica que ha estat fortament deformada a temperatures properes al punt de fusió: es tracta d'un sediment subaeri que es diposità en algun moment del passat, que va ser enterrat i va experimentar diagènesi, potser fins arribar a un metamorfisme regional d'alt grau (fusió i cristallització), fractura i flux, i que posteriorment, ha emergit cap a la superfície per efecte de l'ablació. L'avantatge que suposa el cicle del gel enfront el d'una roca, és que el flux glacial es manifesta en una varietat d'estructures que generalment reflecteixen la deformació a escales de temps de desenes d'anys per glaceres de vall temperades fins milers d'anys pels inlandsis polars (Paterson, 1994), i que, en el cas d'una glacera alpina, això representa un temps uns sis ordres de magnitud menor que el dels sediments mesozoics que afloren per l'efecte d'una orogènia (Hambrey i Milnes, 1977). Aquest fet justifica l'interès de les glaceres com laboratoris de deformació a gran escala.

En segon lloc, una de les dificultats en la interpretació de la seqüència del desenvolupament d'estructures en roques és que cada estadi anul·la el producte final de l'estadi anterior i és difícil ordenar els esdeveniments. A les glaceres, en canvi, és possible trobar el registre de la sèrie completa d'estructures de deformació coexistent a diferents parts de la glacera (Lawson *et al.*, 1994). Aquest fet, juntament amb que l'escala temporal en la que es produeixen les deformacions permet quantificar fàcilment les taxes de deformació en superfície, ajuda a establir les història deformativa que experimenta el gel.

Al llarg de la primera meitat del segle XX, s'avança per confeccionar les lleis de flux del gel (veure punt 5.1.2), i és a partir de llavors que es desenvolupen molt els estudis de deformació de les glaceres. Malgrat les facilitats que ofereix l'estudi de la deformació a les glaceres enfront la deformació de roques, s'han realitzat pocs treballs comparatius, alguns a glaceres normals (Hudleston, 1977; Hambrey i Milnes, 1977; Hudleston, 1992) i altres a glaceres en *surge* (veure punt 6.1.1.2), especialment interessants en relació al desenvolupament de falles inverses (Sharp *et al.*, 1988). Alguns dels estudis estructurals més representatius sobre glaceres temperades de vall han estat desenvolupats per Meier (1960), Allen *et al.* (1960) i Hambrey *et al.* (1980), mentre que per glaceres fredes és important la feina feta per Hambrey i Müller (1978) i Hudleston i Hooke (1980), entre molts altres. La majoria relacionen les estructures glaciàlies amb les taxes de deformació mesurades (Allen *et al.*, 1960; Meier, 1960), i pocs han aplicat els conceptes de deformació infinitesimal i acumulada a les glaceres. Quan s'ha fet, encara sols a glaceres i petits casquets, ha representat un avenç important en relació a la comprensió del funcionament de la foliació, plects, esquerdes i altres falles (Hudleston, 1976; Hambrey, 1977; Hambrey i Milnes, 1977; Hooke i Hudleston, 1978; Lawson *et al.*, 1994).

En aquest capítol es descriuen les estructures de deformació observables a la superfície de la Glacera Johnsons i s'interpreten en relació a les estructures documentades per la bibliografia. L'anàlisi del seu significat estructural dins del conjunt de la glacera correspon al punt 8.2.

7.1 Estructures de deformació a la Glacera Johnsons

La Glacera de Johnsons presenta les següents característiques en relació a la presència d'estructures de deformació:

És **petita**, la qual cosa implica que les àrees sotmeses a un mateix estat d'esforços són reduïdes i, per tant, les estructures característiques no hi estaran àmpliament representades.

La geometria del canal condiona una important **confluència**, de manera que les estructures de deformació es desenvoluparan en relació a aquesta característica.

És **temperada**, i, segons la Llei de Glen (veure punt 5.1.2) la taxa de deformació serà major que la que presentaria una glacera freda d'igual dimensions, velocitat i esforços. Aquesta diferència es tradueix en una major presència d'algunes estructures de deformació (Hambrey i Müller, 1978).

Conté capes de **cendres** interestratificades que constitueixen excel·lents marcadors de la deformació de l'estratificació. Aquest fet té un interès excepcional perquè posa de manifest estructures poc documentades per la bibliografia degut a la dificultat d'identificar-les solament per diferències entre textures del gel. La presència de cendres a la zona d'ablació també representa un factor decisiu per la formació d'estructures externes (veure punt 7.1.4).

7.1.1 Mètodes d'estudi: la cendra com marcador

Les capes de cendres constitueixen un excel·lent marcador de l'estructura interna i de l'estratigrafia del gel, i, un cop datades, informen de l'edat del gel i del balanç de massa (Knox, 1993).

Les glaceres lliures de neu i els penya-segats de l'Illa Livingston mostren capes de cendres interestratificades al gel glacial (Calvet *et al.*, 1993). El mostreig de les cendres realitzat a diversos punts de l'illa amb l'objectiu d'establir l'estratigrafia de les cendres, juntament amb la correlació geoquímica amb els dipòsits volcànics de l'Illa Decepción, ha resultat en la identificació de tres grups principals de cendres, corresponents a l'erupció volcànica de 1970, una erupció anterior al 1829 i unes anteriors no datades (Pallàs *et al.*, 2001). La sèrie estratigràfica de les cendres presents a l'Illa Livingston queda resumida a la Figura 7.1.

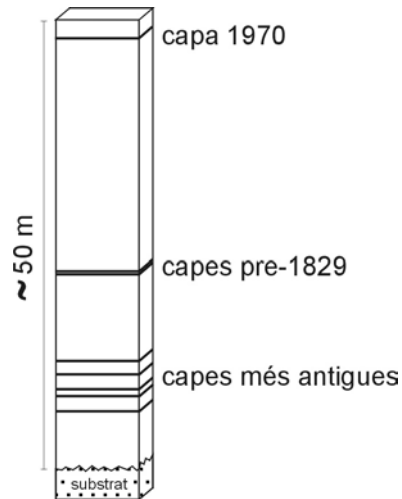


Figura 7.1 Columna estratigràfica dels nivells de cendres presents a l'Illa Livingston.

El grup superior està constituït per una capa prima, d'entre pocs mil·límetres i 2 cm i és de granulometria fina, amb un mida de gra predominant de 0.25 mm. Correspon a l'erupció volcànica del 1970 a l'Illa Decepción, que va cobrir la part est de l'Illa Livingston (Baker i McReath, 1971; Pallàs *et al.*, 2001). Les anàlisis radioactives de testimonis de sondeigs que contenen aquesta capa confirmen aquesta edat (Furdada *et al.*, 1999, veure punt 4.3.3). Al llarg d'aquest treball, farem referència a aquesta capa com la **capa 1970**.

El grup intermig correspon a un parell de capes de 0,5 cm de gruix, amb mides de gra de 0.125 mm. Provenen d'erupcions de l'Illa Decepción que tingueren lloc abans del 1829 (Pallàs *et al.*, 2001). Al llarg d'aquest treball, farem referència a aquest conjunt de capes com les **capes pre-1829**.

El grup inferior està format per almenys cinc capes de gruixos entre 1 i 1.5 cm, separades per 80-100 cm de gel i amb mides de gra molt variables entre els 2 i els 0.125 mm. La seva edat no ha estat determinada (Pallàs *et al.*, 2001). Al llarg d'aquest treball, farem referència a aquest conjunt de capes amb el nom de **capes més antigues**.

Aquest patró és identificable a tots els punts de l'illa, amb algunes alteracions ben conegudes (Pallàs *et al.*, 2001), suggerint que la sèrie segueix una distribució homogènia i que constitueix, per tant, una eina útil a l'hora de localitzar la posició aproximada d'una mostra al llarg de la sèrie estratigràfica del gel.

La presència de les cendres permet seguir lateralment l'estratificació sedimentària i obtenir-ne així la seva traça cartogràfica deformada segons el flux. La cartografia de les capes de cendres s'ha obtingut mitjançant topografia clàssica (veure capítol 3) i fotogrametria terrestre (Palà *et al.*, 1999). Les observacions de la seva disposició, juntament amb la geometria de les estructures secundàries estudiades, s'ha realitzat amb l'ajuda d'una brúixola amb clinòmetre. Els azimuts que s'indiquen alhora de descriure les estructures són respecte el nord de la projecció Universal Transversal Mercator.

Establir la distribució espacial de les estructures per tota la superfície de la glacera ha estat una tasca difícil degut a:

El mantell nival, l'extensió de la qual depèn de l'època de l'any i de la meteorologia, que limita l'àrea d'estudi per sota de la línia de neu. A més, degut a que les dates dels períodes de campanya són fixes i com hem vist no coincideixen amb el final del cicle hidrològic (veure punt 4.3.2.1), l'àrea observada no és la màxima possible.

La presència de cendres en superfície escampades aigües avall del punt on afloren les capes que les contenen. L'àrea més afectada comprèn la part baixa del sector sud-oest, sobretot aigües avall d'on aflora la capa superior del grup de capes més antigues. La resta de capes contenen una quantitat de cendres menor i no impossibiliten l'observació d'estructures en superfície.

En conseqüència, la cartografia presentada s'ha de considerar parcial alhora de fer-hi un anàlisi complet de la distribució d'estructures, tot i que creiem que les estructures més importants estan contingudes dins l'àrea observable.

7.1.2 Tipus d'estructures

Dins del conjunt d'estructures que apareixen a les glaceres podem diferenciar-ne dos grups en funció del seu origen (Hambrey, 1994):

Les **estructures primàries** són aquelles que deriven de l'acumulació de neu precipitada o ventada i de l'emmagatzemament d'aigües de fusió. En són exemple l'estratificació sedimentària, amb les seves possibles discordances, els llantions de gel que resulten de la cristallització de cossos d'aigua i les capes de gel sobreimposat. A la Glacera Johnsons s'hi reconeix clarament l'estratificació sedimentària, que apareix marcada per la presència de capes de piroclastes en superfície, i que sovint presenta contactes discordants derivats del procés d'acumulació o de processos erosius a la zona d'acumulació (veure punt 2.1.4.1).

Els processos de deformació derivats dels flux glacial donen lloc a la formació d'**estructures secundàries** com la foliació, els plecs que afecten l'estratificació sedimentària, diferents tipus de fractures (falles inverses i esquerdes), les ogives i les traces d'esquerdes. Sovint aquestes estructures de deformació obliteren totalment les estructures primàries, dificultant l'estudi de les relacions geomètriques entre ambdues generacions d'estructures. Les estructures secundàries reconegudes i estudiades a la Glacera Johnsons són els plecs que afecten l'estratificació sedimentària, la foliació, els plecs de segon ordre, les falles inverses i les esquerdes.

Alhora de descriure les estructures, hem diferenciat les estructures originades a l'interior de la massa de gel sota l'efecte del flux (**estructures internes**) de les formades en superfície per processos d'ablació diferencial (**estructures externes**).

7.1.3 Estructures internes de deformació

7.1.3.1 Plecs

La presència de plecs de mida i orientació variable és freqüent a les glaceres. Plecs d'alguns quilòmetres d'amplitud amb la xarnera vertical han estat observats a glaceres de peudemón (veure punt 2.2.1) en condicions de flux divergent (Sharp 1958) i a la intersecció de glaceres en *surge* (veure punt 6.1.1.2) amb una glacera normal en resposta a fluctuacions de descàrrega (Post, 1966). Els plecs recumbents amb xarneres horitzontals perpendiculars al flux han estat modelitzats i interpretats com el propagament d'irregularitats en la topografia del substrat rocós en un context de canvi del règim de flux (Hamilton i Hayes, 1961; Hudleston, 1976; Sharp *et al.*, 1988 i Chinn, 1989). Els plecs mètrics amb eixos inclinats lleugerament aigües amunt, paral·lels a les línies de flux, han estat relacionats amb la compressió lateral d'una estratificació original a àrees on la secció del canal disminueix (Allen *et al.*, 1960; Ragan, 1969; Hambrey i Müller, 1978; Lawson *et al.*, 1994 i Hambrey *et al.*, 1999). Els plecs que s'estudien a la Glacera Johnsons responen a aquest darrer tipus de plecs però a una escala més gran.

Els plecs de la Glacera Johnsons

A la Glacera Johnsons, les diferents capes de piroclastes incorporades a la seqüència estratigràfica han fluït juntament amb el gel, de manera que quan emergeixen a la zona d'ablació, en superfície i al front glacial, la traça que defineixen és un reflex de la deformació que ha experimentat cadascuna d'elles. Aquestes característiques fan de la Glacera Johnsons un excel·lent exemplar per l'estudi de la deformació interna del gel a gran escala, molt difícil d'observar sense l'existència d'un marcador. A més a més, disposem de dues seccions molt completes de l'estructura, una en superfície i l'altra al front glacial, que permeten determinar-ne la seva geometria tridimensional. A continuació, analitzem l'estructura geomètrica que defineixen les traces de cadascuna d'aquestes capes:

La **capa 1970**, que correspon a la pluja de piroclastes més recent, és la que aflora més amunt topogràficament i la que s'espera que estigui menys deformada. La seva traça sovint està total o parcialment coberta de neu fins ben entrat l'estiu, dificultant-ne el seu estudi. Els trams cartografiats que es presenten a la Figura 7.2, amb color verd, corresponen a la cartografia realitzada el febrer de 1998, quan es va observar en la seva màxima extensió. La projecció estereogràfica dels plans d'estratificació mesurats reflecteix un plec cilíndric que forma un anticlinal lax, amb eix horitzontal de direcció 105°. Els fragments de traça que configuren el flanc sud-oest presenten un cabussament força constant al voltant de 15° cap al sud, mentre que la traça del flanc nord-est va canviant de cabussament aigües avall, des de sub-horitzontal cap al nord-est fins 40° cap al nord. En arribar al front glacial (a partir d'aquí no hi ha informació sobre l'orientació de les capes) la traça de la capa

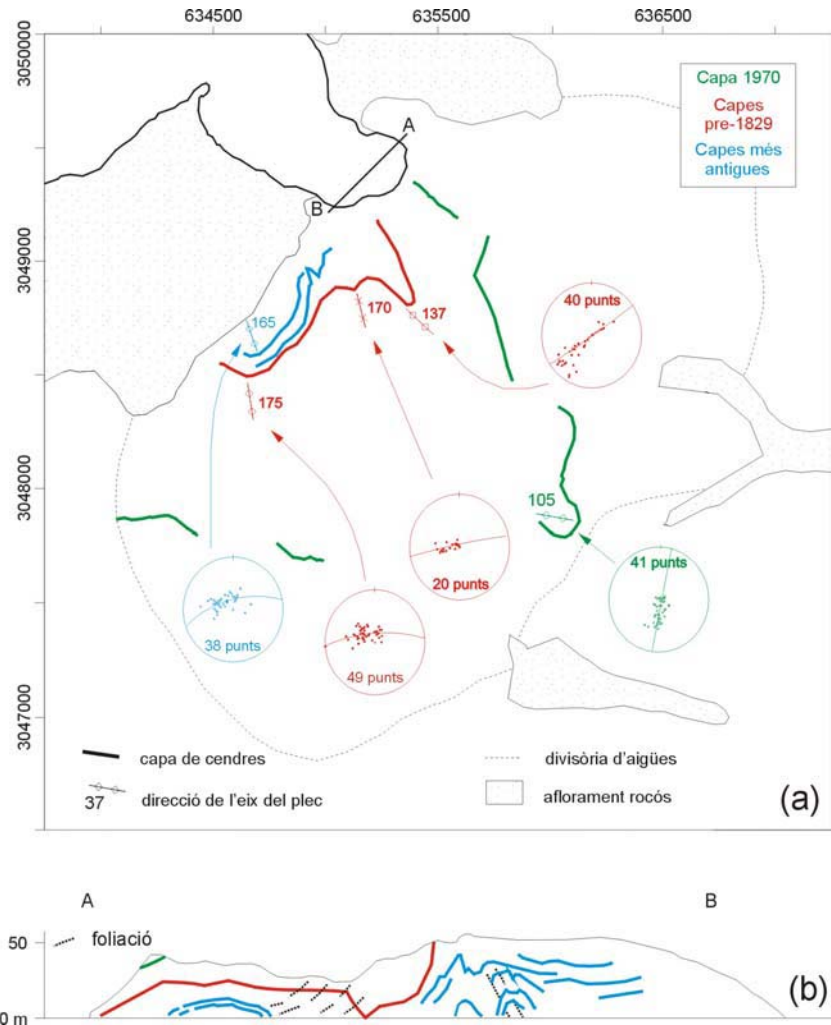


Figura 7.2 Traça de les capes de cendres 1970, pre-1829 i més antigues. (a) Cartografia de les traces en superfície, amb les projeccions estereogràfiques dels plans mesurats (Projecció de Schmidt a l’hemisferi sud, igual àrea) i els eixos dels plects resultants. Febrer de 1998. Modificat de Ximenis *et al.* (2000) (b) Secció del front glacial segons el perfil AB on s’hi observen les traces de les capes de cendres juntament amb altres estructures que hi són observables. La longitud total del perfil és de 400 m. Modificat de Calvet i Santanach, (1992), que van treballar sobre una fotografia del 1991.

defineix un sinclinal de dimensions decamètriques (no ben desenvolupat a la imatge que representa la Figura 7.2) i es recupera altre cop fins la superfície de la glacera per continuar al voltant de la ruptura de pendent fins al marge nord-est. Aigües amunt de les traces del 1970 que aquí presentem, s’han obtingut altres indicis de la seva presència. Així, en un sondeig poc profund realitzat l’any 1994 a l’estaca 1, al voltant de la divisòria d’aigües (Furdada *et al.*, 1999, veure punt 2.1.4.2), aquesta capa va ser localitzada a 6,7 m we, mentre que l’any 2000, a un segon sondeig, aquest més profund, es va trobar a 5,5 m we, amb una inclinació de 19° (dades no publicades). Per altra banda, sota el Pic Taga i sota el Coll del Johnsons, apareixen altres fragments de traça que, segons les anàlisis geoquímiques (dades no publicades), corresponen a aquesta mateixa capa i que interpretem com el resultat d’anomalies locals del flux, possiblement degudes a la presència de relleus en la topografia del substrat.

El conjunt de **capes pre-1829**, que constitueix la traça més contínua i més espectacular dels plecs que afloren en superfície (Figura 7.2, amb color vermell), ha estat cartografiada durant les campanyes 1994-95, 1996-97, 1997-98. Les traces defineixen un anticlinal cilíndric central i estructures en sinclinal-anticlinal als flancs, amb amplituds majors al costat nord-est que al sud-oest. Els eixos de tot el conjunt de plecs són sub-horitzontals i estan distribuïts en ventall al voltant de l'anticlinal central, de direcció 137°. L'anticlinal central és asimètric i d'estil sub-similar, tal com indiquen Calvet i Santanach (1992) i com mostren els talls perpendiculars a l'eix del plec que apareixen a les esquerdes (Figura 7.3). Presenta una lleugera vergència cap al nord-est, com també indiquen Calvet i Santanach (1992) i com es dedueix del desplaçament de les estacues 14 i 7 (veure Figura 3.2) que, situades ambdues sobre la xarnera però a capes més profundes, respectivament, no pertanyen a la mateixa línia de flux sinó que la de l'estaca 14 flueix més cap al nord-est que la de l'estaca 7. Un cop al front glacial (a partir d'aquí no hi ha informació sobre l'orientació de les capes), allà on la morfologia del front experimenta la inflexió aigües amunt (veure punt 2.2.2), el flanc nord-est es disposa amb un cabussament fort cap al nord-est i dona lloc a un sinclinal molt acusat amb la xarnera sota el nivell del mar. Uns 40 m més al nord-est, torna a sortir i defineix un anticlinal lax durant uns 150 m fins que torna submergir-se al mar. Posteriorment, apareix a la rampa que reposa sobre la platja nord-est de la Caleta Johnsons donant lloc a una traça que s'allarga fins al marge nord-est, la qual no ha estat cartografiada.

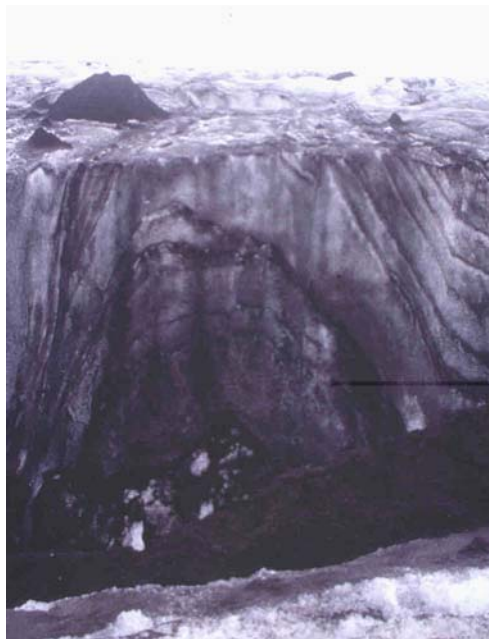


Figura 7.3 Secció del nucli de l'anticlinal central que formen les capes pre-1829, sub-perpendicular a l'eix del plec, on s'aprecia l'estil sub-similar del plec.

Localment, les dues capes de cendres incloses al conjunt pre-1829, no són paral·leles i presenten un petit angle que fa que apareguin en superfície com una capa doble o simple. La distribució espacial d'aquesta geometria no ha estat estudiada en detall, la qual cosa en dificulta la seva interpretació. No obstant, l'alternança capa doble-capa simple s'observa repetidament al llarg del flanc sud-oest mentre que al flanc nord-est apareix en forma d'una sola capa i a la seva continuació cap al front glacial torna a presentar-se, aquí indiscutiblement, com una capa doble. L'espaiat entre aquestes dues capes quan es mostren al front no és constant i, en algun cas, ambdues capes arriben a posar-se en contacte. Aquesta observació, juntament amb les observacions fetes en superfície, fan pensar en la possibilitat que es tracti d'una discordança resultat de l'actuació de processos erosius a la zona d'acumulació, els quals podrien haver estat molt particulars degut a la precipitació dels piroclastes. No obstant, no descartem altres orígens lligats a la variació transversal del flux que presenta la Glacera Johnsons, que explicaria aprimaments diferencials de les capes. Aquesta segona hipòtesi seria interessant estudiar-la en detall, ja que si fos certa, la disposició de les dues capes de cendres aportaria informació molt valuosa en relació a les característiques del flux al llarg de tota la glacera.

Del grup de **capes més antigues**, només s'ha cartografiat la traça corresponent a les dues capes superiors, ja que la gran quantitat de piroclastes que expulsen i l'elevat nombre de capes que afloren, sovint augmentat per la deformació, en dificulten la seva identificació (Figura 7.2, amb color blau). S'observa que la seva estructura és similar a la de les capes més modernes. Tot el conjunt de capes està molt ben representat a la part sud-oest del front glacial (coincidint amb el sector definit al punt 2.2.2, que no penetra aigües amunt de la glacera), tot i que hi és difícil d'identificar degut a la presència de cendres escampades en superfície. Apareix en forma de múltiples fragments de capes, sub-horizontals al costat del marge sud-oest i més verticals cap al centre del canal on donen lloc a un anticlinal de pla axial sub-vertical lleugerament vergent cap al nord-est, estructura que correspon a l'anticlinal central que formen les capes pre-1829. A continuació, el flanc nord-est de l'anticlinal format per les capes inferiors es paral·lelitzava amb el mateix flanc de l'anticlinal central de les capes pre-1829. A partir d'aquí, els dos grups de capes segueixen la mateixa estructura, de manera que les capes més antigues es submergeixen a l'aigua per donar lloc a un sinclinal i apareixen dins l'anticlinal format per les capes pre-1829 també en forma d'un anticlinal que s'estén al llarg d'uns 50 m.

Un fet destacable en relació al conjunt de plecs que deforma tota la glacera, és l'asimetria que presenten en el sentit que al sector nord-est les capes afloren majoritàriament al front glacial mentre al sector sud-oest afloren al front (en una posició més elevada que al sector nord-est) i també en superfície, fet clarament indicatiu d'importants diferències transversals en l'edat del gel superficial (la definició dels sectors nord-est i sud-oest correspon a la diferència establerta segons la forma del front, veure punt 2.2.2). Aquest fenomen és clarament observable en superfície gràcies a la presència de cendres al sector sud-oest (Figura 7.4).



Figura 7.4 Fotografia de la Glacera de Johnsons on s'aprecia la distribució desigual de cendres entre els sectors nord-est, a l'esquerra, i sud-oest, a la dreta, i com aquesta és deguda a la deformació que experimenta l'estratificació. Febrer de 1998.

7.1.3.2 Foliacions

La foliació és una estructura interna comú a la majoria de glaceres (Paterson, 1994). És una estructura laminada compacte, produïda per deformació en cisalla o compressió. Consisteix en una alternança, de mil·limètrica a mètrica, de capes de diferent textura (mida i forma del cristall, elongació i distribució de les bombolles) separades per superfícies discretes de discontinuïtat (Allen *et al.*, 1960; Hambrey, 1977). Majoritàriament presenta dues orientacions respecte el flux:

La **foliació longitudinal** és paral·lela al flux i es desenvolupa en condicions de cisalla, sobretot a marges glacials i zones de confluència entre dues unitats de flux, on presenta un cabussament subvertical (Allen *et al.*, 1960; Hambrey, 1976; Hambrey, 1977). Sovint, quan és molt penetrativa, pot representar un conducte per on emergeixen sediments que actuen com marcadors de l'estructura (Hambrey *et al.*, 1999, veure punt 7.1.4).

La **foliació transversal o arquejada** defineix arcs convexes aigües avall i cabussa aigües amunt. Es desenvolupa en un context compressiu, per exemple, quan es produeix una disminució sobtada del pendent aigües avall de les cascades de gel (Allen *et al.*, 1960; Ragan, 1969; Hambrey i Milnes, 1977; Hambrey, 1977).

Allen *et al.* (1960) relaciona l'origen de la foliació longitudinal amb la deformació del gel deguda al flux i diu que la seva orientació és paral·lela a la direcció de màxima cisalla. Estudis posteriors però, revelen que no existeix una relació simple entre l'orientació de la foliació i les taxes de deformació, sinó que és la deformació acumulada qui controla l'orientació final de la foliació (Meier, 1960; Anderton, 1973; Hambrey i Müller, 1978; Hudleston, 1980). Pel cas de la foliació longitudinal, aquest fet s'explica considerant una fase activa de l'estructura durant la qual aquesta es genera paral·lelament a la direcció de màxima cisalla, i una fase passiva durant la qual l'estructura ja formada experimenta rotació segons el flux, paral·lelitzant-se amb l'eix llarg de la deformació acumulada (Hambrey i Milnes, 1977; Hambrey, 1979; Lawson, 1996).

En relació als canvis estructurals que s'esdevenen per donar lloc a la foliació, es parla de dos tipus de processos (Hambrey, 1976):

La **transposició d'estructures primàries planars** segons el procés de *strain-softening*, descrit per Meier (1960) (veure punt 5.1.2), que és un procés actiu quan els plans d'anisotropia que constitueixen estructures planars preexistents estan orientats paral·lelament al pla de màxim esforç de cisalla (Ragan, 1969). La deformació progressiva de gel blau amb bombolles (veure punt 2.1.4.3) produeix una disminució de la mida de gra a unes capes donant lloc a gel de gra fi, i la recristal·lització a capes adjacents de gel blau sense bombolles, originant l'estructura laminada que constitueix la foliació. Les estructures primàries que més sovint es relacionen amb aquest procés són l'estratificació (Ragan, 1969) i les traces d'esquerdes (Hooke i Hudleston, 1978; Lawson *et al.*, 1994) sota condicions d'intens plegament.

La **nova generació** de foliació sense la presència prèvia de cap tipus d'anisotropia. Sovint és producte d'una intensa cisalla deguda al flux diferencial a la zona de confluència entre unitats de flux o marges glacials (Allen *et al.*, 1960; Meier, 1960; Hambrey, 1977). Altres vegades, es tracta d'una foliació de pla axial de plecs originats per compressió transversal a glaceres amb una zona d'acumulació ample que flueix cap a una llengua estreta (Lawson *et al.*, 1994; Hambrey *et al.*, 1999).

Foliacions a la Glacera Johnsons

A la Glacera Johnsons hem observat diferents estructures que constitueixen una foliació. En total, n'hem distingit tres tipus, depenent de les dimensions i l'estructura que les defineix. Totes elles es concentren al voltant d'on la traça de les capes pre-1829 presenta l'anticlinal central i aigües avall d'aquesta, tant en superfície com a la secció del front glacial.

En primer lloc, hem observat una alternança de capes mil·limètriques de gel de diferent textura, visibles gràcies a la presència de piroclastes fins en superfície. És sub-vertical i manté una direcció constant al voltant de 135°, tot i que localment al voltant d'esquerdes, està afectada per plecs a petita escala (Figura 7.5). La seva distribució no sembla homogènia, potser degut a la dificultat d'identificar-la donada la rugositat del gel en superfície o potser perquè, realment, l'estructura sols apareix localment. No obstant, les observacions fetes permeten dir que és més abundant al centre de l'anticlinal. Donada la seva regularitat i tenint en compte que està formada per capes primes molt densament compactades, considerem que es tracta de la foliació típica descrita per Allen *et al.*, (1960) derivada de la transposició de l'estratificació segons aquest autor.

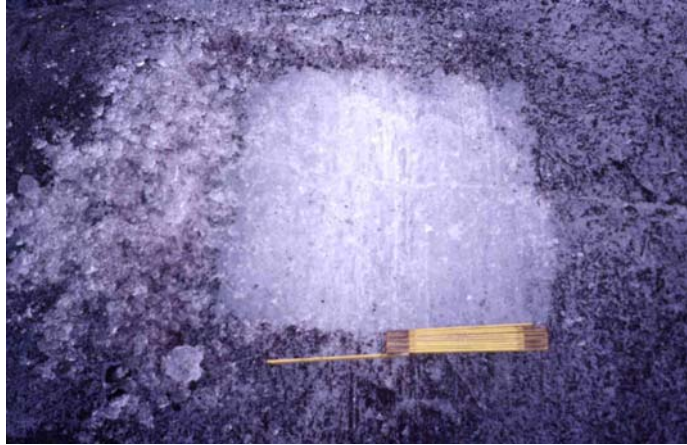


Figura 7.5 Foliació formada per una alternança de capes mil·limètriques de gel de diferent textura. Fotografia de la superfície de la glacera, després d'apartar els piroclastes.

La segona estructura que defineix una foliació l'hem identificat mitjançant fotografies que comprenen algunes desenes de metres quadrats de la superfície de la glacera, ja que es tracta d'una estructura a més gran escala (Figura 7.6). Està constituïda per un sistema de fractures força penetratives, sub-verticals, i d'espaiat entre decimètric i mètric. És longitudinal, amb una direcció que varia aigües avall des de 155° fins 115° , la qual cosa reflecteix una rotació sinistral de 40° (veure Figura 7.7(b)). Afecta homogèniament una àrea ben delimitada que comprèn el voltant del flanc nord-est i el nucli de l'anticlinal central. Sovint, quan la fractura és més penetrativa, es produeix extrusió de sediments basals i es generen crestes longitudinals de piroclastes (veure punt 7.1.4). Les característiques d'aquesta foliació, juntament amb el context deformatiu on es troba, ens permeten afirmar que correspon al mateix tipus que defineix Hambrey *et al.* (1999) on la foliació longitudinal és producte d'un intens plegament i presenta una relació de pla axial amb l'estratificació plegada.

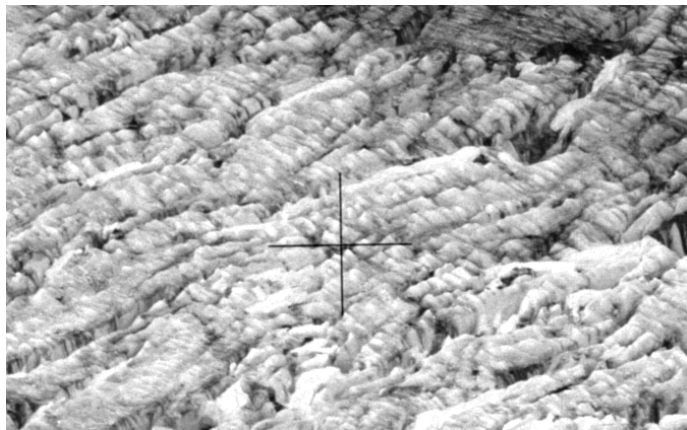


Figura 7.6 Foliació constituïda per un sistema de fractures penetratives, sub-verticals i d'espaiat entre decimètric i mètric. Fotografia en perspectiva, amb el flux i la foliació que es dirigeixen cap a la part baixa i dreta de la imatge. Perpendicularment a aquesta direcció, hi ha esquerdes transversals.

Finalment, hem considerat un tercer tipus de foliació definit per unes estructures lenticulars de gel blau sense bombolles de dimensió mètrica que apareixen al centre del front glacial, disposades com mostra la Figura 7.2(b) (Figura 7.7). La seva projecció al front, presenta cabussaments forts cap al nord-est i cap al sud-est, amb valors que augmenten cap al centre del canal fins paral·lelitzar-se amb el pla axial de l'anticlinal central. L'origen d'aquesta estructura el relacionem amb la transposició de traces d'esquerdes, que han experimentat rotació segons el flux (Hambrey *et al.*, 1980).



Figura 7.7 Foliació observable al front glacial, constituïda per estructures lenticulars de dimensions mètriques de gel blau sense bombolles.

7.1.3.3 Plecs menors i de segon ordre

Alguns autors fan referència a plecs menors (*minor folds*) quan es tracta de plecs de petites dimensions, des de centimètrics a mètrics (Allen *et al.*, 1960; Meier, 1960; Ragan, 1969; Hambrey, 1976). Generalment, són plecs d'estil similar, isoclinals, concèntrics o en *chevron* (Ramsay, 1967), que afecten l'estratificació o estructures planars preexistents, com traces d'esquerdes o foliació (Hambrey, 1977). Molt sovint, també han estat associats a la presència de falles inverses quan aquestes es desenvolupen als flancs dels plecs per trencament sota condicions d'intensa cisalla (veure punt 7.1.3.4) (Hudleston, 1976; Hambrey *et al.*, 1999). Un altre tipus són els plecs asimètrics que defineix l'estratificació al voltant d'una estructura extensional que ha estat rotada pel flux en condicions de cisalla (els *hook-shaped folds* de Hudleston, 1989).

Hi ha poques cites en relació a plecs de segon ordre d'estructures més grans (*parasitic second-order folds*) (Hambrey i Müller, 1978; Lawson *et al.*, 1994), segurament degut a la dificultat d'identificar-los per falta d'un marcador.

Plecs de segon ordre a la Glacera Johnsons

A la Glacera Johnsons, el sector central de la traça de les capes de cendres pre-1829 està afectat per un conjunt de plecs de segon ordre (Figura 7.8).

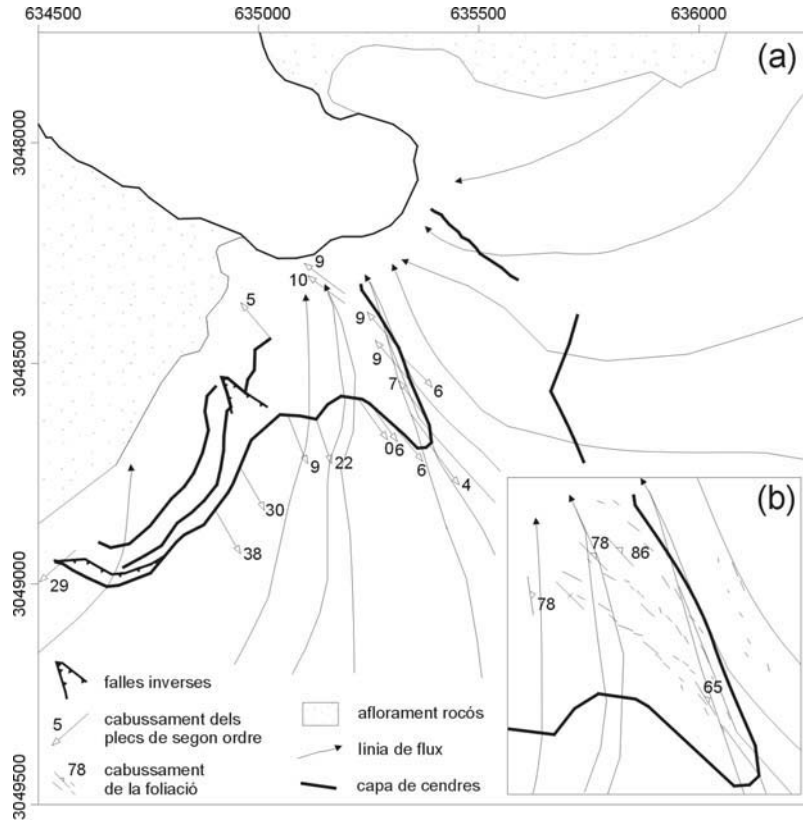


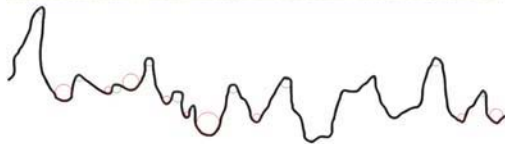
Figura 7.8 Representació de la disposició d'algunes estructures glacials sobre la superfície de la glacera. (a) Orientació i cabussament dels plecs de segon ordre que afecten la capa inferior de les capes de cendres pre-1829. Traça de les falles inverses identificades a les capes de cendres pre-1829 i capes més antigues. (b) Orientació i cabussament de la foliació mètrica que observem en superfície (el segon tipus descrit).

Cadascuna de les dues capes que constitueixen el nivell està plegada per plecs de mida diferent (Figura 7.9): els plecs de la capa superior són mètrics i d'amplitud al voltant de 50 cm mentre que els de la capa inferior són decimètrics i d'amplitud molt variable, amb màxims de 20 cm. Aquests segons, estan molt ben desenvolupats al tram comprès entre la xarnera de l'anticlinal central i la xarnera del l'anticlinal del sud-oest, on presenten el tren de plecs més continu.



Figura 7.9 Plecs que afecten cadascuna de les capes pre-1829. S'observa com la capa inferior està plegada amb plecs de menor longitud d'ona que la capa superior.

S'observa que la longitud d'ona dels plecs de la capa inferior és irregular amb valors entre 2 i 20 cm i que, clarament, el radi dels anticlinals és més petit que el dels sinclinals (Figura 7.10). Al flanc nord-est de l'anticlinal, la presència de plecs disminueix ràpidament a mesura que ens allunyem de la xarnera i ens apropem al front, mentre que a l'extrem sud-oest de la traça, la seva presència és constant fins al final, tot i que disminueix la densitat del tren de plecs i, a l'extrem, es converteixen en ondulacions puntuals de la capa, cada cop més espaiades.



diàmetre mitjà anticlinals = 4 mm
diàmetre mitjà sinclinals = 6,2 mm



diàmetre mitjà anticlinals = 4,9 mm
diàmetre mitjà sinclinals = 13,3 mm



diàmetre mitjà anticlinals = 5,25 mm
diàmetre mitjà sinclinals = 11,21 mm



diàmetre mitjà anticlinals = 3,6 mm
diàmetre mitjà sinclinals = 13,8 mm

Figura 7.10. Traça de la capa de cendres plegada amb plecs de segon ordre amb l'aproximació de circumferències a les xarneres per determinar-ne el radi. S'observa que, majoritàriament, els anticlinals presenten un radi menor que els sinclinals.

La interpretació que hem fet dels plecs que afecten la capa inferior resulta d'un escurçament paral·lel a la interfase simple entre dos gels amb viscositat diferent on el gruix de la capa es considera infinit (*infinite half spaces of the two materials*). Els plecs que es generen en aquestes condicions són del tipus **cusate-lobate** o **mullion**, caracteritzats per mostrar diferències sistemàtiques en la forma entre antiformes i sinformes adjacents, de manera que els plecs on el material competent entra dins del menys competent són arrodonits i de longitud d'ona elevada, i els plecs on el material menys competent entra dins del competent són punxeguts i de longitud d'ona petita (Ramsay, 1987, pg. 397). En el cas que els materials en contacte no tinguin un gruix de capa característic, els plecs no presenten una longitud d'ona característica (Sokoutis, 1990; comunicació personal Hudleston, 2000). Segons aquesta geometria, els plecs de la capa inferior estan formats a la interfase entre un gel superior, més modern i més competent, i un gel inferior, més antic i menys competent, la qual cosa és consistent amb l'evolució de la viscositat paral·lela a la transformació de la neu amb gel (Navarre, 1992).

Els motius pels quals hem considerat aquest origen pels plecs de la capa inferior són els següents:

La **continuitat lateral** del tren d'ones descarta qualsevol origen del tipus inestabilitats verticals o paleorelleus originats a la zona d'acumulació.

La **irregularitat** de la longitud d'ona dels plecs no és característica de plegament en multicapa pel mecanisme de *buckling* (Ramsay, 1967).

No s'observa cap tipus de **deformació al gel adjacent** a les capes deformades. No obstant, seria necessari estudiar la textura d'aquest gel per verificar aquesta hipòtesi.

La **geometria** dels plecs clarament presenta diferències sistemàtiques entre la forma dels anticlinals i sinclinals.

L'aplicació d'aquest model als plecs que presenten les capes de cendres genera les següents consideracions:

Les cendres són **passives**, ja que no tenen cap implicació mecànica en la generació dels plecs, i sols actuen com marcadors de la deformació de l'interfase.

Els plecs cusate-lobate es generen a partir d'**irregularitats inicials** de la capa (Ramsay, 1967). A una glacera, aquesta ondulació podria correspondre a la de l'estratificació sedimentària o haver-se originat a les primeres fases de deformació degut a una convergència de fluxos. Ambdós processos són fàcilment justificables en el context dinàmic de la Glacera Johnsons.

La configuració per generar plecs *cusate-lobate* sense una longitud d'ona característica considera capes infinites, la qual cosa comporta suposar que el gruix de capes de gel amb una viscositat semblant és molt gran.

No obstant, hi ha alguns aspectes referents a la formació d'aquests plecs que no han estat resolts:

Caldria verificar, en primer lloc, si el contrast de viscositat de les dues capes de gel que formen la interfase és suficient per justificar la geometria en *cusate-lobate* que hem observat.

En segon lloc, el model que considera la formació de plecs *cusate-lobate* ha estat considerat sols per explicar els plecs de la capa inferior, que són els més visibles. Hem dit però, que la capa superior també està plegada per plecs de longitud d'ona major i més regular. Com s'emmarcaria aquesta segona deformació dins l'escenari descrit per explicar la deformació de la capa inferior? Què hauria de passar a la interfase superior per generar-hi plecs harmònics enlloc de *cusate-lobate* sense que això interferís en la generació dels *cusate-lobate*? Podria tractar-se de plecs harmònics per *buckling* que han deformat les dues capes alhora donant lloc a un apilament de plecs poliharmònics?

7.1.3.4 Falles inverses

Les falles inverses (*thrusts*) amb gel són fractures de dimensions variables, més o menys planars i transversals al flux. Cabussen aigües amunt amb valors creixents des de la base fins la superfície, on presenten angles de 20-40° a glaceres normals i 60-70° a glaceres en *surge* (veure punt 6.1.1.2) (Hambrey *et al.*, 1996). El fet que molts cops no aflorin en superfície, fa que la zona d'ablació, on la fusió posa al descobert l'interior de la glacera, sigui la zona més probable per fer observacions de falles inverses. S'identifiquen perquè desplacen estructures prèvies al llarg de la línia de fractura, de manera que el bloc superior es mou aigües avall en relació al bloc inferior. La presència d'aigua al pla de fractura accelera el funcionament d'aquesta estructura (Hambrey *et al.*, 1999), que, per alguns autors, és considerada molt important en relació a l'aport de sediments basals en superfície (veure punt 7.1.4).

El seu origen es relaciona amb plans de cisalla sub-horizontals originats per compressió longitudinal, que, en condicions de cisalla molt forta, es pleguen donant lloc a plecs asimètrics de flux amb foliació de pla axial que arriben a trencar-se segons un pla de falla (Sharp *et al.*, 1988; Hambrey *et al.*, 1999) el qual, sovint, està associat a estructures prèviament existents com l'estratificació (Hambrey *et al.*, 1999) o les traces d'esquerdes (Hambrey i Müller, 1978) que, orientades segons la màxima cisalla, representen plans de fractura preferents. Altres autors prefereixen no fer referència a una superfície de fractura discreta sinó a bandes més o menys estretes on es concentra la deformació per cisalla (Hudleston, 1976) moltes vegades també relacionades amb estructures prèvies rotades (Hudleston, 1989).

Típicament, es desenvolupen a la part frontal de glaceres politermals (veure punt 2.1.2), aigües amunt d'on el lliscament basal s'anul·la per congelació a la base de la glacera i origina compressió longitudinal (Clarke i Blake, 1991), i sols s'han observat a glaceres temperades en *surge* (veure punt 6.1.1.2) associades a gran quantitat de sediments (Sharp *et al.*, 1988). Tot i que la majoria d'estudis sobre aquesta estructura fan referència a glaceres en *surge* (Raymond, 1987; Lawson *et al.*, 1994; Hambrey *et al.*, 1996, Murray *et al.*, 1997), l'estructura també es desenvolupa a glaceres normals (Meier, 1960).

Falles inverses a la Glacera Johnsons

A la Glacera Johnsons, hem observat dos tipus de falles inverses en relació a la seva mida i orientació respecte el flux actual.

En primer lloc, les dues estructures representades a la Figura 7.8(a) són estructures planars de dimensions decamètriques, disposades aproximadament perpendiculars al flux i cabussant 20-30° aigües amunt. Afloren en superfície donant lloc a traces arquejades que tallen l'estratificació del bloc inferior i són paral·leles a l'estratificació del bloc superior. En el cas de l'estructura situada més aigües amunt, hi afloren piroclastes que generen alineacions de pinacles al llarg de tota la fractura (veure punt 7.1.4). Ambdues estructures les interpretem com falles inverses del tipus que defineix Hambrey *et al.* (1999), desenvolupades aprofitant els plans de debilitat que suposa l'estratificació, a vegades amb l'ajuda dels piroclastes. El fet que recolza aquesta hipòtesi enfront la possibilitat que es tracti de discordances sedimentàries que haurien pogut generar una configuració geomètrica semblant, és la presència de plecs associats a les fractures. En el cas de l'estructura de més aigües amunt, presenta plecs als límits laterals, on l'estructura acaba. En el cas de l'altra estructura, la deformació en forma de plecs molt apretats, i fins i tot invertits, és present al bloc inferior.

S'ha observat un segon tipus d'estructures planars a escala mètrica, desenvolupades paral·lelament a l'eix de l'anticlinal central, sub-verticals i amb cabussaments cap al nord-est o cap al sud-oest en funció de la seva localització al flanc nord-est o sud-oest de l'anticlinal central, respectivament. Localment, al flanc nord-est de l'anticlinal, aquesta estructura és la causant de la duplicació de la traça de la capa de cendres pre-1829, mentre que al nucli de l'anticlinal central, constitueix un pla de fractura desenvolupat paral·lelament al pla axial d'un plec asimètric (Figura 7.11). Gràcies als marcadors que permeten observar el desplaçament relatiu entre els blocs superior i inferior, ambdues estructures s'interpreten clarament com falles inverses degudes a la compressió transversal.

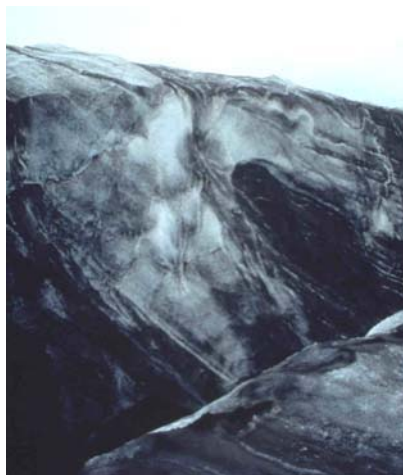


Figura 7.11 Pla de fractura desenvolupat paral·lelament al pla axial d'un plec asimètric desenvolupat al nucli de l'anticlinal central que defineixen les capes pre-1829.

7.1.3.5 Esquerdes

Les **esquerdes** (*cracks* o *crevasses*, amb diferents connotacions segons Meier (1960) i Holdsworth (1969)) han estat àmpliament descrites des dels primers estudis sobre glaceres (Clarke, 1987). Meier (1960) les defineix com estructures planars en forma de discontinuïtats al gel, quasi sempre perpendiculars a la superfície i amb un espai entre parets ple d'aire o aigua. La seva profunditat varia entre 30 i 50 m, major com més fred, i, per tant, menys dúctil, és el gel (Holdsworth, 1969; Hambrey i Müller, 1978). La seva longitud pot variar des d'alguns metres fins centenars de metres, i l'amplada des de mil·límetres fins desenes de metres.

Les esquerdes són estructures secundàries resultants de la deformació fràgil quan els esforços excedeixen la resistència del gel (veure punt 5.1.3.2). Són estructures d'extensió que es formen perpendicularment a l'eix de màxima extensió, tot i que hi ha factors que poden fer variar aquesta perpendicularitat (Meier, 1960; Holdsworth, 1969; Hambrey i Müller, 1978; Paterson, 1994). També s'han reconegut parells d'esquerdes conjugades que resulten d'esforços de cisalla, on la intersecció entre ambdós plans és paral·lela a l'eix intermig de la deformació (Hobbs *et al.*, 1976, fig. 7.31; Lawson *et al.*, 1994). En tots els casos, és habitual trobar desplaçaments verticals o direccionals sobre el pla de fractura (Hambrey, 1976).

L'origen d'aquest esforç són els gradients de velocitat longitudinal i transversal que resulten del flux de gel pel canal, donant lloc a sectors caracteritzats per diferents estats de deformació (veure punt 5.2) que es tradueixen en sistemes d'esquerdes característics. Meier (1960) classifica les esquerdes de la següent manera en funció de la seva orientació respecte el flux:

Esquerdes **en ventall** (*splaying*): són longitudinals al centre del canal i van rotant cap als marges aigües avall, fins interceptar-hi amb 45°, amb l'angle agut obert aigües amunt. Són degudes al flux compressiu, que provoca que la glacera s'expandeixi lateralment. El terme esquerdes **longitudinals** fa referència a aquestes mateixes, desenvolupades al centre del canal.

Esquerdes **transversals o arquejades** (*transverse*): són convexes aigües amunt i perpendiculars al flux al centre del canal. Són típiques de flux extensional. Als marges, formen un angle de 45° degut a la cisalla creada pel gradient de velocitat transversal.

Esquerdes **en arcs de cercle** (*chevron*): són esquerdes planes que s'estenen des dels marges cap al centre del canal (tot i que no arriben a desenvolupar-s'hi), també formant un angle de 45° amb l'angle agut que s'obre aigües amunt. Són degudes a la cisalla creada per l'efecte dels marges, que origina esforços tensionals orientats aigües avall cap al centre del canal, i són típiques de zones amb velocitat constant.

Esquerdes **en échelon**: són curtes i amples, amb angles superiors als 45° amb l'angle agut obert aigües amunt. Es disposen paral·lelament, esglaonades segons una línia recta que intercepta els marges a 20°-35°, també amb l'angle agut obert aigües amunt. Són degudes a fortes deformacions de cisalla.

L'estudi d'identificació i distribució dels diferents tipus d'esquerdes és complicat perquè generalment en trobem diferents poblacions superposades i és necessari aplicar tècniques estadístiques. Això és degut a que el flux glacial transporta les **esquerdes actives** aigües avall, on l'estat d'esforços és diferent al del lloc on es van originar i les esquerdes actives passen a ser **passives** (Meier, 1960; Hambrey i Müller, 1978), mentre una nova generació d'esquerdes actives s'hi desenvolupa a sobre.

Hi ha altres termes que fan referència a esquerdes particulars o estructures relacionades amb la presència d'esquerdes:

Les traces d'esquerdes són una estructura molt comú, sobretot a glaceres fredes on les esquerdes són més profundes i sobreviuen més temps a l'ablació (Hambrey i Müller, 1978). Es tracta de capes de gel blau i gra groller, verticals i amb gruixos entre mil·limètrics i centimètrics, que es formen paral·lelament o a continuació d'esquerdes obertes (Hambrey, 1975). L'origen d'aquesta estructura es relaciona amb el creixement sintectònic de vetes per extensió basal o lateral d'esquerdes actives (Holdsworth, 1969; Hambrey i Müller, 1978), i amb el tancament d'esquerdes preexistents per cristal·lització d'aigües de fusió al seu interior (Hambrey, 1976; Hambrey i Müller, 1978) o perquè són transportades a zones de règim compressiu (Hambrey, 1975). Aigües avall, les traces d'esquerdes són identificables perquè experimenten una ablació diferencial i es presenten en forma de relleus positius.

Les **rimaies** són esquerdes d'extensió que separen el gel que flueix aigües avall formant part de la glacera del que queda adherit al vessant de les muntanyes que la delimiten, el comportament del qual no està relacionat amb la dinàmica de la glacera.

Les **cascades de gel** (*icefalls*) són zones de fort pendent on tota la superfície està fracturada per esquerdes amb moltes orientacions diferents. Els blocs de gel que queden limitats per aquestes s'anomenen **séracs**.

Esquerdes a la Glacera Johnsons

A la Glacera Johnsons, hi hem reconegut diferents tipus d'esquerdes. Les observacions que ens han permès establir sistemes d'esquerdes d'igual naturalesa corresponen a la zona d'ablació, mentre que a la zona d'acumulació, sols n'hem identificat algunes d'individuals a les àrees de topografia convexa, forçosament les més grans ja que són les que primer es deixen veure sota el mantell nival. L'estudi de les esquerdes es basa en observacions sobre la seva orientació, llargada i obertura, i en cap cas s'ha plantejat d'una manera exhaustiva amb l'aplicació de l'anàlisi estadística.

Les esquerdes més visibles a la zona d'ablació formen un sistema regular de fractures tensionals arquejades (Figura 7.12). Són esquerdes convexes aigües amunt i progressivament més obertes a mesura que ens aproximem al front glacial, on poden arribar a presentar una desena de metres d'amplada i on apareixen amb desplaçaments verticals de fins alguns metres. La presència d'aquestes esquerdes, que per geometria i orientació respecte el flux corresponen a esquerdes de tipus transversal,

aquí és deguda a l'extensió produïda, entre altres, per la pèrdua de massa generada pel *calving* que es produeix al front glacial.

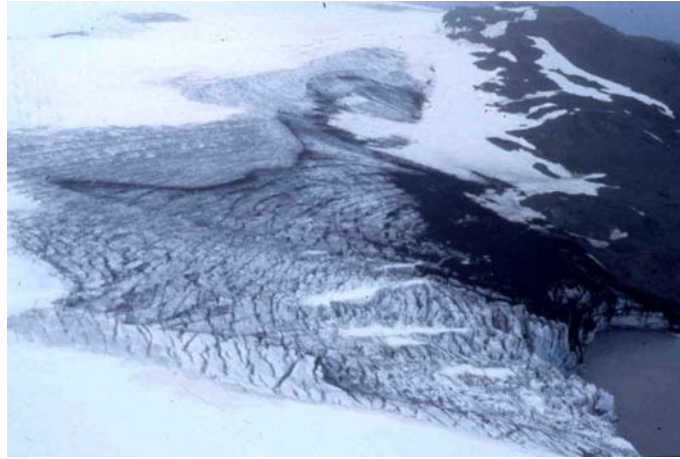


Figura 7.12 Esquerdes transversals desenvolupades a la part baixa de la Glacera Johnsons.

Transversalment cap al nord-est i aigües avall, sobretot al centre de l'anticlinal central i al voltant del seu flanc nord-est, les esquerdes transversals varien de forma, eixamplant-se i adquirint geometries sigmoïdals que responen a una rotació destra (Figura 7.13). En general, tot i que continuen sent perpendiculars al flux, es perd la regularitat present més al sud-oest i, a prop del front, la superfície esdevé un conjunt de séracs. A més, apareixen importants desplaçaments direccionals que es manifesten pel desplaçament d'estructures longitudinals com la foliació (el tipus més penetratiu, és a dir el descrit en segon lloc al punt 7.1.3.2) i la traça del flanc nord-est de l'anticlinal central que forma



Figura 7.13 Deformació sigmoïdal que experimenten les esquerdes transversals al sector nord-est de la glacera.

la capa pre-1829. Els desplaçaments direccionals que s'originen han estat quantificats mesurant la desviació al llarg d'alguns segments trencats d'aquestes estructures, i s'han obtingut valors corresponents a un angle de cisalla dextre de 30° al voltant de l'estaca 7 (Figura 7.14). A alguns treballs relacionats amb el contingut d'aquesta tesi, aquestes esquerdes han estat classificades com sistemes d'esquerdes *en échelon* amb rotació sinistre de l'envolvent (Calvet i Santanach, 1992) o amb un desplaçament dextre a cadascuna de les fractures (Ximenis *et al.*, 1999), la qual cosa és coherent amb la rotació sinistre de tot l'envolvent anunciada pel primer treball, segons el funcionament dels sistemes d'esquerdes *en échelon* (Mattauer, 1973). Aquí, creiem que aquestes esquerdes no tenen totes les característiques dels sistemes *en échelon*, sobretot tenint en compte que més que noves esquerdes, són una modificació de les transversals al seu extrem nord-est (eixamplades i amb desplaçaments direccionals) i que no constitueixen un tren d'esquerdes ben definit com les associacions *en échelon* observades a altres glaceres (Hambrey i Milnes, 1977).

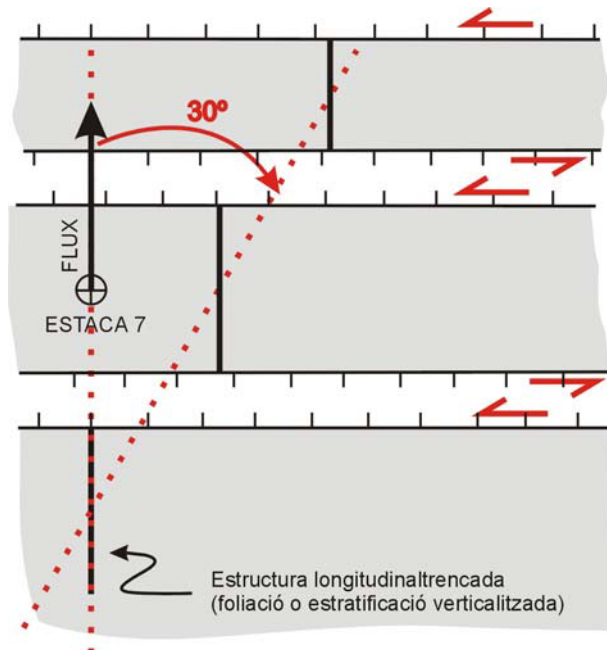


Figura 7.14 Esquema del desplaçament transversal d'estructures longitudinals al voltant de l'estaca 7 degut als desplaçaments direccionals dextres associats a les esquerdes transversals.

7.1.4 Estructures externes i transport de sediments

La formació d'estructures superficials a les glaceres és deguda a l'efecte protector que exerceixen determinats gruixos de sediments no glacial en superfície enfront l'ablació (Rhodes *et al.*, 1987). Aquests sediments, poden tenir un origen supraglacial (fragments de roques o cendres...) o englacial (sediments basals, cendres i altres partícules incorporades al cicle glacial...). En aquest segon cas, són molt importants els procediments pels quals aquest material és remobilitzat (*debris entrainment*) i transportat fins la superfície (Alley *et al.*, 1997; Hambrey *et al.*, 1999):

El flux glacial a la zona d'ablació pot fer emergir materials sedimentats juntament amb l'acumulació de neu, com fragments de roques, cendres o capes de pols que formen part de l'estratificació sedimentària. Hi ha autors que també defensen aquest procediment com el responsable de la pujada de sediments basals cap a la superfície (Weertman, 1961; Hooke, 1973). Pel cas general d'una estratificació que aflora perpendicularment al flux, les formes que es generen en superfície presenten geometries diferents en funció de la deformació de la capa:

Quan l'estratificació no està deformada i aflora donant lloc a traces rectilínies, s'originen alineacions de pinacles amb nucli de gel, paral·leles a la traça de l'estratificació (Hambrey *et al.*, 1999).

Quan l'estratificació ha estat plegada i aflora donant lloc a una traça ondulada, les alineacions de pinacles, també amb nucli de gel, corresponen al anticlinals que formen els plecs i són, per tant, paral·leles a l'eix d'aquests (Hambrey *et al.*, 1999).

Els plecs isoclinals molt apretats desenvolupats sobre el nivell de desenganxament basal sovint van associats a una foliació de pla axial molt penetrativa, que pot ser responsable de la presència de sediments basals i altres materials englacials en superfície. Pel cas freqüent de la foliació longitudinal, la forma que es genera en superfície consisteix en alineacions longitudinals de sediments que corresponen al material emergit pels plans de discontinuïtat de la foliació (*longitudinal ridge dykes*) (Glasser *et al.*, 1999; Hambrey *et al.*, 1999).

L'afiorament de les falles inverses, sovint també representa un aport molt important de sediments basals i altres materials englacials (Hambrey i Müller, 1978). Típicament, origina alineacions de pinacles transversals al flux, asimètriques longitudinalment i amb nucli de gel (*debris pinacles*) (Glasser *et al.*, 1999; Hambrey *et al.*, 1999). Alguns autors critiquen aquesta hipòtesi per no ser mecànicament possible (Weertman, 1961; Hooke, 1973).

En tots els casos, però, la presència d'estructures superficials està condicionada per l'abundància de sediments en superfície. Estudis sobre la productivitat de sediments basals per part de diferents tipus de glaceres, afirmen que les glaceres en *surge* (veure punt 6.1.1.2) en produeixen molta més quantitat que les glaceres normals (Clapperton, 1975), i que les glaceres fredes o politermals també en generen més que les temperades (Boulton, 1970; Dowdeswell, 1986; Knight, 1997). En canvi, en relació als sediments superficials es diu que són les glaceres temperades les que en presenten més quantitat que les fredes o politermals (Hambrey *et al.*, 1999). En aquest mateix sentit, són molt importants les glaceres amb cendres, ja que aquestes presenten el doble interès de ser marcador de l'estratificació i de representar l'aport d'una gran quantitat de sediments.

Estructures externes a la Glacera Johnsons

A la Glacera Johnsons, les cendres representen la totalitat del material involucrat en la formació d'estructures superficials. Hem distingit tres tipus d'estructures, totes elles desenvolupades aigües avall

d'on afloren les capes de cendres pre-1829 però aigües amunt d'on ho fa el grup de capes més antigues, que representa un aport molt gran de piroclastes i dificulta l'observació de les estructures:

Alineacions de pinacles perpendiculars al flux, disposades paral·lelament a l'estratificació (Figura 3.15). Típicament, la seva alçada és d'alguns decímetres, tot i que se n'han observat de fins 2 m. Són asimètrics longitudinalment, amb el vessant d'aigües amunt en continuació amb el pendent d'aflorament de la capa i el vessant d'aigües avall amb un pendent superior. El nucli és de gel i estan recoberts per una capa de piroclastes més compactada al vessant d'aigües amunt que al d'aigües avall. Hem interpretat aquesta estructura com la descrita per Hambrey *et al.* (1999) deguda a l'aflorament de l'estratificació. Als casos on la traça per on afloren les cendres correspon a un pla de falla, hem considerat l'estructura que es genera aigües avall d'una falla inversa anomenada *debris pinnacle* per Glasser *et al.* (1999).



Figura 7.15 Pinacles alineats paral·lelament a l'estratificació.

Alineacions de pinacles de dimensions centimètriques sub-paral·leles al flux (Figura 7.16). Són petits nuclis de gel simètrics, recoberts completament de piroclastes, que apareixen a continuació dels eixos dels anticlinals que defineixen els plecs de segon ordre que presenta la capa inferior del grup pre-1829. Poden arribar a desenvolupar trens d'alguns metres de longitud, eixamplant-se i perdent la linealitat progressivament fins esdevenir un camp caòtic de pinacles. Hem considerat que la seva forma deriva dels plecs i que, per tant, la seva gènesi té lloc dins la glacera i no és deguda als processos d'erosió diferencial que tenen lloc en superfície, tot i que aquests els modifiquin un cop aflorats. Estructures semblants amb mides diferents, han estat descrites per Hambrey *et al.* (1999).



Figura 7.16 Pinacles aliniats segons els eixos dels plecs de segon ordre que afecten l'estratificació.

Crestes longitudinals d'alguns metres de llarg i fins un metre d'alçada, amb el nucli de gel partit per un dic vertical longitudinal per on emergeix el sediment que les genera (Figura 7.17). Aquestes estructures han estat descrites per diversos autors que les relacionen amb una foliació longitudinal penetrativa (*longitudinal ridge dykes* i *longitudinal ridge accumulations* de Glasser *et al.* (1999) o *ice cored debris ridges* de Bennett *et al.* (1996)).



Figura 7.17 Pinacles disposats longitudinalment, amb el nucli de gel partit per un dic per on emergeixen cendres.

7.1.5 Distribució i orientació de les estructures

La distribució de les estructures de deformació a la zona d'ablació de la Glacera Johnsons no és homogènia. Hem observat que els plecs a gran escala esdevenen més apretats al centre del canal, on l'anticlinal central aflora, i on, a més, presenta la major densitat de plecs de segon ordre. Per altra banda, la foliació longitudinal i les falles inverses que cabussen cap als marges es desenvolupen al nucli de l'anticlinal central i al voltant del seu flanc nord-est. I també és en aquest sector on les esquerdes transversals modifiquen la seva forma i funcionament, amb importants desplaçaments direccionals destres. Aquesta associació estructural és el reflex d'una àrea sotmesa a una intensa deformació.

Calvet i Santanach (1992) afirmen que a la Glacera Johnsons s'hi produeix una distribució espacial dels diferents tipus d'estructures, de manera que al costat sud-oest hi predominen les estructures dúctils (plecs) i al costat nord-est les fràgils (esquerdes) (el límit entre els dos sectors l'estableixen les mateixes estructures, segons aquests autors). En aquest treball ens referim a aquest aspecte des d'un punt de vista diferent, i considerem més important ressaltar que al sector nord-est al qual aquests autors fan referència, les capes de cendres que reflecteixen la deformació de l'estratificació es situen a més profunditat que al sector sud-oest. En conseqüència, no hi ha cendres en superfície i sense elles, no hi ha marcador de les estructures. Cal tenir en compte, a més, que en aquest sector la superfície del gel és difícil d'observar donada la sobreacumulació de neu que s'hi produeix a sotavent del Pic Johnsons. No obstant, en el sentit de la distribució espacial establerta per aquests autors, és cert que les esquerdes transversals experimenten modificacions transversalment que són un reflex de diferències mecàniques importants del gel.

L'orientació de les estructures que s'observen a la zona d'ablació són similars, si bé es produeixen diferències que cal tenir presents. L'orientació del plec a gran escala i dels plecs de segon ordre segueix una distribució en ventall, convergint cap al front, amb una direcció constant al voltant de 135° al centre del canal. De les foliacions identificades, solament dues d'elles aporten informació sobre la seva direcció de capa: la més prima presenta una direcció de 135° , segons mesures locals, mentre que la més penetrativa, l'estudi de la qual s'ha realitzat en una àrea més gran, experimenta un gir sinistre aigües avall des de 155° fins 115° . En aquest punt, tenim prou indicis per relacionar aquesta rotació sinistre de la foliació amb els desplaçaments direccionals destres que hem vist que experimenten les esquerdes transversals del sector nord-est, els quals comporten la deformació interna que experimenta cadascun dels blocs limitats per esquerdes que dona lloc a la rotació de la foliació. El mateix procés ha estat identificat per Hambrey i Milnes (1977) a la Griesgletscher, en un context d'esquerdes *en échelon* que afecten una àrea marginal amb foliació longitudinal.

7.1.6 Conclusions

Les principals conclusions d'aquest capítol són les següents:

Les cendres interestratificades a la Glacera Johnsons són un bon marcador de la deformació interna de la glacera, a més de constituir la principal font dels sediments involucrats en la formació d'estructures externes.

A la zona d'ablació de la Glacera Johnsons, les capes de cendres defineixen un plec a gran escala, poc referenciat a la bibliografia degut a la manca de marcador per identificar-los. Dels tres grups de capes de cendres, les capes pre-1829 són les que mostren el plec més espectacular. Es tracta d'un anticlinal d'estil sub-similar fortament asimètric, amb l'eix horitzontal en direcció 137° i el pla axial sub-vertical. El seu flanc sud-oest aflora en superfície i està format per un sinclinal i un anticlinal laxes, amb els eixos disposats lleugerament en ventall convergint aigües avall. El flanc nord-est, en canvi, experimenta una acusada verticalització que fa que les capes de cendres no aflorin més en superfície sinó al front glacial, on defineixen un sinclinal i un anticlinal. Aquesta variació de la profunditat de les capes de cendres entre el sector sud-oest i el nord-est de l'anticlinal central resulta en la presència de gel d'edats diferents a la superfície d'aquests dos sectors i assenyalava diferències marcades en la seva dinàmica.

Mentre que les esquerdes transversals desenvolupades a la part baixa de la glacera resulten de l'extensió longitudinal, les estructures desenvolupades al voltant del nucli i flanc nord-est de l'anticlinal central són característiques d'una intensa deformació de cisalla deguda a la compressió transversal que provoca la confluència. Són foliacions longitudinals, plecs de segon ordre i falles inverses amb la direcció de desplaçament perpendicular a l'eix del plec. L'orientació de totes aquestes estructures convergeix aigües avall al voltant de la direcció 135° , reflectint la important confluència. Cap al nord-est, les esquerdes transversals que es desenvolupen a la zona d'ablació, presenten variacions en la seva forma i el seu funcionament, eixamplant-se i corbant-se segons geometries sigmoïdals que responen a una cisalla dreta, i experimentant desplaçaments direccionals dretes que provoquen la rotació sinistre de la foliació longitudinal present als blocs limitats per esquerdes.