

## Els complexos glàcio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus

Jaume Bordonau i Ibern

**ADVERTIMENT.** La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX ([www.tesisenxarxa.net](http://www.tesisenxarxa.net)) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

**ADVERTENCIA.** La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR ([www.tesisenred.net](http://www.tesisenred.net)) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

**WARNING.** On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX ([www.tesisenxarxa.net](http://www.tesisenxarxa.net)) service has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized neither its spreading and availability from a site foreign to the TDX service. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service is not authorized (framing). This rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.



**Universitat de Barcelona**

**Departament de Geologia Dinàmica,  
Geofísica i Paleontologia**

# **ELS COMPLEXOS GLÀCIO-LACUSTRES RELACIONATS AMB EL DARRER CICLE GLACIAL ALS PIRINEUS**

**Memòria presentada per Jaume Bordonau i Ibern, i dirigida pel Dr. Joan Manuel Vilaplana i Fernández, per optar al Grau de Doctor en Ciències Geològiques.**

**Barcelona, gener de 1992.**

A handwritten signature in black ink, reading 'Joan Manuel Vilaplana i Fernández', written over a horizontal line.

**El director del treball  
Dr. Joan Manuel VILAPLANA i FERNANDEZ**

A handwritten signature in black ink, reading 'Jaume Bordonau i Ibern', written over a horizontal line.

**Jaume BORDONAU i IBERN**

**A tots els estudiants,  
grans i petits.**

"De la discussió naix la llum", diuen. I l'experiència demostra que, efectivament, cadascú sol quedar-se amb les mateixes conviccions que tenia abans de discutir, però més clares.

Allò que més m'interessa de les meves (diguem-ne "meves") idees són les objeccions que jo mateix podria posar-hi.

Reivindiqueu sempre el dret a canviar d'opinió...

Joan FUSTER

## Agraïments

En primer lloc, al Dr. Joan Manuel Vilaplana, director d'aquest treball, a qui vaig expressar fa temps, al *Bar Glaciar* de la Plaça Reial, el meu interès per la Geomorfologia dels Pirineus. L'estiu de l'any 1982 em va ensenyar per primera vegada un till durant una campanya que vam fer plegats a Llestui mentre feia la seva tesi ...després n'hem vist molts més. Nué, s'em fa difícil agrair-te, amb quatre ratlles i per escrit, el temps dedicat al llarg de tots aquests anys, les discussions durant les campanyes de camp, les lectures i les correccions del manuscrit original... Tot això és important, però allò que realment l'hi ha donat valor és l'amistat.

Als membres del tribunal, pel fet d'acceptar ser-ho i, en particular:

Al Dr. Jaap van der Meer per introduir-me en l'anàlisi micromorfològica dels dipòsits glacials. A ell, i a la seva família, els hi agraeixo també l'amical acollida durant les diverses estades que he fet a Amsterdam.

Al Dr. Jaume Pous per la valuosa col·laboració en la realització i la interpretació dels sondatges elèctrics realitzats a les cubetes glàcio-lacustres proglacials.

Al Dr. Christian Schlüchter per l'interès que ha demostrat pels Pirineus i, especialment, pels comentaris sobre algunes de les localitats que hem pogut visitar conjuntament.

Al Dr. David Serrat per iniciar, a la Universitat de Barcelona, les investigacions sistemàtiques sobre el glacialisme pirinenc i fer possible que darrera seu s'hi anés afegint més gent.

Al Dr. Juan Ramón Vidal Romaní per robar una mica de temps als granits i dedicar-se també a l'estudi del glacialisme en unes muntanyes encara més petites que els Pirineus.

A tots els companys del Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia de la Universitat de Barcelona pels ajuts de tota mena durant tot aquest temps.

A tots aquells que alguna vegada m'han acompanyat pels Pirineus i han "aguantat" la pluja, la neu, el vent, el sol i les meves explicacions. Tots ells, amb les seves preguntes, observacions i discussions han contribuït a la millora del present treball. A més de la llarga llista de gent que hauria d'incloure en aquest apartat (i que no ho faig per por d'oblidar algú) cal citar els ex-alumnes de l'assignatura de Geodinàmica Externa, els membres del *Quaternary Research Group* de l'ETH de Zürich, els participants als congressos *Glacial Pleistocene Deposits in Southern Pyrenees* (1983) i *Les glaciations des Pyrénées (versant nord-versant sud)* (1989) i els assistents al curs de camp *El Quaternari del Pirineu* (ICE, Universitat Autònoma de Barcelona).

Als Drs. Pilar Queralt i Alex Marcuello, del Grup de Geofísica del Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia, per la interpretació dels resultats dels sondatges elèctrics. El meu agraïment també per aquells que es van esforçar per clavar elèctrodes als nivells de graves al·luvials.

Al Dr. Michel Fontugne, del Centre des Faibles Radioactivités de Gif sur Yvette, per les datacions dels sediments del complex del Seminari de Vilaller.

Al Toni Calafat i a l'Eduard Roca, per les llargues xerrades sobre la tesi durant l'*sprint* final i per la companyia tot passejant amb la síndrome pre-doctoral des dels Pirineus fins el cim del Djebel Toubkal.

Al Sr. Cees Zegers per la impregnació de les mostres i la realització de les làmines primes.

Un record molt especial per l'amic Joan Montserrat Martí, ell va ensenyar-me que per comprendre els canvis de les geleres calia mirar les estrelles.

Als meus pares per l'ajut constant i desinteressat. De vosaltres he rebut la lliçó més important: una classe pràctica de la manera de ser i la manera de fer.

Quan s'acaba una Tesi es comprèn que no és per compromís que s'acostumi a expressar un especial agraïment a la dona (o a l'home). Moltes gràcies, Remei.

Finalment, i com ja vaig dir a la Tesi de Llicenciatura, a tú també.

---

Aquest treball ha estat finançat pels següents projectes:

- El último ciclo glacial en los Pirineos y en el Sistema Central: Correlación estratigráfica (DGICYT, PB88-0209, 1989-1991)
- L'evolució paleoecològica dels Pirineus durant els darrers 100000 anys (CIRIT, 1986)
- Modelització geofísica (geoelectrica) de les conques lacustres quaternàries al Pirineu català (CIRIT, 1987)

Les diferents estades a Amsterdam han estat finançades amb els següents ajuts:

- Ayudas para estancias cortas en el extranjero (DGICYT, 1989)
- Ajuts per estades de curta durada a l'estranger (CIRIT, 1991)

L'Institut d'Investigació d'Alta Muntanya (Vielha, Universitat de Barcelona) ha facilitat l'estada durant diverses campanyes de camp.

# ÍNDIX

Index.....	1
Resum.....	5
Resumen.....	9
Abstract .....	13
<b>INTRODUCCIÓ.....</b>	<b>17</b>
<b>I.Introducció.....</b>	<b>19</b>
I.1. Plantejament i objectius del treball.....	19
I.2. Els Pirineus: marc geogràfic i marc geològic.....	22
I.2.1. El marc geogràfic.....	22
I.2.2. El marc geològic.....	24
I.3. Metodologia.....	27
I.3.1. Els sondatges elèctrics verticals.....	28
I.3.2. L'anàlisi micromorfològica de dipòsits glacials.....	32
I.4. Antecedents.....	37
I.4.1. Evolució del coneixement sobre el glacialisme pirinenc.....	37
I.4.2. Les glaciacions antigues.....	39
I.4.3. El darrer cicle glacial.....	41
<b>EL DARRER CICLE GLACIAL ALS PIRINEUS.....</b>	<b>43</b>
<b>II. Les fases del darrer cicle glacial als Pirineus.....</b>	<b>45</b>
II.1. Introducció.....	45
II.2. Les fases d'estabilització pre-màxim.....	48
II.3. La fase de màxim glacial.....	55
II.4. La deglaciació.....	60
II.4.1. La fase d'estabilització post-màxim.....	60
II.4.2. La fase de glaceres de vall.....	66
II.4.3. La fase de glaceres d'altitud.....	68
II.5. La fase de glaceres rocalloses.....	72
II.6. Les fases postglacials i/o fases històriques.....	75
<b>III. La cronologia del darrer cicle glacial als Pirineus.....</b>	<b>79</b>
III.1. Introducció.....	79
III.2. La cronologia del darrer cicle glacial als Pirineus.....	82
III.2.1. La cronologia al vessant meridional dels Pirineus.....	83
III.2.2. La cronologia al vessant septentrional dels Pirineus.....	86
III.2.3. Consideracions finals.....	88
III.3. Màxim glacial pirinenc <i>versus</i> màxim glacial a nivell global.....	92

<b>ELS COMPLEXOS GLÀCIO-LACUSTRES.....</b>	<b>95</b>
<b>IV. El complex proglacial de barratge morrènic del Seminari de Vilaller.....</b>	<b>103</b>
IV.1. Introducció.....	103
IV.2. El marc geomorfològic: Antecedents.....	104
IV.3. El complex proglacial del Seminari de Vilaller.....	113
IV.3.1. Les dades geolèctriques.....	114
IV.3.2. Les dades del sondeig mecànic.....	119
IV.3.3. Consideracions finals.....	122
IV.4. La cronologia del complex proglacial del Seminari de Vilaller.....	124
<b>V. Els complexos proglacials lligats a cubetes de sobreexcavació.....</b>	<b>129</b>
V.1. Introducció. Tipus de cubetes de sobreexcavació.....	129
V.2. Les cubetes de sobreexcavació glacial dels Pirineus.....	134
V.2.1. Els antecedents: Les cubetes de Barruera i Bono (Alta Ribagorça).....	134
V.2.2. La cubeta de sobreexcavació de Benasc (vall de l'Esera).....	141
V.2.3. La cubeta de sobreexcavació d'Esterrí d'Aneu (vall de la N. Pallaresa).....	151
V.3. Trets comuns de les cubetes de sobreexcavació glacial.....	158
V.3.1. Característiques geomorfològiques i situació de les cubetes.....	158
V.3.2. La geometria de les cubetes.....	161
V.3.3. El rebliment sedimentari de les cubetes.....	162
V.4. El registre sedimentari de les cubetes de sobreexcavació glacial.....	166
V.4.1. Les seqüències sedimentàries en els estanys d'altitud.....	167
V.4.2. L'evolució de les cubetes de sobreexcavació glacial de fons de vall.....	170
V.4.3. Consideracions finals.....	178
V.5. La cronologia de les cubetes de sobreexcavació glacial.....	180
<b>VI. El complex juxtaglacial de Llestui.....</b>	<b>185</b>
VI.1. Introducció.....	185
VI.1.1. Antecedents.....	186
VI.1.2. El context geomorfològic del complex juxtaglacial de Llestui.....	187
VI.2. El registre sedimentari del complex juxtaglacial de Llestui.....	192
VI.2.1. La unitat glacial.....	193
VI.2.2. La unitat glàcio-lacustre.....	195
VI.2.3. La unitat al·luvial.....	213
VI.3. El model sedimentari del complex juxtaglacial de Llestui.....	214
VI.4. La cronologia del complex juxtaglacial de Llestui.....	218
<b>VII. El complex juxtaglacial de Cerler.....</b>	<b>221</b>
VII.1. Introducció.....	221
VII.1.1. El marc geogràfic i el marc geològic.....	222
VII.1.2. El glacialisme quaternari a l'alta conca de l'Esera.....	224
VII.1.3. Característiques geomorfològiques del complex juxtaglacial de Cerler.....	227
VII.2. El registre sedimentari del complex juxtaglacial de Cerler.....	230
VII.2.1. Tipus de litofàcies.....	231
VII.2.2. Les unitats sedimentàries del complex juxtaglacial de Cerler.....	233
VII.2.2.1. La Unitat inferior.....	236
VII.2.2.2. La Unitat intermèdia.....	247
VII.2.2.3. La Unitat superior.....	253
VII.3. L'evolució del complex juxtaglacial de Cerler.....	253
VII.4. La cronologia del complex juxtaglacial de Cerler.....	260



<b>CONCLUSIONS</b> .....	265
--------------------------	-----

<b>VIII. Conclusions</b> .....	267
--------------------------------	-----

VIII.1. La metodologia de treball.....	268
VIII.2. Les fases i la cronologia del darrer cicle glacial als Pirineus.....	269
VIII.3. Els complexos glàcio-lacustres dels Pirineus.....	272
VIII.3.1. El complex proglacial del Seminari de Vilaller.....	272
VIII.3.2. Els complexos proglacials lligats a cubetes de sobreexcavació glacial.	273
VIII.3.3. El complex juxtaglacial de Llestui.....	274
VIII.3.4. El complex juxtaglacial de Cerler.....	275
VIII.4. Conclusions finals.....	276

<b>BIBLIOGRAFIA</b> .....	279
---------------------------	-----

<b>IX. Bibliografia</b> .....	281
-------------------------------	-----



## RESUM.

### I. INTRODUCCIÓ.

En el capítol I es presenten els objectius i el plantejament d'aquest treball:

- Realitzar una síntesi regional de les fases glacials del darrer cicle glacial als Pirineus.
- Caracteritzar els diferents ambients glàcio-lacustres relacionats amb el glacialisme pirinenc.

Ambdós objectius estan estretament lligats (vegeu la figura VIII.1), doncs els complexos glàcio-lacustres constitueixen les seqüències més contínues de les que hom disposa als Pirineus per establir la seva evolució durant el darrer cicle glacial.

En aquest capítol es descriu també molt breument la metodologia de treball, posant especial atenció en els sondatges elèctrics verticals i en l'anàlisi micromorfològica dels dipòsits glacials. Finalment es presenta l'evolució del coneixement sobre el glacialisme pirinenc des de mitjans del segle XIX fins als treballs més recents.

### II. LES FASES DEL DARRER CICLE GLACIAL ALS PIRINEUS.

En el capítol II es descriuen les característiques més rellevants de les diferents fases glacials corresponents al darrer cicle glacial als Pirineus, tot establint una cronologia relativa de les mateixes (vegeu la figura II.1). Els principals trets d'aquesta cronologia relativa són els següents:

#### PLEISTOCÈ SUPERIOR

- PERÍODE GLACIAL. Correspon a la darrera glaciació als Pirineus. S'hi diferencien tres grans intervals de temps.

- Pre-màxim glacial: Caracteritzat per una progressió generalitzada de les glaceres, amb certes estabilitzacions que permeten definir les *Fases d'estabilització pre-màxim*.

- Màxim glacial: Caracteritzat per la màxima extensió de les glaceres durant l'anomenada *Fase de màxim glacial*.

- Deglaciació: Caracteritzada pel retrocés gradual i generalitzat dels aparells glacials. Es defineixen tres fases glacials: una primera *Fase d'estabilització post-màxim*, una segona *Fase de glaceres de vall* i una darrera *Fase de glaceres d'altitud* durant la qual es pot distingir un primer *Episodi de glaceres de vall en altitud* i un segon *Episodi de glaceres de circ*.

- PERÍODE TARDIGLACIAL. Caracteritzat per l'existència de nombroses glaceres rocalloses que permeten definir l'anomenada *Fase de glaceres rocalloses*.

#### HOLOCÈ

- PERÍODE POSTGLACIAL. Durant aquest període es defineixen les anomenades *Fases postglacials i/o Fases històriques*, algunes de les quals tal vegada puguin correlacionar-se amb la *Petita Edat del Gel* (segles XVII a XIX).

### III. LA CRONOLOGIA DEL DARRER CICLE GLACIAL ALS PIRINEUS.

En el capítol III es presenten els resultats més significatius de les datacions realitzades fins el moment en localitats situades a ambdós vessants dels Pirineus (vegeu la figura III.1).

A partir de les edats obtingudes i de les consideracions fetes per Montserrat Martí (1991), atenent a les variacions temporals de la concentració del CO<sub>2</sub> atmosfèric i de la radiació rebuda a l'hemisferi Nord (vegeu la figura III.4), es proposa una cronologia absoluta per cadascuna de les fases del darrer cicle glacial als Pirineus, així com una valoració qualitativa de la magnitud de les variacions del volum de glaç retingut als Pirineus (vegeu la figura III.3):

- Les Fases d'estabilització pre-màxim són anteriors a 50000 anys BP.
- La Fase de màxim glacial se situa entre 45000-50000 anys BP.
- La Fase d'estabilització post-màxim se situa entre 31000-45000 anys BP.
- La Fase de glaceres de vall és anterior a 26000 anys BP.
- La Fase de glaceres d'altitud se situa entre 13000-16000 anys BP.
- La Fase de glaceres rocalloses se situa entre 10000-11000 anys BP.
- La Petita Edat del Gel se situa entre 100-300 anys BP.

Convé destacar que l'edat del darrer màxim glacial als Pirineus, igual com succeeix al massís dels Vosgos (Seret *et al.*, 1990), presenta un clar diacronisme amb l'edat del darrer màxim glacial que s'ha establert pels gels continentals del Nord d'Europa i Nordamèrica, al voltant dels 18000 anys BP.

### IV. EL COMPLEX PROGLACIAL DE BARRATGE MORRÈNIC DEL SEMINARI DE VILALLER.

En el capítol IV es descriu el complex proglacial de barratge morrènic del Seminari de Vilaller, a l'alta conca de la Noguera Ribagorçana. Aquest paleollac es va formar degut al barratge produït per l'arc morrènic frontal de la glacera de la Noguera Ribagorçana corresponent a l'anomenada *Fase de glaceres de vall*.

Els resultats obtinguts en un sondeig mecànic confirmen les interpretacions de dos sondatges elèctrics verticals realitzats amb anterioritat. La seqüència sedimentària del complex proglacial del Seminari de Vilaller, amb una potència aproximada de 30 metres, està constituïda, de base a sostre, per (vegeu la figura IV.7):

- Ritmites glàcio-lacustres (alternança de nivells lutífics i sorrencs) que constitueixen la unitat geoelectrica inferior.
- Sorres i graves flúvio-deltaiques que constitueixen la unitat geoelectrica intermèdia.
- Dipòsits al·luvials que constitueixen la unitat geoelectrica superior.

Les datacions absolutes de les ritmites glàcio-lacustres, tot i que no presenten una interpretació unívoca, indiquen que l'edat de la *Fase de glaceres de vall*, clarament enmarcada en el període de la deglaciació, és anterior a 20000 anys BP.

### V. ELS COMPLEXOS PROGLACIALS LLIGATS A CUBETES DE SOBREEXCAVACIÓ.

En el capítol V es descriuen les cubetes de sobreexcavació glacial de fons de vall de Barruera (vall de la Noguera de Tor), Bono (vall de la Noguera Ribagorçana), Benasc (vall de l'Esera) i Esterri d'Aneu (vall de la Noguera Pallaresa).

Aquestes cubetes, amb una longitud d'uns 5 quilòmetres, se situen a alçades compreses entre 900 i 1100 metres, allunyades dels circs glacials de la capçalera de la conca. Estan situades a les zones de confluència d'antigues llengües glacials i aigües amunt de llindars rocosos transversals a l'eix de la vall.

A partir de la realització de diversos sondatges elèctrics verticals es determina tant la geometria com les unitats geoelèctriques corresponents al rebliment sedimentari de cadascuna d'aquestes cubetes de sobreexcavació glacial:

- La profunditat màxima oscil·la entre uns 150 metres (cubeta de Barruera) i uns 400 metres (cubeta d'Esterrí d'Aneu).

- Es diferencien tres unitats geoelèctriques (vegeu la figura V.11):

- Unitat inferior, amb resistivitats compreses entre 70-200  $\Omega$ -m, interpretada com ritmites glàcio-lacustres (alternança de nivells lutítics i sorrencs).

- Unitat intermèdia, amb resistivitats compreses entre 400-800  $\Omega$ -m, interpretada com sorres i graves flúvio-deltaiques.

- Unitat superior, amb resistivitats compreses entre 100-1500  $\Omega$ -m, constituïda pels dipòsits al·luvials subactuals.

En l'evolució de les cubetes de sobreexcavació glacial es diferencien 5 etapes (vegeu la figura V.20): Etapa de formació de la cubeta, Etapa de cubeta glàcio-lacustre proglacial, Etapa de cubeta glàcio-lacustre distal, Etapa de cubeta lacustre i Etapa al·luvial.

Les cubetes són excavades, principalment, durant la *Fase de màxim glacial*, quan l'acció erosiva de les glaceres assoleix la seva màxima intensitat. Els ambients glàcio-lacustres es formen quan les cubetes queden parcialment descobertes de glaç, amb posterioritat a la *Fase de glaceres de vall*.

## VI. EL COMPLEX JUXTAGLACIAL DE LLESTUI.

En el capítol VI es descriu el complex juxtaglacial de Llestui, a l'alta conca de la Noguera Ribagorçana. Aquest complex és el resultat del rebliment d'un llac juxtaglacial degut al barratge de les conques torrencials del Clot i de Malmarrui per part de la glacera de Llauset, afluent de la glacera de la Noguera Ribagorçana (vegeu la figura VI.2).

Després de descriure les unitats sedimentàries (Unitat glacial -till subglacial i till supraglacial-, Unitat glàcio-lacustre i Unitat al·luvial) es proposa el model deposicional del complex glàcio-lacustre juxtaglacial de Llestui (vegeu la figura VI.10). Els principals processos que contribueixen al rebliment del paleollac de Llestui són:

- Processos relacionats amb les inestabilitats (moviments de massa) dels vessants, subaèris o subaquàtics, que limiten la cubeta glàcio-lacustre.

- Processos relacionats amb els aportos d'aigües de fusió de procedència supraglacial i subglacial i, principalment, amb els aportos d'aigües flúvio-torrencials provinents de les conques dels torrents del Clot i de Malmarrui.

- Processos relacionats amb l'existència estacional (o fins i tot plurianual) d'una capa de glaç a la superfície del llac de Llestui.

L'obtenció del drenatge dels torrents del Clot i de Malmarrui va començar durant les anomenades *Fases d'estabilització pre-màxim*. Tanmateix, els sediments que configuren l'actual complex sedimentari corresponen a la *Fase d'estabilització post-màxim*, fet corroborat per les datacions de les ritmites glàcio-lacustres, amb edats superiors a 34000 i fins i tot 40000 anys BP.

## VII. EL COMPLEX JUXTAGLACIAL DE CERLER.

En el capítol VII es descriu el complex juxtaglacial de Cerler, a l'alta conca de l'Esera. Aquest complex és el resultat del barratge de les conques glacials de Remáscaro i d'Ampríu per part de la glacera de l'Esera.

Els dipòsits del complex de Cerler poden agrupar-se en tres unitats (vegeu la figura VII.4):

- Unitat inferior: Aquesta unitat pot subdividir-se en un tram inferior i un tram superior:
  - Tram inferior: Constituit per tills subglacials de la glacera de l'Esera i dipòsits glàcio-lacustres intensament deformats.
  - Tram superior: Constituit per tills subglacials de les glaceres de l'Esera, Remáscaro i d'Ampríu que deformen i incorporen sediments del tram inferior.
- Unitat intermèdia: Constituïda per tills subglacials de la glacera de l'Esera i dipòsits glàcio-lacustres.
- Unitat superior: Constituïda per tills subglacials i supraglacials de les glaceres de Remáscaro i d'Ampríu, sovint amb la morfologia morrènica original ben conservada.

Les característiques sedimentològiques i micromorfològiques dels dipòsits del complex de Cerler permeten establir la següent seqüència evolutiva, amb quatre fases locals (vegeu les figures VII.13 i VII.14):

- Fase 1, El primer llac juxtaglacial de Cerler: Correspon a la sedimentació del tram inferior de la unitat inferior.
- Fase 2, La progressió de les glaceres de l'Esera, Remáscaro i d'Ampríu: Correspon a la sedimentació del tram superior de la unitat inferior.
- Fase 3, El segon llac juxtaglacial de Cerler: Correspon a la sedimentació de la unitat intermèdia.
- Fase 4, La progressió de les glaceres de Remáscaro i d'Ampríu: Correspon a la sedimentació de la unitat superior.

La seqüència sedimentària del complex de Cerler constitueix un registre més o menys continu que comprèn des de les *Fases d'estabilització pre-màxim* fins l'anomenada *Fase de glaceres d'altitud*.

## RESUMEN.

### I. INTRODUCCIÓN.

En el capítulo I se presentan los objetivos y el planteamiento de este trabajo:

- Realizar una síntesis regional de las fases glaciares del último ciclo glacial en los Pirineos.
- Caracterizar los distintos ambientes glaciolacustres relacionados con el glaciario pirenaico.

Ambos objetivos están estrechamente relacionados (ver la figura VIII.1), pues los complejos glaciolacustres constituyen las secuencias más continuas de las que se dispone en los Pirineos para establecer su evolución durante el último ciclo glacial.

En este capítulo se describe también brevemente la metodología de trabajo, dedicando especial atención a los sondeos eléctricos verticales y al análisis micromorfológico de los depósitos glaciares. Finalmente se presenta la evolución del conocimiento sobre el glaciario pirenaico desde mediados del siglo XIX hasta los trabajos más recientes.

### II. LAS FASES DEL ÚLTIMO CICLO GLACIAR EN LOS PIRINEOS.

En el capítulo II se describen las características más destacadas de las diferentes fases glaciares correspondientes al último ciclo glacial en los Pirineos, estableciendo una cronología relativa de las mismas (ver la figura II.1). Los puntos principales de esta cronología son los siguientes:

#### PLEISTOCENO SUPERIOR

- PERIODO GLACIAR. Corresponde a la última glaciación en los Pirineos. Se distinguen tres grandes intervalos de tiempo.

- Pre-máximo glacial: Caracterizado por una progresión generalizada de los glaciares, con ciertas estabilizaciones que permiten definir las *Fases de estabilización pre-máximo*.

- Máximo glacial: Caracterizado por la máxima extensión de los glaciares durante la llamada *Fase de máximo glacial*.

- Deglaciación: Caracterizada por el retroceso gradual y generalizado de los aparatos glaciares. Se definen tres fases glaciares: una primera *Fase de estabilización post-máximo*, una segunda *Fase de glaciares de valle* y una última *Fase de glaciares de altitud* durante la cual puede distinguirse un primer *Episodio de glaciares de valle en altitud* y un segundo *Episodio de glaciares de circo*.

- PERIODO TARDIGLACIAR. Caracterizado por la existencia de numerosos glaciares rocosos que permiten definir la llamada *Fase de glaciares rocosos*.

#### HOLOCENO

- PERIODO POSTGLACIAR. Durante este período se definen las llamadas *Fases postglaciares* y/o *Fases históricas*, algunas de las cuales puedan tal vez correlacionarse con la *Pequeña Edad del Hielo* (siglos XVII a XIX).

### III. LA CRONOLOGIA DEL ÚLTIMO CICLO GLACIAR EN LOS PIRINEOS.

En el capítulo III se presentan los resultados más significativos de las dataciones realizadas hasta el momento en localidades situadas en ambas vertientes de los Pirineos (ver la figura III.1).

A partir de las edades obtenidas y de las consideraciones hechas por Montserrat Martí (1991), atendiendo a las variaciones temporales de la concentración de CO<sub>2</sub> atmosférico y de la radiación recibida en el Hemisferio Norte (ver la figura III.4), se propone una cronología absoluta para cada una de las fases del último ciclo glaciario en los Pirineos, así como una valoración cualitativa de la magnitud de las variaciones del volumen de hielo retenido en los Pirineos (ver la figura III.3):

- Las Fases de estabilización pre-máximo son anteriores a 50000 años BP.
- La Fase de máximo glaciario se sitúa entre 45000-50000 años BP.
- La Fase de estabilización post-máximo se sitúa entre 31000-45000 años BP.
- La Fase de glaciares de valle es anterior a 26000 años BP.
- La Fase de glaciares de altitud se sitúa entre 13000-16000 años BP.
- La Fase de glaciares rocosos se sitúa entre 10000-11000 años BP.
- La Pequeña Edad del Hielo se sitúa entre 100-300 años BP.

Conviene destacar que la edad del último máximo glaciario en los Pirineos, al igual que sucede en el macizo de los Vosgos (Seret *et al.*, 1990), presenta un claro diacronismo con la edad del último máximo glaciario que se ha establecido para los casquetes glaciares del Norte de Europa y de Norteamérica, alrededor de los 18000 años BP.

### IV. EL COMPLEJO PROGLACIAR DE CIERRE MORRÉNICO DEL SEMINARI DE VILALLER.

En el capítulo IV se describe el complejo proglaciario de cierre morrénico del Seminari de Vilaller, en la cuenca alta de la Noguera Ribagorçana. Este paleolago se formó como resultado del cierre producido por el arco morrénico frontal del glaciario de la Noguera Ribagorçana correspondiente a la llamada *Fase de glaciares de valle*.

Los resultados obtenidos en un sondeo mecánico confirman las interpretaciones de dos sondeos eléctricos verticales realizados con anterioridad. La secuencia sedimentaria del complejo proglaciario del Seminari de Vilaller, con una potencia aproximada de 30 metros, está constituida, de base a techo, por (ver la figura IV.7):

- Ritmitas glaciolacustres (alternancia de niveles lutíticos y arenosos) que constituyen la unidad geoelectrica inferior.
- Arenas y gravas fluviodeltaicas que constituyen la unidad geoelectrica intermedia.
- Depósitos aluviales que constituyen la unidad geoelectrica superior.

Las dataciones absolutas de las ritmitas glaciolacustres, aunque no presenten una interpretación unívoca, indican que la edad de la *Fase de glaciares de valle*, claramente enmarcada en el período de la deglaciación, es anterior a 20000 años BP.



## V. LOS COMPLEJOS PROGLACIARES ASOCIADOS A CUBETAS DE SOBREEXCAVACIÓN.

En el capítulo V se describen las cubetas de sobreexcavación glaciar de fondo de valle de Barruera (valle de la Noguera de Tor), Bono (valle de la Noguera Ribagorçana), Benasque (valle del Esera) y Esterrí d'Aneu (valle de la Noguera Pallaresa).

Estas cubetas, con una longitud de unos 5 kilómetros, se sitúan a alturas comprendidas entre 900 y 1100 metros, alejadas de los circos glaciares de la cabecera de la cuenca. Están situadas en las zonas de confluencia de antiguas lenguas glaciares y aguas arriba de umbrales rocosos transversales al eje del valle.

A partir de la realización de diversos sondeos eléctricos verticales se determina tanto la geometría como las unidades geoelectricas correspondientes al relleno sedimentario de cada una de estas cubetas de sobreexcavación glaciar:

- La profundidad máxima oscila entre unos 150 metros (cubeta de Barruera) y unos 400 metros (cubeta de Esterrí d'Aneu).

- Se distinguen tres unidades geoelectricas (ver la figura V.11):

- Unidad inferior, con resistividades comprendidas entre 70-200  $\Omega$ -m, interpretada como ritmitas glaciolacustres (alternancia de niveles lutíticos y arenosos).

- Unidad intermedia, con resistividades comprendidas entre 400-800  $\Omega$ -m, interpretada como arenas y gravas fluviodeltaicas.

- Unidad superior, con resistividades comprendidas entre 100-1500  $\Omega$ -m, constituida por los depósitos aluviales subactuales.

En la evolución de las cubetas de sobreexcavación glaciar se diferencian 5 etapas (ver la figura V.20): Etapa de formación de la cubeta, Etapa de cubeta glaciolacustre proglaciar, Etapa de cubeta glaciolacustre distal, Etapa de cubeta lacustre y Etapa aluvial.

Las cubetas son excavadas, principalmente, durante la *Fase de máximo glaciar*, cuando la acción erosiva de los glaciares alcanza su máxima intensidad. Los ambientes glaciolacustres se forman cuando las cubetas quedan parcialmente descubiertas de hielo, con posterioridad a la *Fase de glaciares de valle*.

## VI. EL COMPLEJO YUXTAGLACIAR DE LLESTUI.

En el capítulo VI se describe el complejo yuxtaglaciar de Llestui, en la cuenca alta de la Noguera Ribagorçana. Este complejo es el resultado del relleno de un lago yuxtaglaciar debido a la obturación de las cuencas torrenciales del Clot y de Malmarrui por parte del glaciar de Llauset, afluente del glaciar de la Noguera Ribagorçana (ver la figura VI.2).

Después de describir las unidades sedimentarias (Unidad glaciar -till subglaciar y till supraglaciar-, Unidad glaciolacustre y Unidad aluvial) se propone el modelo deposicional del complejo glaciolacustre yuxtaglaciar de Llestui (ver la figura VI.10). Los principales procesos que contribuyen al relleno del paleolago de Llestui son:

- Procesos relacionados con las inestabilidades (movimientos de masa) en los márgenes, subaéreos o subacuáticos, que limitan la cubeta glaciolacustre.

- Procesos relacionados con los aportes de aguas de fusión de procedencia supraglaciaria y subglaciaria y, principalmente, con los aportes de aguas fluvio-torrenciales procedentes de las cuencas de los torrentes del Clot y de Malmarrui.

- Procesos relacionados con la existencia estacional (e incluso plurianual) de una capa de hielo en la superficie del lago de Llestui.

La obturación del drenaje de los torrentes del Clot y de Malmarrui se inició durante las llamadas *Fases de estabilización pre-máximo*. Sin embargo, los sedimentos que configuran el actual complejo sedimentario corresponden a la *Fase de estabilización post-máximo*, hecho corroborado por las dataciones de las ritmitas glaciolacustres, con edades superiores a 34000 e incluso 40000 años BP.

## VII. EL COMPLEJO YUXTAGLACIAR DE CERLER.

En el capítulo VII se describe el complejo yuxtaglaciario de Cerler, en la cuenca alta del Esera. Este complejo es el resultado de la obturación de las cuencas glaciares de Remáscaro y de Ampriu por parte del glaciar del Esera.

Los depósitos del complejo de Cerler pueden agruparse en tres unidades (ver la figura VII.4):

- Unidad inferior: Esta unidad puede subdividirse en un tramo inferior y un tramo superior:

- Tramo inferior: Constituido por tills subglaciares del glaciar del Esera y depósitos glaciolacustres intensamente deformados.

- Tramo superior: Constituido por tills subglaciares de los glaciares del Esera, Remáscaro y de Ampriu que deforman e incorporan sedimentos del tramo inferior.

- Unidad intermedia: Constituida por tills subglaciares del glaciar del Esera y depósitos glaciolacustres.

- Unidad superior: Constituida por tills subglaciares y supraglaciares de los glaciares de Remáscaro y de Ampriu, generalmente con la morfología morrénica original bien conservada.

Las características sedimentológicas y micromorfológicas de los depósitos del complejo de Cerler permiten establecer la siguiente secuencia evolutiva, con cuatro fases locales (ver las figuras VII.13 y VII.14):

- Fase 1, El primer lago yuxtaglaciario de Cerler: Corresponde a la sedimentación del tramo inferior de la unidad inferior.

- Fase 2, La progresión de los glaciares del Esera, Remáscaro y de Ampriu: Corresponde a la sedimentación del tramo superior de la unidad inferior.

- Fase 3, El segundo lago yuxtaglaciario de Cerler: Corresponde a la sedimentación de la unidad intermedia.

- Fase 4, La progresión de los glaciares de Remáscaro y de Ampriu: Corresponde a la sedimentación de la unidad superior.

La secuencia sedimentaria del complejo de Cerler constituye un registro más o menos continuo que abarca desde las *Fases de estabilización pre-máximo* hasta la llamada *Fase de glaciares de altitud*.

## ABSTRACT.

### I. INTRODUCTION.

The objectives and the planning of this work are presented in chapter I:

- To establish a regional synthesis of the glacial phases in the last glacial cycle in the Pyrenees.
- To characterize the several glaciolacustrine environments related to the Pyrenean glaciation.

Both objectives are closely connected (see figure VIII.1), as the glaciolacustrine complexes constitute the most continuous sequences in the Pyrenees which allow us to reconstruct its evolution during the last glacial cycle.

The methods are also briefly described in this chapter, with special attention both to the electrical soundings and to the micromorphological analysis of glacial deposits. Lastly, the evolution of the knowledge about the Pyrenean glaciations since the middle of the XIX<sup>th</sup> century to the most recent works is also presented.

### II. THE PHASES OF THE LAST GLACIAL CYCLE IN THE PYRENEES.

The main characteristics and the relative chronology of the several glacial phases corresponding to the last glacial cycle in the Pyrenees are described in chapter II (see figure II.1). Broadly, this relative chronology is as follows:

#### UPPER PLEISTOCENE

- GLACIAL PERIOD. It corresponds to the last glaciation in the Pyrenees. Three large time-gaps are differentiated.
  - Glacial premaximum: Characterized by a generalized progression of the glaciers with several stabilizations which allow us to define the *Premaximum stabilization phases*.
  - Glacial maximum: Characterized by the maximum extent of the glaciers during the so-called *Glacial maximum phase*.
  - Deglaciation: Characterized by the generalized and gradual retreat of the glaciers. Three glacial phases are defined: a first *Postmaximum stabilization phase*, a second *Valley-glaciers phase* and a last *Altitude-glaciers phase* with a first *Altitude valley-glaciers episode* and a second *Cirque-glaciers episode*.
- TARDIGLACIAL PERIOD. Characterized by common rock glaciers which allow us to define the so-called *Rock glaciers phase*.

#### HOLOCENE

- POSTGLACIAL PERIOD. The so-called *Postglacial phases* and/or *Historical phases* are defined within this period and some of them could be correlated with the *Little Ice Age* (XVII-XIX centuries).

### III. THE CHRONOLOGY OF THE LAST GLACIAL CYCLE IN THE PYRENEES.

The main results arising from absolute datings in localities placed on both slopes of the Pyrenees (see figure III.1) are presented in chapter III.

From both the absolute ages obtained and the considerations made by Montserrat Martí (1991), in which time-variations in the atmospherical CO<sub>2</sub> concentration and the caloric insolation in the northern hemisphere are taken into account (see figure III.4), an absolute chronology for each one of the phases of the last glacial cycle in the Pyrenees is proposed. This chronology and a qualitative valuation of the variations in the ice-volume retained in the Pyrenees are shown in figure III.3:

- The *Premaximum stabilization phases* are previous to 50000 years BP.
- The *Glacial maximum phase* is placed between 45000-50000 years BP.
- The *Postmaximum stabilization phase* is placed between 31000-45000 years BP.
- The *Valley-glaciers phase* is previous to 26000 years BP.
- The *Altitude-glaciers phase* is placed between 13000-16000 years BP.
- The *Rock glaciers phase* is placed between 10000-11000 years BP.
- The *Little Ice Age* is placed between 100-300 years BP.

It is convenient to highlight that the age of the last glacial maximum in the Pyrenees, as it happens in the Vosgues massif (Seret *et al.*, 1990), is clearly diachronic with the age of the last glacial maximum established for the northern Europe and northern America continental ice-sheets around 18000 years BP.

### IV. THE PROGLACIAL MORaine-DAMMED COMPLEX OF SEMINARI DE VILALLER.

The proglacial moraine-dammed complex of Seminari de Vilaller (High Noguera Ribagorçana basin) is described in chapter IV. This palaeolake was formed as a result of the damming produced by the end-moraine of the Noguera Ribagorçana glacier corresponding to the so-called *Valley-glaciers phase*.

The samples obtained in a borehole confirm the interpretation of two previous electrical soundings. The sedimentary sequence of the proglacial complex of Seminari de Vilaller, with a thickness of about 30 meters, is constituted, from bottom to top (see figure IV.7) by:

- Glaciolacustrine rhythmites (laminated clays-silts and sands) which constitute the lower geoelectrical unit.
- Fluviodeltaic sands and gravels which constitute the middle geoelectrical unit.
- Alluvial deposits which constitute the upper geoelectrical unit.

The absolute ages of the glaciolacustrine rhythmites, although they do not have an unique interpretation, show that the age of the *Valley-glaciers phase*, clearly placed within the deglaciation period, is previous to 20000 years BP.

## V. THE PROGLACIAL COMPLEXES RELATED TO OVERDEEPEINED BASINS.

The glacial overdeepened basins of Barruera (Noguera de Tor valley), Bono (Noguera Ribagorçana valley), Benasc (Esera valley) and Esterri d'Aneu (Noguera Pallaresa valley) are described in chapter V.

These overdeepened basins, with a length of about 5 kilometers, are placed between 900 and 1100 meters above sea level, far away from the highest glacial cirques of the basin. They are placed at the junction of former glacial tongues, upstream of rock thresholds transverse to the valley direction.

The geoelectrical soundings allow us to determine both the geometry and the geoelectrical units corresponding to the sedimentary filling of these glacial overdeepened basins:

- The maximum depth ranges from about 150 meters (Barruera basin) to about 400 meters (Esterri d'Aneu basin).
- Three geoelectrical units are differentiated (see figure V.11):
  - The lower unit, with resistivities between 70-200  $\Omega$ -m, interpreted as glaciolacustrine rhythmites (laminated clays-silts and sands).
  - The middle unit, with resistivities between 400-800  $\Omega$ -m, interpreted as fluviodeltaic sands and gravels.
  - The upper unit, with resistivities between 100-1500  $\Omega$ -m, constituted by recent alluvial deposits.

Five periods are distinguished in relation to the evolution of these glacial overdeepened basins (see figure V.20): Basin-formation episode, Proglacial-glaciolacustrine basin episode, Distal-glaciolacustrine basin episode, Lacustrine basin episode and Alluvial episode.

The glacial overdeepened basins were mainly eroded during the *Glacial maximum phase*. Glaciolacustrine environments were formed when these basins became partially uncovered by ice, shortly after the *Valley-glaciers phase*.

## VI. THE JUXTAGLACIAL COMPLEX OF LLESTUI.

The juxtaglacial complex of Llestui (High Noguera Ribagorçana basin) is described in chapter VI. This complex consists on the sedimentary filling of a juxtaglacial lake which was formed when the Llauset glacier (a tributary of the Noguera Ribagorçana glacier) blocked up the drainage of two small torrential basins (El Clot and Malmarrui) (see figure VI.2).

The sedimentary units are described (Glacial unit -subglacial till and supraglacial till-, Glaciolacustrine unit and Alluvial unit) and a depositional model for the juxtaglacial glaciolacustrine complex of Llestui is proposed (see figure VI.10). The dominant processes affecting sedimentation in palaeolake Llestui are:

- Processes related with instabilities (mass movements) in the subaerial or subaquatic slopes of the glaciolacustrine basin.
- Processes related both with supraglacial and subglacial meltwater streams and mainly with inflowing torrential streams coming from the Malmarrui and El Clot basins.

- Processes related with the seasonal (or pluriannual) existence of an ice cape in the surface of lake Llestui.

The drainage obstruction of the Malmarrui and El Clot torrential basins started during the so-called *Premaximum stabilization phases*. However, the deposits which constitute the present sedimentary complex correspond to the *Postmaximum stabilization phase*, as it is shown by the absolute ages (previous to 34000 or even to 40000 years BP) of the glaciolacustrine rhythmites.

## VII. THE JUXTAGLACIAL COMPLEX OF CERLER.

The juxtaglacial complex of Cerler (High Esera basin) is described in chapter VII. This complex is the result of the obstruction of the Remáscaro and Ampriu glacial basins by the Esera glacier.

The deposits of the Cerler complex can be grouped in three units (see figure VII.4):

- The lower unit, which can be divided into a lower part and an upper part:
  - Lower part: Constituted by subglacial tills of the Esera glacier and glaciolacustrine deposits strongly deformed.
  - Upper part: Constituted by subglacial tills of the Esera, Remáscaro and Ampriu glaciers which deform and incorporate sediments from the lower part.
- The middle unit: Constituted by subglacial tills of the Esera glacier and glaciolacustrine deposits.
- The upper unit: Constituted by subglacial and supraglacial tills of the Remáscaro and Ampriu glaciers, often with a well preserved morainic morphology.

The sedimentological and micromorphological characteristics of the deposits in the Cerler complex allow us to establish the following evolutive sequence, with four local phases (see figures VII.13 and VII.14):

- Phase 1, The first juxtaglacial lake of Cerler: It corresponds to the sedimentation of the lower part of the lower unit.
- Phase 2, The Esera, Remáscaro and Ampriu glacial progression: It corresponds to the sedimentation of the upper part of the lower unit.
- Phase 3, The second juxtaglacial lake of Cerler: It corresponds to the sedimentation of the middle unit.
- Phase 4, The Remáscaro and Ampriu glacial progression: It corresponds to the sedimentation of the upper unit.

The sedimentary sequence of the Cerler complex constitutes a more or less continuous record from the *Premaximum stabilization phases* to the so-called *Altitude-glaciers phase*.

## **INTRODUCCIÓ**





# **I. INTRODUCCIÓ.**

## **I.1. Plantejament i objectius del treball.**

Durant els darrers quinze anys s'han realitzat nombrosos treballs d'investigació sobre el glacialisme pirinenc. A la Universitat de Barcelona i, concretament, en els que ara són el Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia i el Departament de Geografia Física i Anàlisi Geogràfica Regional, s'han presentat diverses Tesis de Llicenciatura i Tesis Doctorals fruit d'aquestes investigacions (Bordonau, 1985; Brú, 1985; Furdada, 1988; Gómez Ortiz, 1980; Martí Riba, 1980; Martí Soler, 1988; Montserrat Martí, 1985, 1991; Serrat, 1977; Ventura, 1983; Vilaplana, 1979, 1983a). Exceptuant els treballs de Montserrat Martí (1985, 1991), que es centren en aspectes palinològics i paleoclimàtics, la resta de treballs constitueixen estudis geomorfològics (i sedimentològics) de caire regional.

Els resultats obtinguts fins el moment han permès determinar l'evolució geomorfològica durant el Pleistocè i l'Holocè de les diverses conques glacials estudiades, tot establint la cronologia glacial relativa per cadascuna d'elles. S'han obtingut també algunes datacions absolutes que acoten, encara que parcialment, l'edat de les diverses fases glacials als Pirineus.

Amb un volum de dades locals cada cop més important, resulta necessari correlacionar-les a fi i efecte de determinar els trets comuns que permetin establir una síntesi regional de les fases glacials quaternàries als Pirineus.

Per altra part, el progrés en el coneixement de l'evolució del glacialisme pirinenc passa, inexcusablement, per l'aplicació de tècniques analítiques (principalment les anàlisis radiomètrica i palinològica) en l'estudi de les principals seqüències sedimentàries relacionades amb el fet glacial. Les seqüències glàcio-lacustres constitueixen el registre més continu del que hom disposa als Pirineus per poder determinar els trets bàsics de l'evolució paleoclimàtica, paleogeogràfica i paleoecològica quaternària de la serralada. Cal conèixer, doncs, les característiques dels diferents ambients glàcio-lacustres dels Pirineus per poder planificar les futures investigacions que hauran de resoldre aquells problemes puntuals i específics, principalment relacionats amb aspectes cronològics absoluts, que portaran al coneixement detallat del glacialisme pirinenc.

En aquest marc, els objectius que es plantegen en aquest treball són dos:

- 1.- Realitzar una síntesi regional de les fases glacials del darrer cicle glacial als Pirineus.
- 2.- Caracteritzar els diferents ambients glàcio-lacustres relacionats amb el glacialisme pirinenc.

Per assolir el primer objectiu cal establir, en primer lloc, una cronologia relativa de les diverses fases glacials comunes a totes les conques glacials estudiades arreu de la serralada. Aquesta cronologia relativa que es presenta en el capítol II integra els resultats obtinguts fins el moment en diversos estudis recents sobre el glacialisme pirinenc. Evidentment, les noves investigacions en d'altres valls encara no estudiades en profunditat podran aportar en el futur algunes precisions a la síntesi regional que es presenta en el capítol II d'aquesta memòria. En segon lloc, cal exposar els resultats obtinguts en relació amb la cronologia absoluta de les fases glacials pirinenques i la seva problemàtica. La cronologia absoluta del glacialisme pirinenc és susceptible d'ésser revisada i modificada en profunditat a partir de les datacions absolutes que forneixin les futures investigacions. Tanmateix, l'estat actual de la qüestió es presenta en el capítol III.

Per assolir el segon objectiu cal definir els diferents tipus d'ambients glàcio-lacustres lligats al glacialisme pirinenc i determinar les característiques de cadascun d'aquests ambients

a partir de l'estudi d'una o més localitats tipus. S'han diferenciat quatre tipus d'ambients glàcio-lacustres:

- Ambients glàcio-lacustres proglacials deguts a un barratge morrènic: L'estudi del complex del Seminari de Vilaller (vall de la Noguera Ribagorçana) es presenta en el capítol IV.

- Ambients glàcio-lacustres proglacials lligats a cubetes de sobreexcavació glacial: L'estudi de les cubetes de sobreexcavació de Barruera (vall de la Noguera de Tor), Bono (vall de la Noguera Ribagorçana), Benasc (vall de l'Esera) i Esterri d'Aneu (vall de la Noguera Pallaresa) es presenta en el capítol V.

- Ambients glàcio-lacustres juxtaglacial amb valls tributàries no glacials: L'estudi del complex de Llestui (vall de la Noguera Ribagorçana) es presenta en el capítol VI.

- Ambients glàcio-lacustres juxtaglacial amb valls tributàries glacials: L'estudi del complex de Cerler (vall de l'Esera) es presenta en el capítol VII.

Tot seguit voldria fer algunes consideracions generals sobre el plantejament del treball que fan referència a les fonts d'informació, l'elecció de les localitats tipus, la metodologia de treball i, finalment, l'estructuració de la present memòria:

a) Per establir la cronologia relativa de les fases glacials pirinenques m'he basat, principalment, en els estudis realitzats al vessant meridional del Pirineu Central i Oriental. També m'he basat en els estudis realitzats a la Val d'Aran, al vessant septentrional del Pirineu Central. Es en aquests sectors dels Pirineus on més recentment s'han portat a terme estudis geomorfològics i sedimentològics, de caire regional, que estableixen acuradament les fases glacials de cadascuna de les conques estudiades.

b) Per tractar de les qüestions relacionades amb la cronologia absoluta de les fases glacials pirinenques ha estat necessari fer referència, principalment, als estudis portats a terme en el vessant septentrional dels Pirineus. Fins el moment són poques les localitats del vessant meridional dels Pirineus on s'hi han realitzat datacions absolutes.

c) Sempre que ha estat possible, he escollit com a localitats tipus d'un determinat ambient glàcio-lacustre, aquelles que es troben en conques on ja s'hi ha realitzat un estudi geomorfològic regional. El motiu d'aquesta elecció és poder disposar d'informacions complementàries, principalment les que fan referència al seu context geomorfològic i a la seva cronologia relativa.

d) Les cubetes glàcio-lacustres totalment reblertes de sediments, i en les que no aflora la seqüència sedimentària, s'han estudiat mitjançant la realització de sondatges elèctrics verticals. Els sondatges elèctrics verticals, a més de fornir bons resultats de cara a la determinació de la geometria i del rebliment sedimentari de les cubetes, constitueixen la base de qualsevol estudi encaminat a determinar l'emplaçament d'un futur sondeig mecànic que permeti el mostreig de la seqüència sedimentària.

e) S'ha aplicat per primera vegada en els estudis sobre el glacialisme pirinenc l'anàlisi micromorfològica de tills i d'altres sediments relacionats. L'anàlisi micromorfològica pot considerar-se una tècnica complementària en aquells casos en que el context sedimentari d'un determinat dipòsit és evident, però constitueix una tècnica clau per caracteritzar els diferents tipus de tills quan no hi ha criteris de camp definitius.

f) Els resultats obtinguts en l'estudi dels ambients glàcio-lacustres que es presenten en els capítols IV, V, VI i VII han servit, evidentment, per precisar i/o ratificar la validesa de la cronologia relativa de les fases glacials pirinenques que es presenta en el capítol II. Per facilitar la lectura i la comprensió del text, he considerat més convenient exposar en primer lloc el marc general del glacialisme pirinenc, tot i que he hagut de fer referència a qüestions i localitats que es tracten en capítols posteriors.

## **I.2. Els Pirineus: marc geogràfic i marc geològic.**

### **I.2.1. El marc geogràfic.**

Els Pirineus són una serralada situada a l'istme que uneix la Península Ibèrica amb la resta del continent europeu, a una latitud compresa entre 42 i 43°N. Amb una longitud aproximada de 435 quilòmetres i una direcció WNW-ESE, els Pirineus s'estenen des de la Mar Mediterrània (Golf de Lleó) fins l'Oceà Atlàntic (Golf de Biscaia) (vegeu la figura I.1).

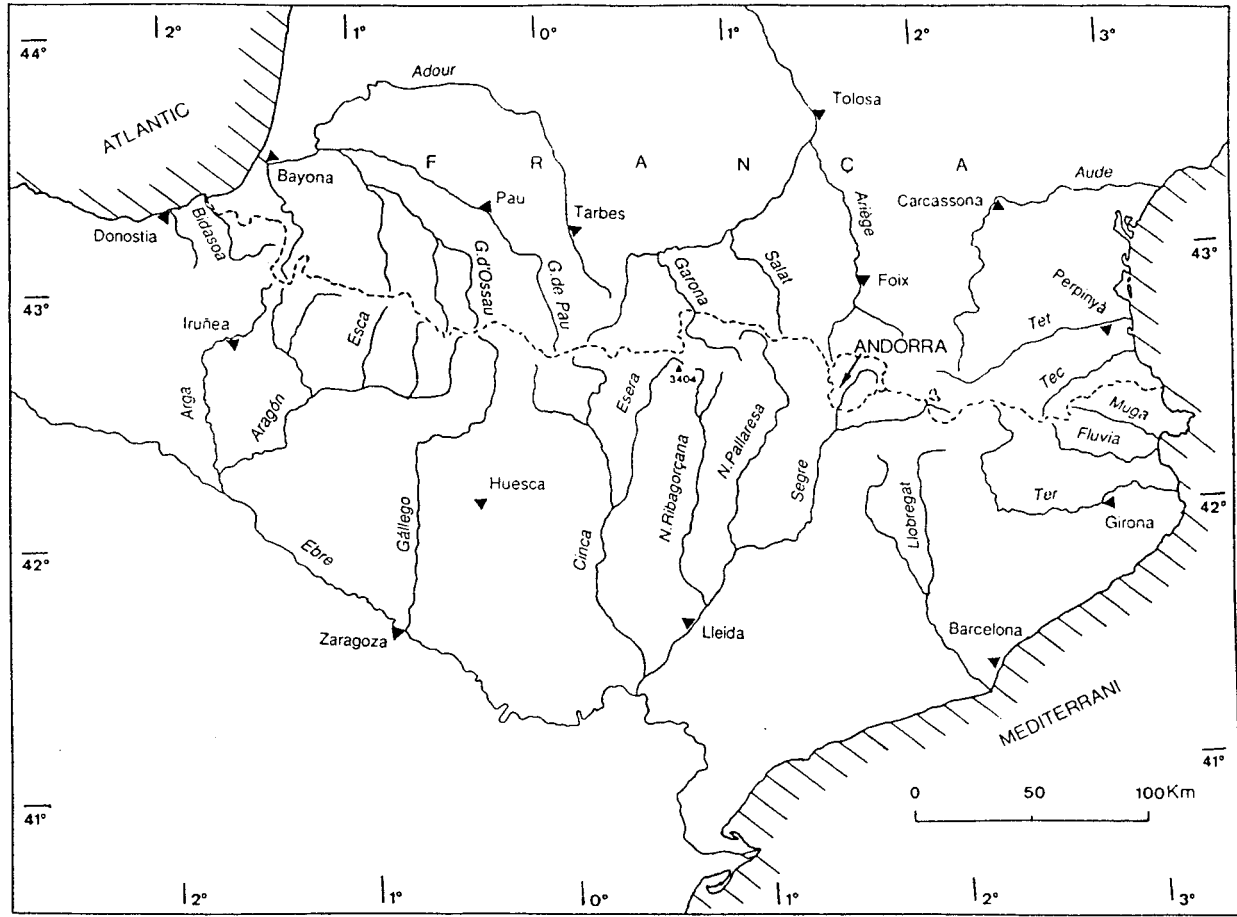


Figura 1.1: Mapa de situació geogràfica dels Pirineus amb els principals rius que els drenen. El Pirineu Occidental és el sector comprès entre l'Oceà Atlàntic i la transversal del riu Esca; el Pirineu Central és el sector comprès entre la transversal del riu Esca i la transversal del riu Segre (és en aquest sector on se situen els massissos de més de 3000 metres i les glaceres de circ actuals dels Pirineus); el Pirineu Oriental és el sector comprès entre la transversal del riu Segre i la Mar Mediterrània.

Els Pirineus, des d'un punt de vista geogràfic, solen subdividir-se en tres unitats: els Pirineus Occidentals que s'estenen des del Golf de Biscaia fins la transversal del riu Esca, els Pirineus Centrals que s'estenen des de la transversal del riu Esca fins aproximadament la transversal del riu Segre i els Pirineus Orientals que s'estenen des de la transversal del riu Segre fins el Golf de Lleó. Tots els massissos amb pics de més de 3000 metres d'alçada estan situats als Pirineus Centrals, destacant el pic d'Aneto (3404 metres), al massís de la Maladeta, com el cim més alt dels Pirineus. Es en aquests massissos de més de 3000 metres on hom troba les glaceres actuals dels Pirineus, totes elles confinades a les zones de circ.

La serralada pirinenca, limitada al nord i al sud per les depressions d'Aquitània i de l'Ebre, és relativament estreta, amb una amplada sovint inferior a 100 quilòmetres tot i que a la transversal de Lleida pot assolir els 150 quilòmetres. El perfil transversal dels Pirineus és clarament dissimètric: el vessant meridional, incloent-hi el conjunt de Serres Pre-pirinenques que poden sobrepassar els 2000 metres d'alçada, és molt més ample que el vessant septentrional, que generalment constitueix una estreta feixa de menys de 40 quilòmetres d'amplada des de les planes d'Aquitània fins els cims més alts de la divisòria principal.

Els Pirineus estan drenats per un conjunt de rius, amb un règim i unes conques d'extensió molt variable, que desemboquen tant a la mar Mediterrània (Ebre, Llobregat, Ter, Fluvià, Muga, Tec, Tet i Aude) com a l'Oceà Atlàntic (Bidasoa, Adour i Garona) (figura I.1).

L'orientació WNW-ESE de la serralada i les influències climàtiques mediterrànies o atlàntiques determinen també una gran dissimetria a nivell bioclimàtic entre ambdós vessants dels Pirineus Centrals. D'aquesta manera, els Pirineus septentrionals atlàntics, exposats als corrents atmosfèrics provinents del NW i del N, són més humits que els Pirineus meridionals amb influència mediterrània, amb un major grau d'aridesa. Aquesta dissimetria és menys palesa en els dos extrems de la serralada, doncs els Pirineus Occidentals tenen una clara influència atlàntica i els Pirineus Orientals tenen una clara influència mediterrània.

### **I.2.2. El marc geològic.**

Basant-me en els treballs de síntesi més recents (Fontboté, 1991; Muñoz, 1992 en premsa) descriuré molt breument els trets bàsics de la geologia dels Pirineus.

Els Pirineus ístmics formen part de l'anomenat orogen pirinenc, resultat de la col·lisió, d'edat alpina, entre les plaques Ibèrica i Euroasiàtica. L'orogen pirinenc s'esten vers l'est fins a la Provença i vers l'oest al llarg de la plataforma cantàbrica fins al mig de l'Oceà Atlàntic, amb una longitud total d'aproximadament 2600 quilòmetres (Muñoz, com.pers.). Al nord i al sud els Pirineus ístmics limiten, respectivament, amb les conques d'avantpaís d'Aquitània i de l'Ebre.

Les estructures tectòniques principals dels Pirineus són els encavalcaments i els plecs, amb una direcció predominantment WNW-ESE paral·lela a la de la serralada. Aquestes estructures alpines afecten els materials mesozoics i una part dels cenozoics, i també involucren materials més antics ja deformats durant l'orogènia herciniana. Per tant, hom pot agrupar els materials dels Pirineus en tres grans unitats: el sòcol, la cobertura i els terrenys postorogènics:

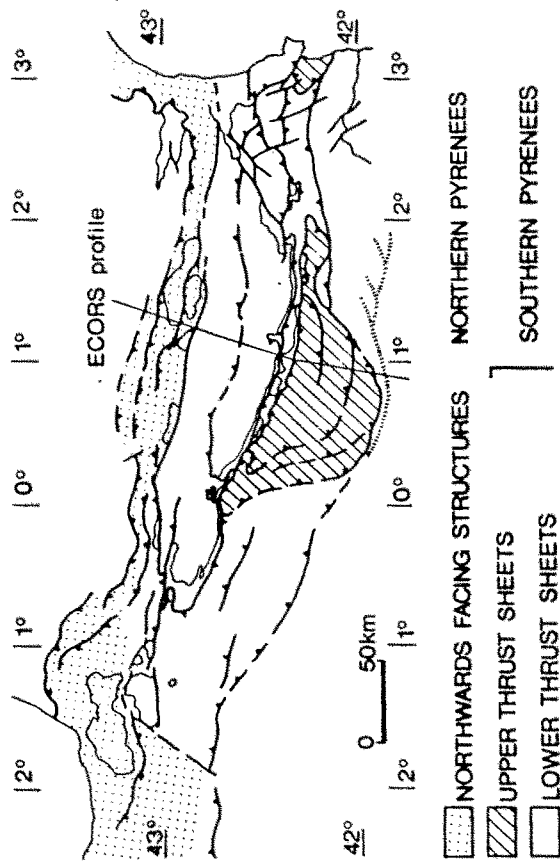
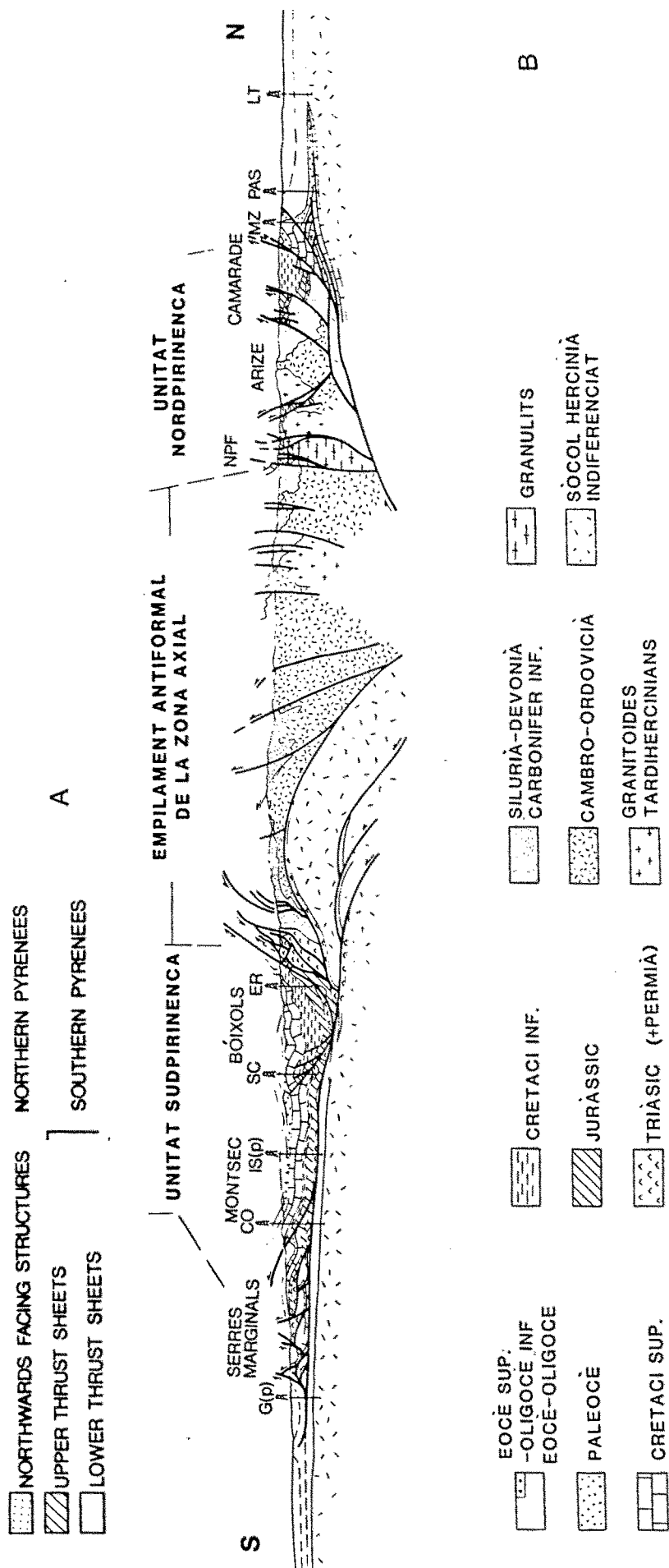


Figura 1.2:

A. Esquema estructural dels Pirineus amb la situació del perfil transversal del Projecte ECORS (segons Muñoz, 1992 en premsa).

B. Tall estructural superficial del Perfil ECORS (segons Muñoz, 1992 en premsa).



[Stippled pattern] NORTHWARDS FACING STRUCTURES    NORTHERN PYRENEES  
 [Diagonal lines pattern] UPPER THRUST SHEETS  
 [White box] LOWER THRUST SHEETS    SOUTHERN PYRENEES

[Stippled pattern] EOCÈ SUP.  
 [Diagonal lines pattern] -OLIGOCE INF  
 [White box] EOCÈ-OLIGOCE  
 [Dotted pattern] PALEOCÈ  
 [White box] CRETACI SUP.  
 [Horizontal lines pattern] CRETACI INF.  
 [Diagonal lines pattern] JURÀSSIC  
 [White box] TRIÀSIC (+PERMIA)  
 [Stippled pattern] SILURIA-DEVONIA  
 [White box] CARBONIFER INF.  
 [Dotted pattern] CAMBRO-ORDOVICIA  
 [White box] GRANITOIDES  
 [White box] TARDIHERCINIANS  
 [White box] GRANULITS  
 [White box] SÒCOL HERCINIÀ  
 [White box] INDIFERENCIAT

El sòcol està constituït per materials hercinians d'edat paleozoica (i possiblement precambriana) fins el Carbonífer superior prestevanià, deformats intensament durant l'orogènia herciniana. També s'inclouen en el sòcol els materials tardi-hercinians, de l'Estefanià i del Permià, clarament discordants sobre els terrenys hercinians però que es comporten solidàriament amb ells durant les deformacions alpines.

La cobertora està constituïda per materials d'edat mesozoica i terciària deformats durant l'orogènia alpina, discordants sobre els materials del sòcol.

Els terrenys postorogènics comprenen, a grans trets, el Neògen i el Quaternari. Aquests terrenys, no afectats per les estructures alpines, són clarament discordants sobre els materials del sòcol i de la cobertora.

Segons Muñoz *et al.* (1983) i Fontboté *et al.* (1986) els Pirineus poden dividir-se en dues grans branques separades, probablement, per la Falla de Pamplona: Els Pirineus Occidentals i els Pirineus Centrals-Orientals (vegeu la figura 1.2).

- Els Pirineus Occidentals estan constituïts, principalment, per encavalcaments de vergència nord deguts a la subducció de l'escorça oceànica del Golf de Biscaia sota la Placa Ibèrica.

- Els Pirineus Centrals-Orientals poden subdividir-se en dues zones: la Zona meridional i la Zona septentrional (vegeu la figura 1.2). La Zona meridional, que inclou les antigues Zona axial, Zona sudpirinenca i la Zona plegada de l'avantpaís meridional definides per Mattauer i Séguret (1971), es caracteritza per la vergència sud de les estructures. A la Zona meridional s'hi diferencien dues grans unitats estructurals: Les Làmines Encavalcants Superiors constituïdes per unitats de la cobertora i les Làmines Encavalcants Inferiors que involucren materials tant del sòcol com de la cobertora. La Zona septentrional, que inclou les antigues Zona nordpirinenca i la Zona plegada de l'avantpaís septentrional definides per Mattauer i Séguret (1971), es caracteritza per estructures predominantment de vergència nord.



Les dades del perfil sísmic profund del Programa ECORS han permès a Muñoz (1992 en premsa) interpretar els Pirineus Centrals-Orientalts com una serralada deguda a la col·lisió continental entre les plaques Ibèrica i Euroasiàtica. Producte d'aquesta col·lisió és la subducció del marge nord de la Placa Ibèrica sota la Placa Euroasiàtica que comporta un escurçament litosfèric considerable, d'aproximadament 150 quilòmetres (vegeu la figura I.3).

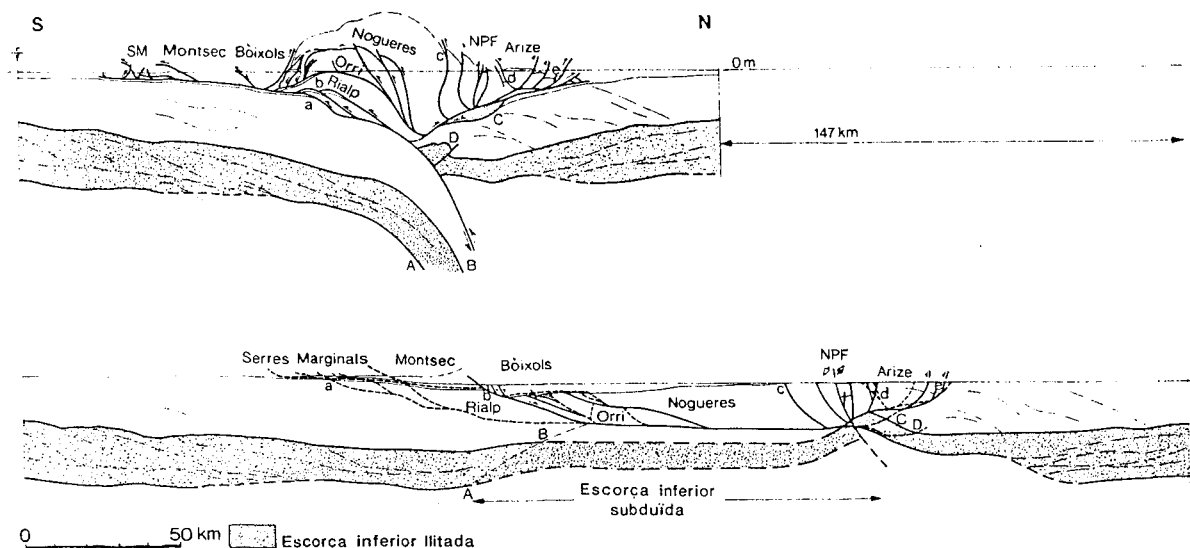


Figura I.3: Seccions transversals del perfil ECORS equilibrades i restaurades (segons Muñoz, 1992 en premsa).

### I.3. Metodologia.

El mètode de treball emprat en la realització del present estudi segueix la metodologia proposada per Vilaplana (1981, 1984a) per l'estudi del glacialisme quaternari dels Pirineus (vegeu la figura I.4). Les investigacions s'aborden des d'una doble perspectiva: la via geomorfològica i la via sedimentològica.

Els estudis geomorfològics tenen per objectiu la cartografia de les principals formes d'erosió i d'acumulació glacial mitjançant el treball de camp i la fotointerpretació. En el present treball, i degut a que les localitats escollides se situen en conques on ja s'hi ha realitzat un estudi geomorfològic regional, s'han recopilat les dades bibliogràfiques referents a aspectes concrets del glacialisme pirinenc i únicament s'ha efectuat un reconeixement sobre el terreny dels sectors més rellevants.

Els treballs que s'integren en l'anomenada via sedimentològica tenen per objectiu l'estudi d'aquelles formacions sedimentàries que constitueixen la clau per establir models paleoambientals i determinar l'evolució del glacialisme pirinenc. En aquesta fase del treball s'apliquen els mètodes sedimentològics clàssics tant a nivell de camp com a nivell de laboratori (aixecament de perfils estratigràfics, anàlisis granulomètriques, datacions radiomètriques, etc.). En els treballs de Raukas *et al.* (1978, 1988) hom pot trobar un llistat dels mètodes utilitzats més sovint en l'estudi dels tills i d'altres dipòsits relacionants amb la dinàmica glacial.

Voldria destacar únicament en aquest apartat dos aspectes: en primer lloc, l'aplicació dels sondatges elèctrics verticals a l'estudi de les cubetes glàcio-lacustres proglacials i, en segon lloc, la impregnació amb reïna de mostres de materials no consolidats per l'estudi de les estructures sedimentàries i de deformació mitjançant l'anàlisi micromorfològica de làmines primes.

### **1.3.1. Els sondatges elèctrics verticals.**

El mètode geoelectric emprat per l'estudi de les cubetes glàcio-lacustres proglacials totalment reblertes de sediments ha estat el dels sondatges elèctrics verticals amb dispositiu Schlumberger (Orellana, 1972). Els mètodes elèctrics són adequats per determinar la geometria de les cubetes glàcio-lacustres i, especialment, les de sobreexcavació glacial (vegeu el capítol V), doncs cal esperar un contrast de resistivitat important entre el substrat rocós paleozoic i els sediments quaternaris suprajacents. Per altra part, els sondatges elèctrics verticals també permeten diferenciar diverses unitats resistives en el rebliment sedimentari que poden interpretar-se posteriorment com litofàcies diferents, sovint amb implicacions genètiques. Així doncs, els objectius que es pretenen assolir amb la realització de sondatges elèctrics verticals són dos:

- L'estudi de la geometria de les cubetes glàcio-lacustres proglacials de barratge morrènic i de sobreexcavació glacial.
  
- L'estudi del rebliment sedimentari de les cubetes glàcio-lacustres.

A cadascuna de les cubetes estudiades s'han realitzat diversos sondatges elèctrics verticals per obtenir la màxima informació, sempre condicionats pels factors topogràfics i les possibilitats d'accés. Tots els sondatges elèctrics verticals s'han realitzat de manera que la direcció de les línies d'electrodes fos paral·lela a les parets laterals rocoses, és a dir, en sentit longitudinal de la cubeta. També s'ha tingut en compte de realitzar-los a una distància suficient

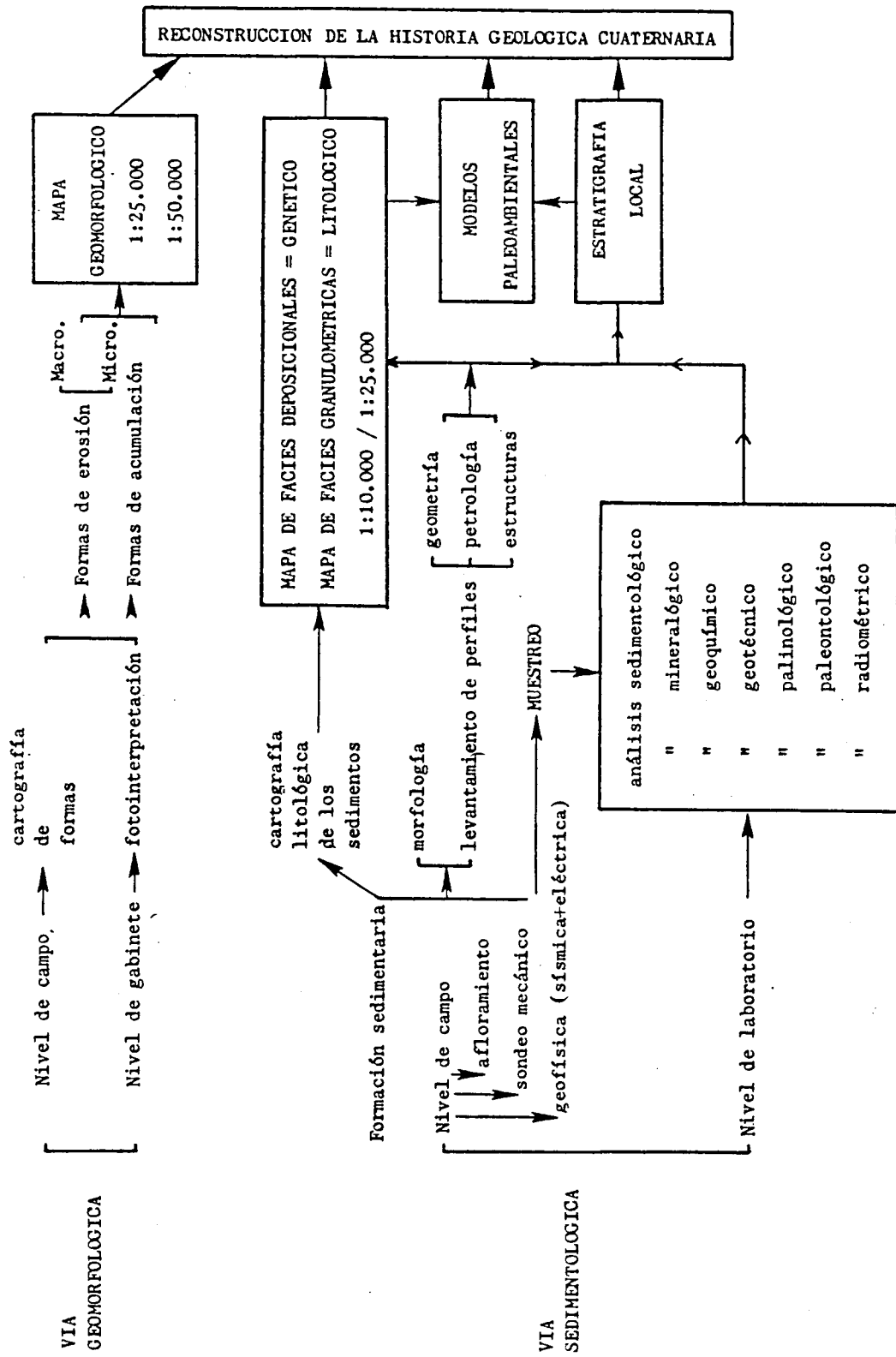


Figura 1.4: Mètode de treball emprat per l'estudi de la Geologia del Quaternari als Pirineus (segons Vilaplana, 1984a). En aquest quadre metodològic general cal afegir-hi, en els treballs a nivell de laboratori, l'anàlisi micromorfològica dels tills i d'altres dipòsits glacials.

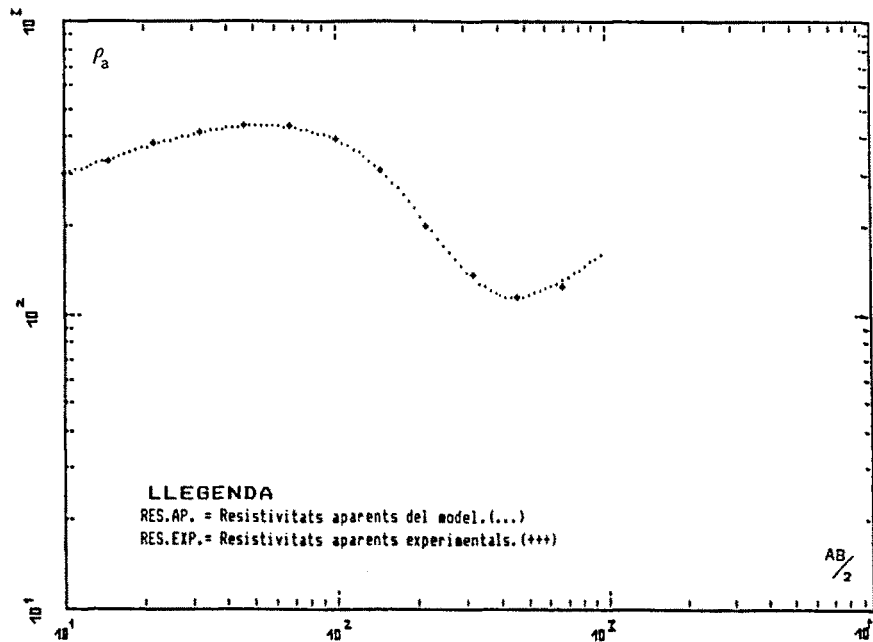
de les parets a fi i efecte de minimitzar l'efecte de la vora de conca. Aquest fet condiona que es disposi d'una bona informació referent a les parts centrals de les cubetes. Al contrari, les parts laterals, pròximes a les parets rocoses de la vall, i els trams inicial i final de les cubetes presenten més complicacions en el moment d'efectuar sondatges elèctrics verticals i, per tant, no es disposa d'informació acurada d'aquests sectors.

A cada sondatge, la densitat de punts mesurats ha estat variable, amb un promig de 8 mesures per dècada de l'escala logarítmica. Evidentment, la densitat ha estat major en aquells trams de corba més delicats, com és ara en els punts d'inflexió. La distància màxima entre electrodes de corrent també ha estat molt variable, lògicament en funció de les dimensions de la cubeta. Així, a la cubeta de sobreexcavació glacial d'Esterra d'Aneu s'han assolit distàncies màximes entre electrodes de corrent de 930 metres.

Les corbes de resistivitat aparent obtingudes són, globalment, del tipus KH ó QH (Orellana, 1972). A totes les corbes, el contacte entre els sediments quaternaris basals conductors i el substrat rocós paleozoic resistiu queda perfectament caracteritzat pel tram final de tipus H de les mateixes (vegeu la figura 1.5). El primer tram de les corbes, que correspon a AB/2 petits, és més irregular i generalment és de tipus K ó Q, lògicament en funció de la resistivitat de les unitats més superiors del rebliment sedimentari de les cubetes. Per tant, la resposta general del mètode emprat permet assolir els dos objectius citats anteriorment: l'anàlisi de la geometria i del rebliment sedimentari de les cubetes glàcio-lacustres proglacials de barratge morrènic i de sobreexcavació glacial dels Pirineus.

Cal remarcar que en el cas de la cubeta glàcio-lacustre proglacial de barratge morrènic del Seminari de Vilaller (vegeu el capítol IV), a l'alta conca de la Noguera Ribagorçana, s'han pogut contrastar els resultats obtinguts en els sondatges elèctrics verticals i l'atribució de les diferents unitats geoelectriques a diferents litofàcies genètiques gràcies a la posterior realització d'un sondeig mecànic. La concordança entre els resultats obtinguts en el sondeig mecànic i les dades i interpretacions dels sondatges elèctrics verticals ratifica la validesa dels mateixos de cara a la reconstrucció dels ambients deposicionals de les cubetes glàcio-lacustres dels Pirineus.

La interpretació numèrica dels sondatges elèctrics verticals ha estat realitzada pels Drs. A.Marcuello, J.Pous i P.Queralt, del Grup de Geofísica del Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia (U.B.). Hom pot trobar una major informació sobre la metodologia de realització i de la interpretació d'aquests sondatges elèctrics verticals en els treballs de Pous (1983), Pous *et al.* (1987), Queralt (1989), Queralt *et al.* (1989) i Bordonau *et al.* (1989).



AJUST			MODEL	
RES. AP.	RES. EXP.	ERROR %	RESISTIVITAT	GRUIX
299.72	299.00	0.24	260.00	6.50
335.37	330.00	1.63	500.00	70.00
377.20	380.00	-0.74	80.00	322.00
414.17	420.00	-1.39	400.00	
436.68	438.00	-0.30		
434.31	437.00	-0.61		
393.27	398.00	-1.19		
307.36	310.00	-0.85		
203.57	200.00	1.78		
132.70	135.00	-1.70		
114.15	115.00	-0.74		
130.23	125.00	4.19		

Figura I.5: Corba de resistivitat aparent del sondeig elèctric vertical Esterrí-9 realitzat a la cubeta de sobreexcavació glacial d'Esterrí d'Aneu, a la vall de la Noguera Pallaresa. S'indiquen els punts mesurats amb les corresponents resistivitats aparents experimentals (en  $\Omega \cdot m$ ) i les resistivitats aparents del model interpretat. La potència de les capes i la distància  $AB/2$  s'expressen en metres. El contacte entre els materials quaternaris basals, relativament conductors, i el substrat rocós paleozoic resistent queda caracteritzat pel tram final de tipus H de la corba.

### 1.3.2. L'anàlisi micromorfològica dels dipòsits glacials.

Generalment, la descripció de les estructures primàries, secundàries i de deformació que presenten els dipòsits glacials es realitza en el mateix aflorament (Raukas *et al.*, 1978, 1988). Algunes d'aquestes estructures, principalment les relacionades amb processos de deformació (plans de cisalla en els tills, estructures d'arrossegament situades a les zones de contacte entre nivells de diamictons -tills- intercalats en una seqüència rítmica glàcio-lacustre, etc.) constitueixen sovint la clau per determinar la gènesi dels dipòsits glacials. Per aquest motiu he decidit realitzar un mostreig d'aquestes estructures a fi i efecte d'obtenir-ne llesques polides i làmines primes per realitzar l'anàlisi micromorfològica de les mateixes. La impregnació de les mostres i les làmines primes s'han realitzat als serveis tècnics del Departament *Fysische Geografie en Bodemkunde* (Universitat d'Amsterdam).

En el cas dels tills, l'elevada proporció de grava i còdols i l'elevat grau de compactació que pot presentar la matriu fan difícil la tasca d'obtenir una mostra imperturbada. Aquesta mostra s'orienta i es transporta fins el laboratori procurant evitar els cops que podrien disturbar-la. Un cop al laboratori es deixa assecat lentament a l'aire lliure per evitar la formació d'esquerdes.

Hi ha diversos procediments per impregnar materials no consolidats (sòls i sediments) els quals estan recollits en el treball de Murphy (1986). En el cas dels tills, que sovint contenen una matriu argilosa força compactada, una impregnació perfecta és molt difícil d'aconseguir. La impregnació amb Synolite (una resina de polièster no saturada) barrejada amb Monoestirè com a dissolvent, Cobaltoctat com a accelerador i Cyclonox com a catalitzador és la que proporciona millors resultats en la impregnació de tills i d'altres dipòsits relacionats amb la dinàmica glacial (van der Meer, 1987, 1992 en premsa). Un cop impregnada, la mostra es deixa endurir molt lentament durant sis setmanes per reduir al màxim la contracció durant el procés. El bloc impregnat és finalment tallat emprant oli de molt baixa viscositat com a refrigerant.

Les llesques més representatives obtingudes mitjançant el procediment descrit en el paràgraf anterior es descriuen en els capítols VI i VII que fan referència, respectivament, als complexos sedimentaris glàcio-lacustres juxtaglacial de Llestui (alta conca de la Noguera Ribagorçana) i de Cerler (alta conca de l'Esera).

D'aquestes llesques s'han realitzat làmines primes, d'aproximadament 20 micres de gruixària, de mida gran (fins a 7x14 centímetres) que seran objecte d'una anàlisi micromorfològica detallada en una futura col·laboració amb el Dr. J.J.M.van der Meer del

Departament *Fysische Geografie en Bodemkunde* (Universitat d'Amsterdam). En el present treball es descriuen algunes de les característiques micromorfològiques més rellevants de les làmines primes corresponents a les mostres dels complexos de Llestui i de Cerler (capítols VI i VII). Els números de referència de les làmines primes que es citen al text (Mi-565 a Mi-590) corresponen a la numeració de la col·lecció del Dr. van der Meer on estan dipositades les làmines primes.

L'anàlisi micromorfològica és una tècnica bàsica en el camp de l'edafologia (Brewer, 1976) que s'ha emprat recentment en l'estudi dels tills i d'altres dipòsits relacionats (van der Meer, 1987, 1992 en premsa; van der Meer *et al.*, 1983). En l'estudi micromorfològic d'una làmina prima s'han de tenir en compte principalment aquells aspectes que fan referència a la textura, l'estructura i la fàbrica del plasma (*plasmic fabric*), així com les característiques diagenètiques post-deposicionals. Els elements texturals (presència d'intraclastos, nivells bandejats, granoclassificació, etc.) i estructurals (fissilitat, agregats de partícules primàries, estructures de deformació, etc.) són els mateixos que s'empren en qualsevol descripció petrològica convencional.

La fàbrica del plasma és la disposició de les partícules inferiors a 2 micres que constitueixen aquella fracció de la matriu que s'anomena plasma. Si les partícules del plasma estan orientades aleatòriament, sense cap orientació preferent, el plasma es comporta de manera isòtropa en observar-lo al microscopi amb els nícols creuats. En canvi, si les partícules del plasma es disposen orientades en uns certs dominis, aquests mostren una elevada birrefringència (vegeu la figura I.6 i les fotos I.1 i I.2). La presència de dominis birrefringents en una mostra pot ésser deguda a una orientació primària de les partícules del plasma causada per processos sedimentaris. En aquest cas, la birrefringència acostuma a ésser baixa i la fàbrica del plasma és "dèbil". Generalment, la presència de dominis birrefringents força evidents, donant lloc a una fàbrica del plasma molt ben desenvolupada, és el resultat dels esforços als que han estat sotmesos els sediments i que han determinat una reorientació de les partícules del plasma segons el camp d'esforços aplicat. Segons van der Meer (1987, 1992 en premsa), els dominis birrefringents són més evidents quan el contingut d'argiles de la mostra és elevat, els esforços que han determinat la reorientació de les partícules han estat importants i el contingut de carbonats en el plasma és baix, doncs aquests últims dispersen la llum polaritzada i enmascaren la fàbrica del plasma.

Els termes emprats per classificar la fàbrica del plasma (Brewer, 1976) es basen en la distribució i la disposició dels dominis birrefringents. Així, els principals tipus de fàbriques (vegeu la figura I.6) que descriu Brewer (1976) i que van der Meer (1987, 1992 en premsa) recull en l'anàlisi micromorfològica de diversos tipus de tills són:

- *Silasepic* i *Argillasepic* (segons quin sigui el contingut de llims i argiles): Els dominis birrefringents no presenten cap orientació preferent. Aquestes fàbriques són característiques dels *flow-tills* (van der Meer, 1987).

- *Skelsepic*: Els dominis birrefringents s'orienten paral·lelament a la superfície dels clastos tot envoltant-los. Aquesta fàbrica, característica dels tills d'acreció (*lodgement tills*) és deguda al moviment rotacional dels clastos sotmesos a pressió (van der Meer, 1987). De manera associada a la fàbrica *skelsepic* hom pot observar també una orientació preferent dels grans de sorra al voltant dels clastos.

- *Unistrial*: Els dominis birrefringents són molt continus, allargats i orientats segons una determinada direcció. Aquesta fàbrica és deguda a esforços de cisalla (Tchalenko, 1968; Maltman, 1977 i 1988) i característica dels tills d'acreció (*lodgement tills*) (van der Meer, 1987).

- *Bimasepic*: Els dominis birrefringents són allargats i orientats en dues direccions. Un cas especial de la fàbrica *bimasepic* és la fàbrica *lattisepic* en la qual les dues direccions són més o menys perpendiculars. La fàbrica *bimasepic* també és deguda a esforços de cisalla.

- *Omnisepic*: Totes, o gairebé totes, les partícules del plasma estan reorientades, de manera que tot el plasma és birrefringent.

- Combinacions de les fàbriques anteriors (*Skel-lattisepic*, *Latti-skelsepic*, etc.).

- *Kinking*: Un cas especial de fàbrica del plasma, no descrit en els treballs de caire edafològic, és la presència de *Kink-bands* (Tchalenko, 1968). Aquest tipus de fàbrica, deguda a una deformació per cisalla intensa que provoca la reorientació de les partícules del plasma, ha estat citada en dipòsits glacials per van der Meer (1987). Maltman (1977) cita una fàbrica similar, a la que anomena clivatge de crenulació (*crenulation cleavage*), obtinguda mitjançant la deformació experimental de sediments argilosos. Un exemple de *kinking* es pot veure a les fotos I.1 i I.2.

Per una major informació sobre els diversos tipus de fàbriques del plasma i les característiques de l'anàlisi micromorfològica de tills i d'altres sediments relacionats hom pot consultar els treballs de Brewer (1976) i van der Meer (1987, 1992 en premsa).



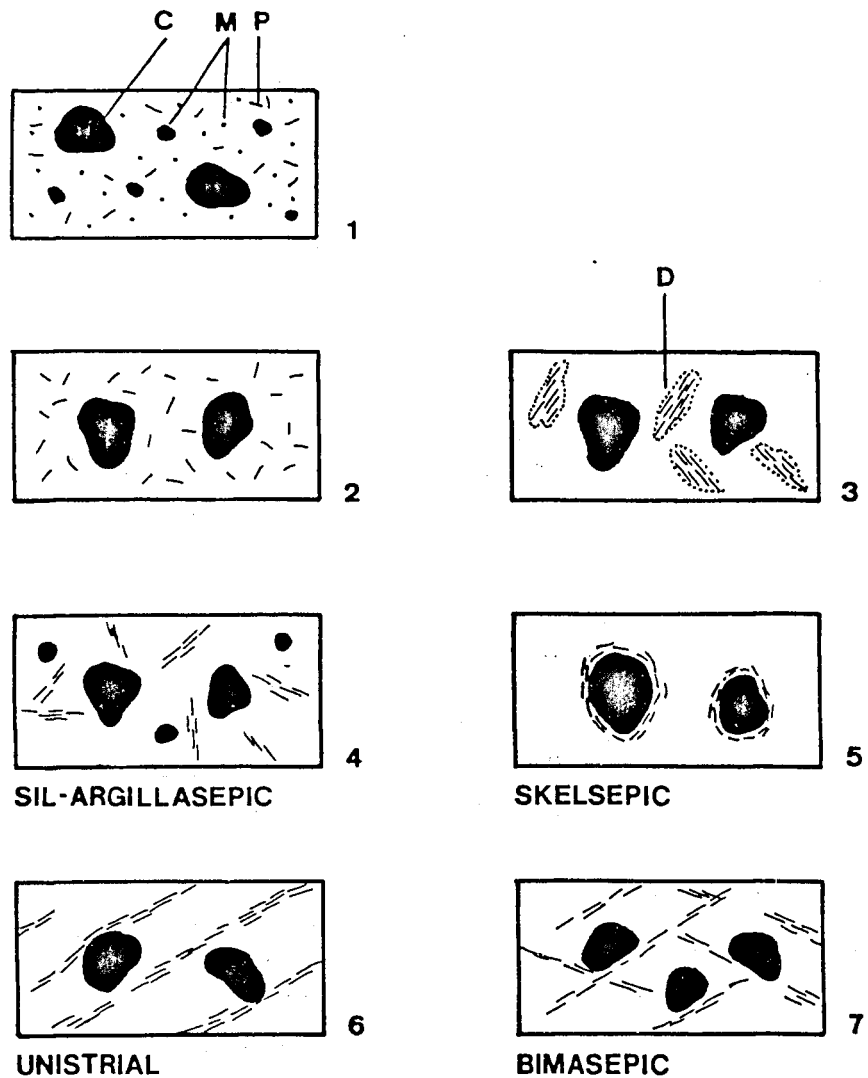
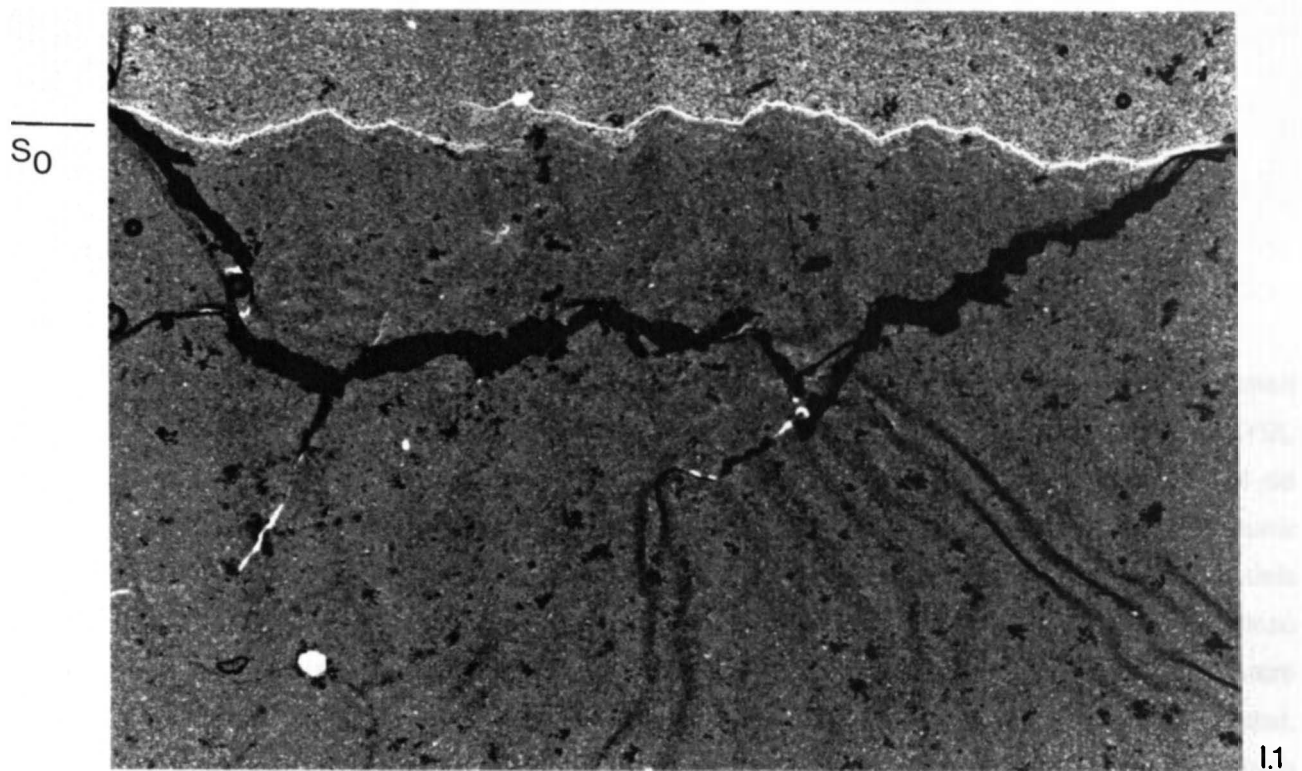
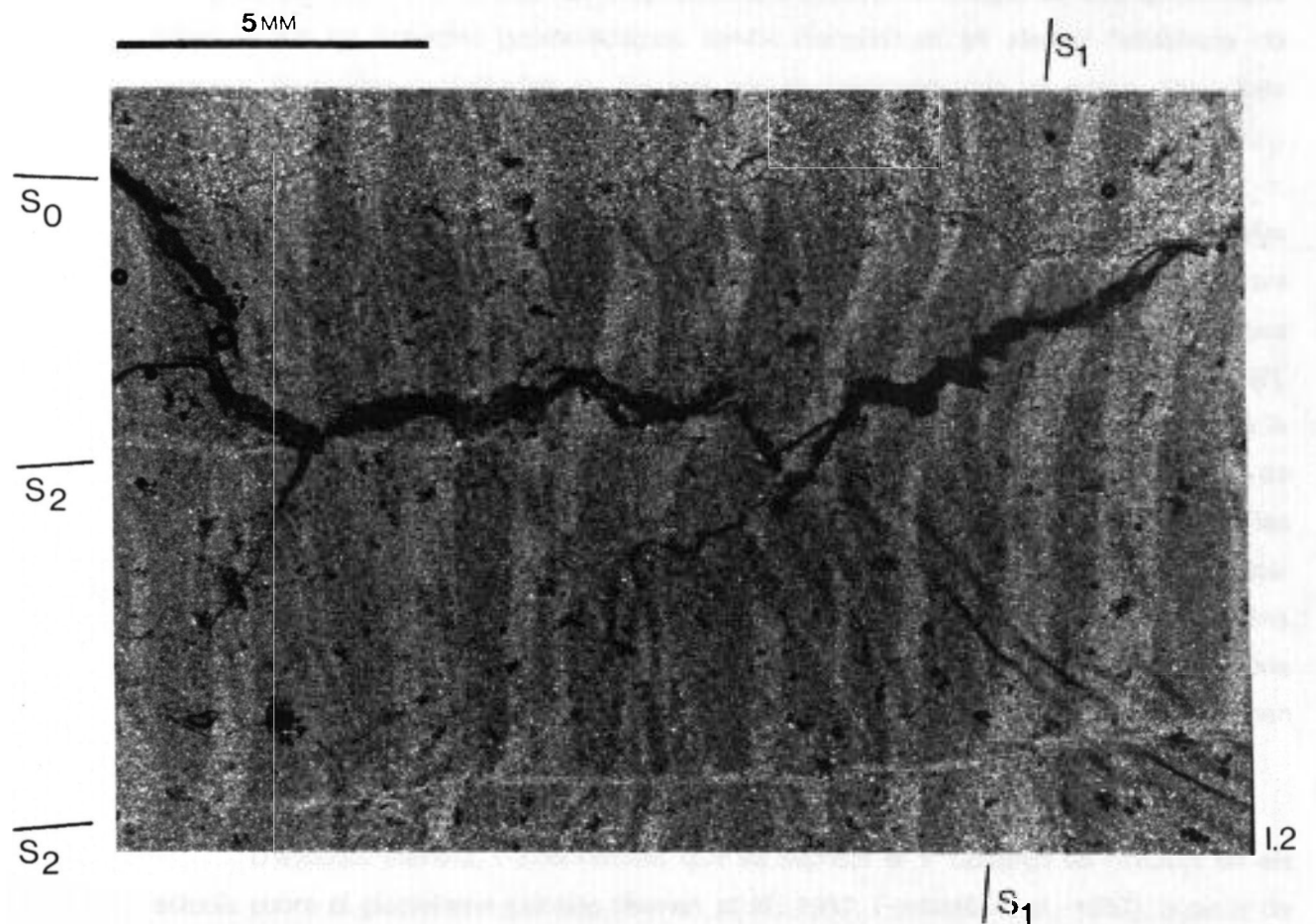


Figura 1.6: La fàbrica de la matriu (*plasmic fabric*). 1: Els components (C, clastos; M, matriu; P, plasma -fracció de la matriu amb partícules inferiors a 2 micres-). 2: Les partícules del plasma estan orientades a l'atzar i no mostren cap tipus de fàbrica. 3: Les partícules del plasma estan orientades en certs dominis (D) birrefringents observables al microscopi amb els nícols creuats. 4: Fàbrica *sil-argillasepic* (segons el contingut de llims i argiles), amb els dominis sense cap orientació preferent. 5: Fàbrica *skelsepic*, amb els dominis orientats paral·lelament a la superfície dels clastos. 6: Fàbrica *unistrial*, amb els dominis orientats segons una direcció preferent. 7: Fàbrica *bimasepic*, amb els dominis orientats segons dues direccions preferents.



I.1



I.2

Exemple de *kinking*. Làmina prima Mi-586 corresponent a uns llims glàciolacustres deformats de les rodalies de Llavorsí (conca de la Noguera Pallaresa). Foto I.1. Fotografia amb llum paral·lela. S'observa un bandejat amb un nivell més groller amb microplecs. Aquest bandejat textural correspon a l'estratificació ( $S_0$ ).

Foto I.2. Fotografia amb nícols creuats. S'observen uns dominis birrefringents en forma de *kink-bands*, molt marcats i molt continus, disposats perpendicularment ( $S_1$ ) a l'estratificació. Al mateix temps s'observa una fàbrica de tipus *unistrial* ( $S_2$ ) formada en una fase de cisalla posterior, doncs talla i desplaça els dominis  $S_1$ .

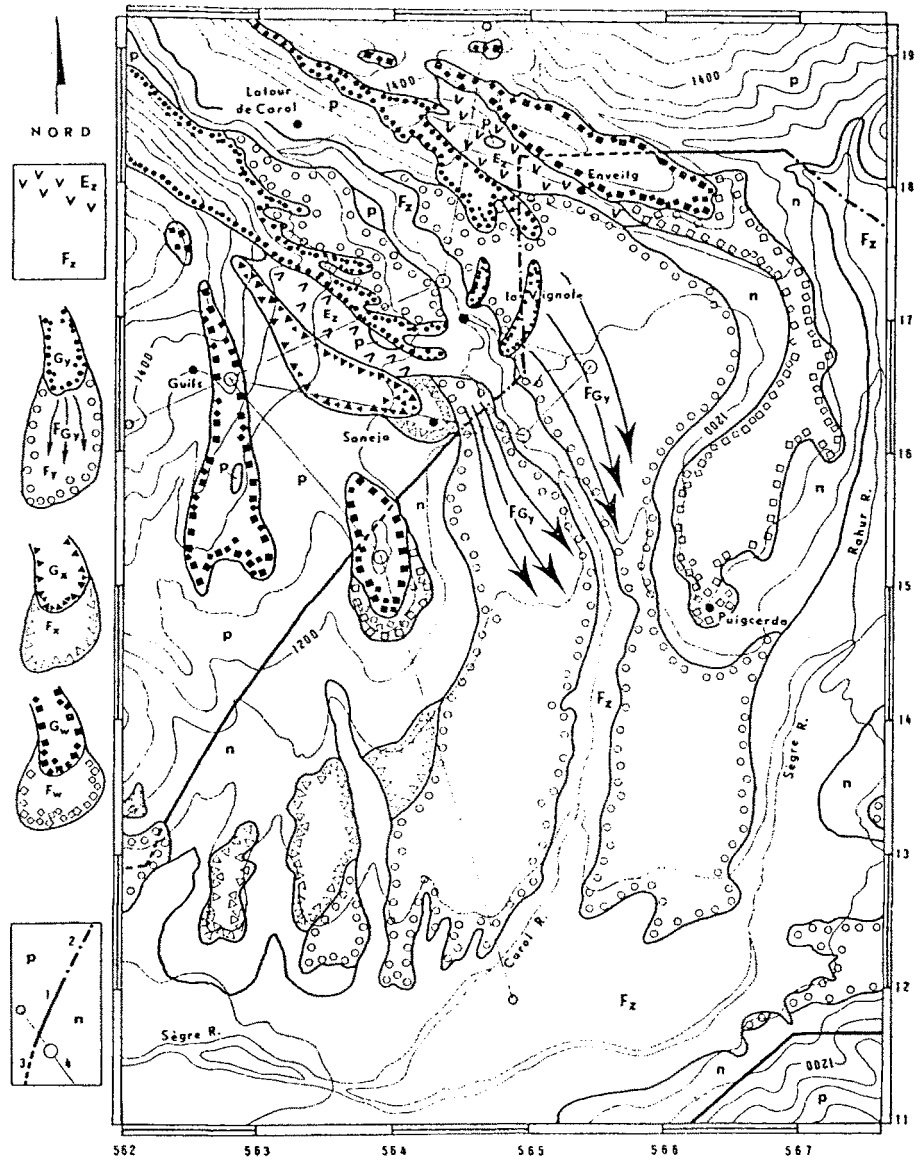
## **I.4. Antecedents.**

### **I.4.1. Evolució del coneixement sobre el glacialisme pirinenc.**

Les observacions puntuals sobre fets relacionats amb el glacialisme quaternari pirinenc, principalment al vessant nord de la serralada, van començar a mitjans del segle XIX, citant-se per primera vegada l'existència d'antigues glaceres als Pirineus en el treball de Charpentier (1841) intitolat *Essai sur les anciens glaciers*. El treball de Penck (1883) constitueix la primera síntesi sobre les glaceres quaternàries dels Pirineus on, a partir de l'estudi dels propis complexos morrènics terminals existents a les principals valls i de les seves relacions amb nivells de terrasses esgraonades, arriba a la conclusió de l'existència de quatre glaciacions que van afectar els Pirineus. Diversos autors posteriors (Boissevain, Chevalier, Nussbaum, Obermaier, Panzer, etc.), aplicant la mateixa metodologia de treball, centrada principalment en aspectes geomorfològics, també coincideixen en afirmar l'existència de diverses glaciacions quaternàries als Pirineus que correlacionen amb les quatre glaciacions definides als Alps per Penck i Brückner.

L'estudi geomorfològic dels complexos morrènics terminals, portat a terme fins els anys 70, ha donat lloc a l'existència de grans controvèrsies sobre el nombre de glaciacions als Pirineus i la seva edat. Fins i tot es qüestiona la validesa dels estudis purament geomorfològics de cara a determinar l'evolució del glacialisme pirinenc i la seva cronologia (Hazera, 1980). Només a tall d'exemple es podria citar el complex morrènic terminal de Puigcerdà (vegeu la figura I.7), a la Cerdanya, construït per la glacera del Querol, que ha estat interpretat de maneres molt diferents segons els diversos autors. A partir de l'estudi de les relacions entre les morrenes i les terrasses s'ha postulat l'existència de diverses glaciacions: Segons Panzer (1932) i Gourinard (1971) es poden diferenciar tres glaciacions (Mindel, Riss i Würm); segons Boissevain (1934) i Nussbaum (1946) entre d'altres, es poden diferenciar dues glaciacions (Riss i Würm); finalment, segons Viers (1961) els diferents arcs frontals corresponen simplement a diverses fases d'una mateixa glaciació.

D'aquesta manera, i amb l'impuls que va suposar el V Congrés de l'INQUA en els estudis sobre el glacialisme pirinenc (Alimen *et al.*, 1957; Fontboté *et al.*, 1957), a partir de mitjans del segle XX, hi ha diverses teories sobre el número de glaciacions als Pirineus i la seva edat, desenvolupades principalment a partir de l'estudi geomorfològic dels complexos morrènics terminals. Així es poden citar els treballs de Viers (1961) que, amb una concepció monoglacialista, admet l'existència d'una sola glaciació durant el Pleistocè superior. A l'altre extrem, Alimen (1964), defensora d'una concepció pluriglacialista, correlaciona els diferents nivells de dipòsits al·luvials d'una determinada vall amb un mateix nombre de glaciacions tot i



Carte géologique de la basse vallée du Carol ; E<sub>z</sub>, éboulis de pente modernes ; F<sub>z</sub>, alluvions post-glaciaires ; G<sub>y</sub>, moraines récentes (de La Vignole) ; F<sub>y</sub>, terrasse liée aux moraines de La Vignole ; FG<sub>y</sub>, cône de raccordement fluvio-glaciaire de La Vignole ; G<sub>x</sub>, moraines intermédiaires (de Saneja) ; F<sub>x</sub>, terrasse liée aux moraines de Saneja ; G<sub>w</sub>, moraines anciennes (de Guilt) ; F<sub>w</sub>, terrasse liée aux moraines de Guilt ; 1. Faille observable en surface ; 2. Prolongement de faille suivi par sondages électriques ; 3. Faille interpolée ; 4. Trace des coupes de la figure 2 ; n, argiles et cailloutis néogènes ; p, schistes cambro-ordoviens. Equidistance : 40 m. Carroyage kilométrique Lambert III repéré sur le cadre.

Figura 1.7: Cartografia geomorfològica del complex morrènic terminal de Puigcerdà (segons Gourinard, 1971). Aquest autor atribueix les morrenes antigues (Gw) al Mindel, les morrenes intermèdies (Gx) al Riss i les morrenes modernes (Gy) al Würm.

que manquin dipòsits glacials d'algunes d'elles. En una posició intermèdia, Barrère (1963) i Taillefer (1969) diferencien un màxim glacial que anomenen *Pléniglaciaire* i un estadi de recessió que anomenen *Stade de disjonction* que fan correspondre, respectivament, al Riss i al Würm.

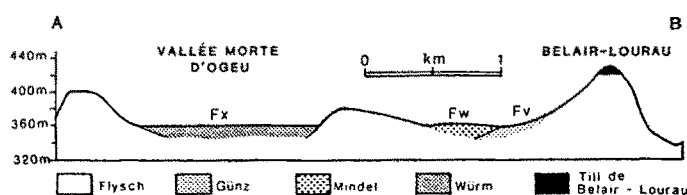
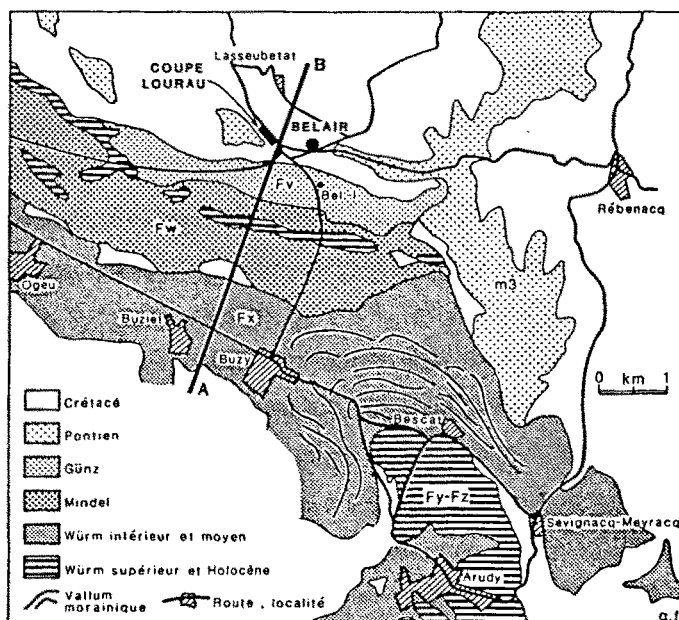
Posteriorment, Hubschman (1973 i 1984), a partir de l'estudi del grau d'alteració dels dipòsits glacials, admet l'existència de dues glaciacions. A la més moderna, que anomena *Glaciaire récent*, corresponen tant les "morrenes externes" dels grans complexos morrènics terminals del vessant nord dels Pirineus, clàssicament atribuïdes al Riss (Barrère, 1963; Alimen, 1964), com les "morrenes internes", clàssicament atribuïdes al Würm. Per contra, l'anomenat *Glaciaire ancien* inclou alguns tills dispersos situats en els vessants i que presenten un major grau d'alteració. Així, el *Glaciaire récent* correspon al Würm i el *Glaciaire ancien* correspon a una glaciació anterior, que podria ésser el Riss.

Cal remarcar molt especialment que els estudis geomorfològics, sedimentològics i palinològics acompanyats de datacions absolutes, realitzats més recentment tant al vessant septentrional dels Pirineus (principalment per investigadors de la Universitat de Toulouse) com al vessant meridional per investigadors de la Universitat de Barcelona, coincideixen en afirmar l'existència d'una darrera important glaciació als Pirineus durant el Pleistocè superior a la qual corresponen tant les principals formes d'erosió com les d'acumulació que hom troba arreu de la serralada (vegeu els treballs de síntesi de Brú *et al.*, 1985; Hérial *et al.*, 1987; Andrieu *et al.*, 1988 i Bordonau *et al.*, 1992 en premsa). Cal deixar molt clar que en aquests treballs de síntesi no es pretén adoptar una concepció monoglacialista tot negant l'existència de glaciacions antigues als Pirineus. Durant la darrera glaciació pleistocena, els possibles complexos morrènics terminals associats a antigues glaciacions haurien estat erosionats de manera que únicament queden restes d'alguns tills aïllats sobre els vessants, o dipòsits glacials retreballats, que permetin deduir l'existència d'antigues glaciacions als Pirineus.

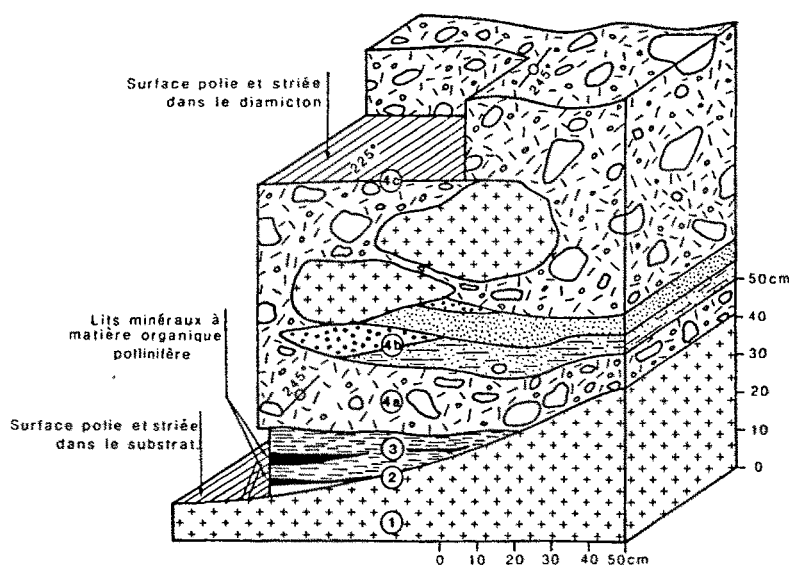
#### **1.4.2 Les glaciacions antigues.**

L'existència de glaciacions antigues als Pirineus ha quedat clarament demostrada per diversos autors que han treballat a ambdós vessants de la serralada, tant a l'alta conca de la Ribagorça (Vilaplana, 1983 a i b) com al peu de mont aquitània, concretament a la Gave d'Ossau (Héty i Gangloff, 1989).

Héty i Gangloff (1989) descriuen un till a la localitat de Belair, uns tres quilòmetres al davant de les morrenes externes d'Arudy, a la Gave d'Ossau, atribuïdes a la darrera glaciació



**A** Localisation de la coupe de Belair-Lourau. Croquis d'après la carte géologique (modifiée pour les dépôts rissiens) d'Oloron-Sainte-Marie (CASTERAS 1970). Le till de Belair côtoie les dépôts du Pontien faisant partie de la Formation de Lannemezan; le till domine largement les nappes alluviales quaternaires de la vallée morte d'Ogeu. Bel-1: forage pétrolier ayant traversé le «Günz» sur une dizaine de mètres.



**B** Base du till en B-160. 1) Substratum de teshénite profondément altérée. 2) Surface polie S-1 à stries et cannelures orientées à 214°-226°; certaines stries se superposent. La surface est interprétée comme un poli glaciaire. 3) Dépôt fin, lité, pollinifère. 4) diamicton à galets striés (till): 4a) diamicton fissile; 4b) lentille de sable fin et grossier au sein du till; 4c) surface polie S-2 à stries et cannelures monodirectionnelles (225°). La surface est interprétée comme un plan de faille à faible pendage, d'origine glaciotectonique.

Figura I.8:

**A.** Cartografia i tall geomorfològic del sector de Belair, a la vall de la Gave d'Ossau (segons Héту i Gangloff, 1989).

**B.** Columna estratigràfica del till de Belair (segons Héту i Gangloff, 1989).

pleistocena (vegeu la figura 1.8). Aquest till està fortament alterat i rubefactat disposant-se sobre un substrat rocós polit i estriat també intensament alterat. Des d'un punt de vista geomorfològic, aquest dipòsit està associat a la formació Plio-Quaternària de Lannemezan (Alimen, 1957; Icole, 1969). La intensa alteració química del till permet situar la seva edat en el Pleistocè inferior i, a manca de datacions i de correlacions fiables, els autors proposen el terme de *Glaciació de Belair* per designar la glaciació a la qual correspon el till de Belair.

Vilaplana (1983 a i b) descriu una acumulació en el Barranc de l'Artiga, a la vall de la Noguera Ribagorçana, en la que hom troba blocs morrènics de granodiorita inclosos en una formació de vessant que està fossilitzada per tills corresponents al màxim glacial de la darrera glaciació. Evidentment, els blocs de granodiorita provenen del desmantellament d'una morrena antiga, formada durant una glaciació anterior, que hauria estat degradada per la dinàmica del vessant abans de la darrera glaciació. El mateix autor descriu també un dipòsit d'origen flúvio-glacial al Pont de Suert, situat uns 200 metres per sobre de la plana al·luvial de la Noguera Ribagorçana, que pot associar-se també a una glaciació antiga.

Per altra part, Clotet *et al.* (1984) han citat uns dipòsits a l'alta conca del Llobregat, al Pirineu Oriental, als que atribueixen un origen glacial durant una glaciació antiga, encara que no pot descartar-se la possibilitat que corresponguin a restes d'antics moviments de massa.

La manca de formacions sedimentàries completes i de formes glacials ben conservades associades a les glaciacions antigues fa difícil la datació i la correlació de les mateixes, així com la reconstrucció detallada de l'extensió de les glaceres durant aquestes glaciacions antigues.

### **1.4.3. El darrer cicle glacial.**

Un cop exposats molt breument els antecedents i la problemàtica dels estudis sobre el glacialisme pirinenc, així com les principals proves que demostren l'existència de glaciacions antigues em centraré en la darrera glaciació pirenaica, posant especial atenció en el vessant meridional de la serralada. Després d'un estudi regional bastant exhaustiu de les diferents conques glacials dels Pirineus (amb mètodes geomorfològics, sedimentològics, palinològics, etc.) s'han publicat diversos treballs de síntesi sobre les fases glacials corresponents a la darrera glaciació pirinenca del Pleistocè superior. Pel vessant meridional cal remarcar la primera síntesi de Brú *et al.* (1985), revisada i completada posteriorment per Bordonau *et al.* (1992 en premsa). Pel vessant septentrional cal destacar els treballs d'Hérail *et al.* (1987) i d'Andrieu *et al.* (1988).

Abans de descriure en detall, en el capítol II d'aquesta memòria, les característiques principals de les diverses fases glacials corresponents al darrer cicle glacial vull fer únicament una relació dels sectors del vessant sud dels Pirineus (vegeu la figura 1.9) en els que el glacialisme quaternari ha estat recentment estudiat de manera detallada per primera vegada o en els que s'han fet revisions dels estudis anteriors. Per cada sector considerat indicaré els treballs que posen especial èmfasi en la cronologia dels esdeveniments glacials i a partir dels quals ha estat possible realitzar els treballs de síntesi citats anteriorment (Brú *et al.*, 1985; Bordonau *et al.*, 1992 en premsa).

En el Pirineu Oriental s'ha estudiat el Massís de Puigmal i Costabona (Serrat, 1977, 1980); el sector de Calmquerdós, Tossa Plana de Llès i Port Negre (Gómez Ortiz, 1980); així com les valls d'Arinsal i la Valira d'Ordino, al sector nord-occidental d'Andorra (Vilaplana, 1984b, 1985). En el Pirineu Central s'ha estudiat en detall l'alta conca de la Noguera Pallaresa, concretament les valls Ferrera i de Cardós (Brú, 1985), les valls de Son, Espot i Escart (Ventura, 1983), la vall d'Assua (Furdada, 1988) i els treballs de Ventura (en curs de realització) que cobreixen la resta de valls que configuren l'alta conca de la Noguera Pallaresa. També en el Pirineu Central s'han estudiat les altes conques de la Ribagorça (valls de la Noguera Ribagorçana i la Noguera de Tor) (Vilaplana, 1983 a i b) i l'alta conca de l'Esera (Martínez de Pisón, 1989).

També vull incloure en aquesta relació els estudis realitzats a l'alta conca de la Garona que, encara que estigui situada al vessant septentrional dels Pirineus, pertany a la comarca catalana de la Val d'Aran. Concretament s'han estudiat les conques dels rius Jòu i Nere, al sector sud-occidental de la Val d'Aran (Bordonau, 1985 i 1987) i el Massís Central de la Val d'Aran (Martí Soler, 1988).

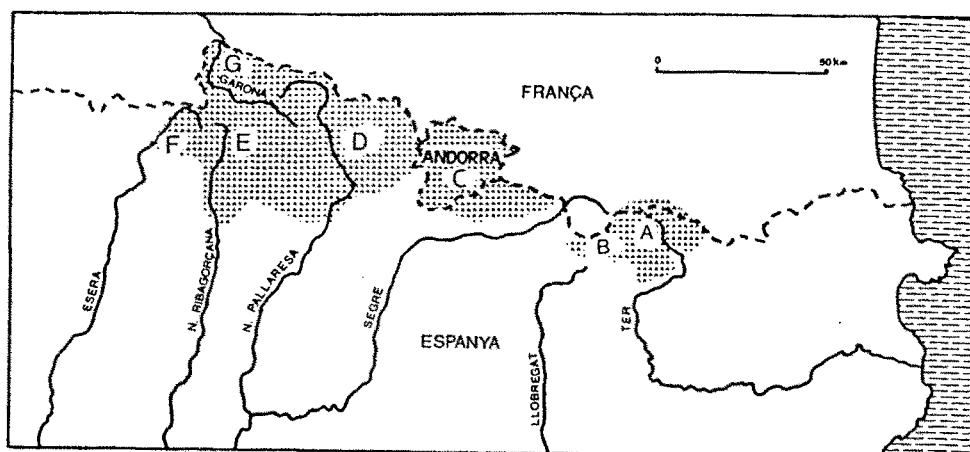


Figura 1.9: Mapa de situació de les conques i els massissos que s'han estudiat per portar a terme la síntesi regional de les fases glacials corresponents al darrer cicle glacial als Pirineus. A. Massís de Puigmal-Costabona; B. Cerdanya; C. Valls d'Andorra; D. Alta conca de la Noguera Pallaresa; E. Alta conca de la Noguera Ribagorçana; F. Alta conca de l'Esera; G. Alta conca de la Garona (Val d'Aran).



## EL DARRER CICLE GLACIAL ALS PIRINEUS



## **II. LES FASES DEL DARRER CICLE GLACIAL ALS PIRINEUS.**

### **II.1. Introducció.**

En el treball de Bordonau *et al.* (1992 en premsa) es resumeixen molt breument les diferents fases glacials corresponents al darrer cicle glacial als Pirineus i s'estableix una cronologia relativa de les mateixes (vegeu la figura II.1). La "seqüència tipus" de les fases glacials als Pirineus s'ha determinat a partir de la correlació de les cronologies glacials relatives establertes a cadascuna de les conques estudiades (vegeu l'apartat I.4.3). D'aquesta manera, a cada vall en particular, i segons les seves característiques -situació, extensió, etc.-, es poden trobar registres més o menys complets o parcials del darrer cicle glacial. Abans d'entrar en la descripció de les característiques del fet glacial durant cadascuna de les fases diferenciades per Bordonau *et al.* (1992 en premsa) exposaré, a tall d'introducció d'aquest capítol, els principals trets d'aquesta cronologia (vegeu la figura II.1):

## PLEISTOCÈ SUPERIOR

- **PERÍODE GLACIAL.** Correspon a la darrera glaciació als Pirineus en la que es poden diferenciar tres grans intervals de temps segons el grau de desenvolupament i l'extensió de les glaceres.

- **Pre-màxim glacial:** Es l'interval de temps anterior al moment en que les glaceres assoleixen la seva màxima extensió. Correspon a una progressió generalitzada de les glaceres durant la qual es poden diferenciar certs moments d'estabilització que defineixen les *Fases d'estabilització pre-màxim*.

- **Màxim glacial:** Es el moment en que les glaceres assoleixen la seva màxima extensió durant l'anomenada *Fase de màxim glacial*.

- **Deglaciació:** Es l'interval de temps durant el qual es produeix el retrocés gradual i generalitzat dels aparells glacials, tot i que es poden produir petits avenços o pulsacions de les glaceres, així com períodes d'estabilització de les mateixes. Aquesta dinàmica glacial durant la deglaciació permet la diferenciació de diverses fases glacials: una primera *Fase d'estabilització post-màxim*, una segona *Fase de glaceres de vall* i una darrera *Fase de glaceres d'altitud* durant la qual es pot distingir un primer *Episodi de glaceres de vall en altitud* i un segon *Episodi de glaceres de circ*.

- **PERÍODE TARDIGLACIAL.** Correspon a un moment en que les glaceres ja han desaparegut de la majoria de circs dels Pirineus i que està caracteritzat per l'existència de nombroses glaceres rocalloses que permeten definir l'anomenada *Fase de glaceres rocalloses*.

## HOLOCÈ

- **PERÍODE POSTGLACIAL.** Correspon al període interglacial Holocè al llarg del qual no es pot descartar la possible persistència fins l'actualitat de petites glaceres de circ als massissos més alts dels Pirineus. Durant aquest període es defineixen les anomenades *Fases postglacials* i/o *Fases històriques*, algunes de les quals tal vegada puguin correlacionar-se amb la *Petita Edat del Gel* (segles XVII a XIX), definida als Alps i comprovada en d'altres regions del Planeta.

<b>HOLOCE</b>	<b>POSTGLACIAL</b>	<i>Petita Edat del Gel</i> <b>Fases postglacials</b>	
<b>PLEISTOCE</b>	<b>TARDIGLACIAL</b>	<b>Fase de glaceres rocalloses</b>	
	<b>GLACIAL</b>	<b>Deglaciació</b>	<b>Fase de glaceres d'altitud</b>
			<b>Fase de glaceres de vall</b>
			<b>Fase d'estabilització post-màxim</b>
			<b>Fase de màxim glacial</b>
	<b>Fases d'estabilització pre-màxim</b>		

Figura II.1: Quadre estratigràfic amb la cronologia relativa de les fases glacials quaternàries dels Pirineus (modificat de Bordonau *et al.*, 1992 en premsa).

## II.2. Les fases d'estabilització pre-màxim.

La progressió de les glaceres des del darrer període interglacial fins assolir la seva màxima extensió durant el darrer màxim glacial no es va realitzar de manera constant i continuada. D'aquesta manera hom troba evidències de certs períodes d'estabilització, de durada indeterminada, durant els quals les glaceres es van estabilitzar afavorint la formació de complexos sedimentaris de marge glacial, concretament en una posició juxtaglacial. Bordonau (1985) va definir per primera vegada la "Fase d'estabilització pre-màxim" als Pirineus a partir dels dipòsits glàcio-fluvials i glàcio-lacustres del Complex de Soberado, a la vall del riu Jòeu (alta conca de la Garona), que presenten indicis clars d'haver estat retreballats per la glacera del Jòeu durant la seva progressió fins arribar al màxim glacial.

Fins el moment s'han trobat als Pirineus molts pocs registres sedimentaris que corresponguin a aquestes fases d'estabilització que precedeixen al darrer màxim glacial. Aquest fet pot explicar-se a partir de la pròpia dinàmica glacial si es té en compte que les glaceres, durant la seva progressió cap el màxim glacial, van erosionar completament els possibles dipòsits preexistents. Així, únicament queden alguns petits registres sedimentaris aïllats en aquells indrets on diversos factors, entre els que cal destacar el paleorrelleu, van fer possible la seva preservació. Els registres sedimentaris que demostren l'existència d'aquestes fases d'estabilització poden ésser de dos tipus: registres directes i registres indirectes.

Entenc per "registre directe" aquella acumulació sedimentària formada durant una fase d'estabilització pre-màxim i conservada fins el present d'una manera més o menys intacta. Un "registre indirecte", en canvi, el constitueix aquella acumulació formada durant una fase d'estabilització pre-màxim però que durant les fases posteriors, principalment la fase de màxim glacial, ha quedat totalment destruïda amb els seus sediments retreballats i incorporats en una nova acumulació.

### **Registres directes.**

Els registres directes corresponen a aquells dipòsits que, per la seva posició en seqüències estratigràfiques més o menys completes, són clarament atribuïbles a les fases d'estabilització anteriors al darrer màxim glacial.

Als Pirineus, únicament s'han citat tres exemples clars d'aquests registres directes que, per tant, poden considerar-se excepcionals. Al vessant septentrional dels Pirineus s'han descrit dos exemples en valls tributàries de la Garona: el Complex de Soberado a la vall del riu Jòeu (Bordonau, 1985) i l'obturgació de Sost a la vall de l'Ourse de Sost (Hérail i Jalut, 1986; Jalut,

1989). Al vessant meridional dels Pirineus s'ha descrit únicament el Complex de Cerler a la vall de Remáscaro, afluent de l'Esera (Bordonau, 1992 en premsa), on uns dipòsits glàcio-lacustres i glàcio-fluvials sedimentats en un ambient juxtaglacial es troben deformats i fossilitzats per tills del darrer màxim glacial.

Per altra part, a l'alta conca de la Noguera Pallaresa, Brú (1985) descriu també uns afloraments de dipòsits flúvio-glacials cimentats per òxids de ferro en els barrancs de Gerri i de Sant Miquel (a les valls Ferrera i de Cardós, respectivament) que es troben fossilitzats per tills del màxim glacial i que mostren estries degudes al pas del gel.

Descriuré breument les localitats de Soberado i Sost, doncs el Complex de Cerler serà objecte d'un estudi més detallat en el capítol VII referent als complexos glàcio-lacustres juxtaglacials.

### **El Complex de Soberado.**

El Complex de Soberado, situat a la confluència del riu Joeu amb el torrent de Soberado, a l'alta conca de la Garona, ha estat descrit per Bordonau (1985). En aquest complex es poden diferenciar dues unitats (vegeu la figura II.2):

- La unitat inferior del Complex de Soberado, en contacte amb el substrat rocós devonià i amb una potència màxima de 4 metres, està constituïda per nivells compactats de graves i sorres amb molt poca matriu i una fàbrica del tipus *clast-supported* (Gcs). Els clastos són subangulosos i la seva litologia (calcàries i esquists) demostra que provenen de la petita conca del torrent de Soberado. Aquesta unitat inferior presenta un clar llitatge seguint el pendent del vessant. Hom interpreta els dipòsits de la unitat inferior com els restes d'un antic con de dejecció flúvio-torrencial que implicaria l'existència, durant la seva formació, d'un nivell de base algunes desenes de metres més elevat que l'actual.

- La unitat superior del Complex de Soberado es troba tant en contacte erosiu sobre els materials de la unitat inferior com directament sobre el substrat rocós polit i estriat. Està constituïda per un till basal argilós (Dmm) amb nombrosos blocs de granodiorita que demostren una important transfluència de glaç provinent del massís de la Maladeta, doncs el substrat granodiorític és inexistent a la conca del riu Joeu. Les característiques d'aquest till permeten classificar-lo com un till d'acreció (*lodgement till*) i com un till de deformació doncs inclou, tot deformant-los alguns nivells de ritmites glàcio-lacustres preexistents (Fld).

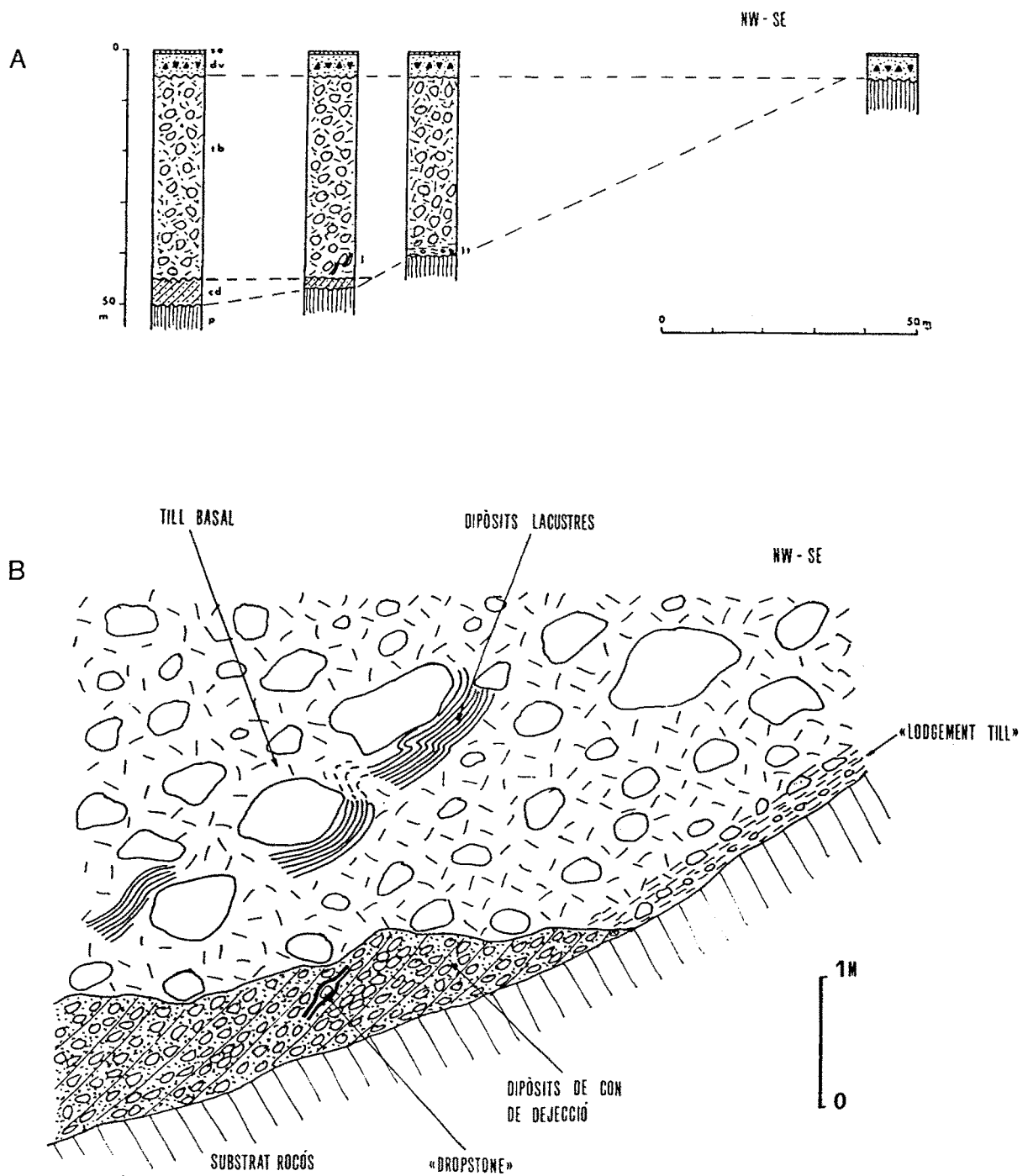


Figura II.2: El Complex de Soberado, a la vall del riu Joeu, alta conca de la Garona (segons Bordonau, 1985).

**A.** Columnes estratigràfiques generals del Complex de Soberado. L.Legenda: p. substrat rocós paleozoic; cd. dipòsits de con de dejecció; lt. till d'acreció (*lodgement till*); tb. till basal; l. lutites glàcio-lacustres; dv. dipòsit de vessant; se. sòl edàfic.

**B.** Detall del contacte entre la Unitat Inferior constituïda per dipòsits de con de dejecció (Gcs) i la Unitat Superior constituïda per un till basal (Dmm) que inclou lutites glàcio-lacustres deformades (Fld).



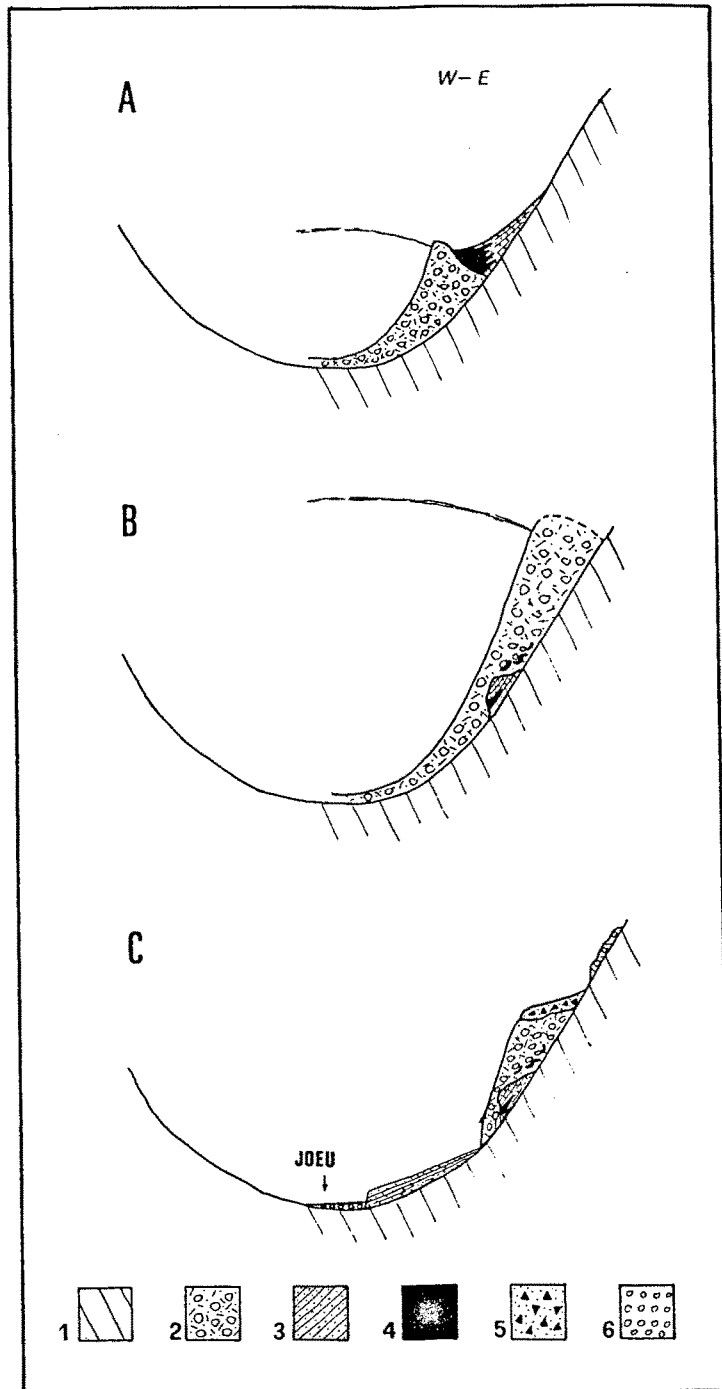


Figura II.3: Esquema interpretatiu de l'evolució del Complex de Soberado, a la vall del riu Jòeu, alta conca de la Garona (segons Bordonau, 1985). Llegendra: 1. Substrat paleozoic; 2. Till basal; 3. Dipòsits de con de dejecció; 4. Dipòsits glàcio-lacustres; 5. Dipòsits de vessant; 6. Al·luvions.

**A.** En una fase d'estabilització anterior al màxim glacial es produeix l'obturgació del torrent de Soberado, amb la formació d'un llac juxtaglacial. El llac es rebleix amb sediments lacustres i amb sediments flúvio-torrencials que prograden vers el seu interior.

**B.** Durant el màxim glacial, la glacera del Jòeu erosiona parcialment i deforma els sediments preexistents, al mateix temps que segueix la sedimentació del till basal.

**C.** Durant el període postglacial es produeix la incisió del torrent de Soberado i la formació d'un nou con de dejecció. També es sedimenten els al·luvions subactuals del riu Jòeu i els dipòsits de vessant que recobreixen el complex de Soberado.

En conjunt, el Complex de Soberado constitueix el que es podria anomenar un complex juxtaglacial d'una glacera en expansió (figura II.3). En una fase d'estabilització anterior al darrer màxim glacial, la llengua de la glacera del Joeu obtura el drenatge de la petita conca del torrent de Soberado, formant-se un llac juxtaglacial de reduïdes dimensions que es rebleix amb materials flúvio-torrencials provinents del torrent de Soberado i amb ritmites glàcio-lacustres. La progressió de la glacera del Joeu fins assolir la seva màxima extensió durant el darrer màxim glacial determina l'erosió parcial i la resedimentació dels dipòsits preexistents, formant-se el till de deformació.

### **L'obturació de Sost.**

L'obturació de Sost ha estat descrita per Hérail i Jalut (1986) i, posteriorment, per Jalut (1989). La glacera de la Garona que durant el màxim glacial va arribar fins a Montréjeau, a la conca d'Aquitània, presentava nombroses difluències. D'aquesta manera, a l'alçada de Bagnères de Luchon, uns 30 quilòmetres aigües amunt del complex terminal de l'aparell glacial, la glacera de la Garona va penetrar a la vall de Barousse obturant el drenatge de la vall d'Ourse de Sost, desprovista de glaceres. Com a resultat d'aquesta obturació es va formar un llac de marge glacial que es va reblir amb sediments glàcio-lacustres i glàcio-fluvials. Aquests dipòsits, sedimentats durant una fase d'estabilització de la glacera de la Garona, es troben fossilitzats pels tills d'un cordó morrènic que correspon a la fase de màxima extensió de la glacera de la Garona (figura II.4). Per tant, a la localitat de Sost és evident la progradació d'un ambient glacial sobre un ambient glàcio-lacustre de marge glacial format durant una fase d'estabilització anterior al darrer màxim glacial.

### **Registres indirectes**

Els registres indirectes són aquells dipòsits d'edat posterior a la fase d'estabilització pre-màxim que inclouen sediments més antics retreballats i que, per les seves característiques sedimentàries o per la seva composició, demostren l'existència d'antics períodes d'estabilització.

A tall d'exemple es poden citar els tills basals argilosos del complex glàcio-lacustre juxtaglacial de Llestui, a la vall de Llauset (conca de la Noguera Ribagorçana) (Vilaplana, 1983 a), amb un contingut molt elevat d'argiles degut a la incorporació de sediments lacustres que són represos per la glacera durant la seva progressió. Schlüchter (1977) va introduir el terme "Schlammoräne" (*mud till*) aplicable a un till d'acreció (*lodgement till*) que incorpora sediments lacustres preexistents. Per tant, encara que a la formació de Llestui no es conservi cap registre directe de les fases d'estabilització anteriors al darrer màxim glacial, es pot deduir l'existència

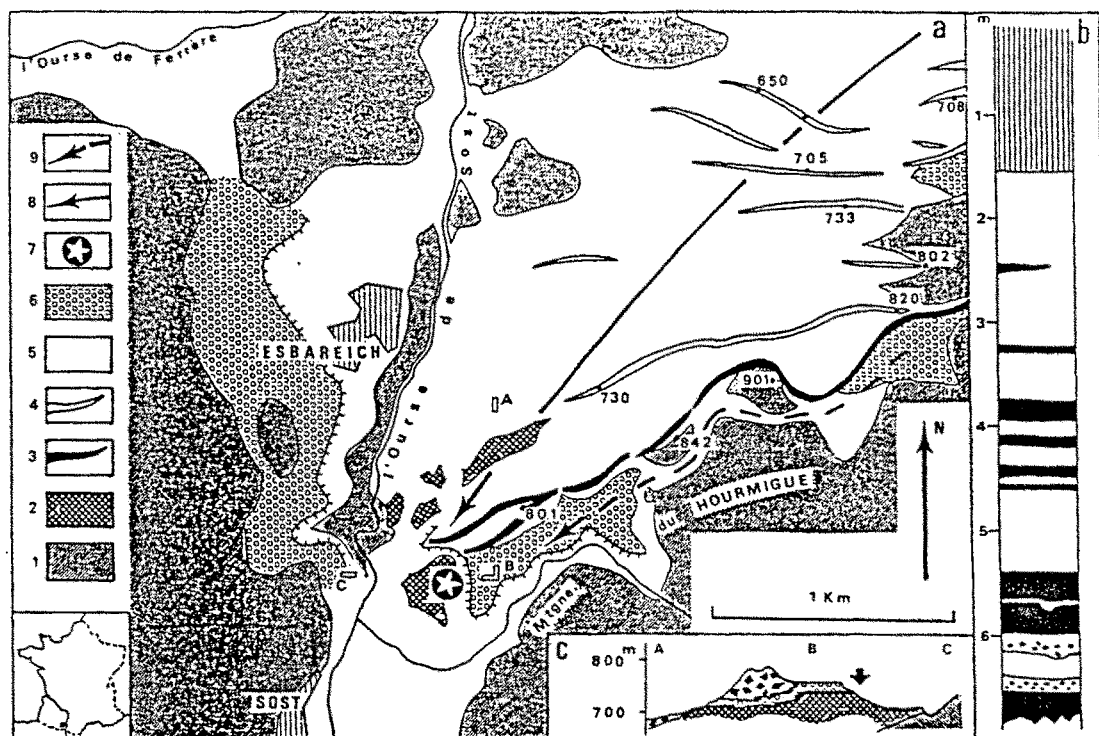
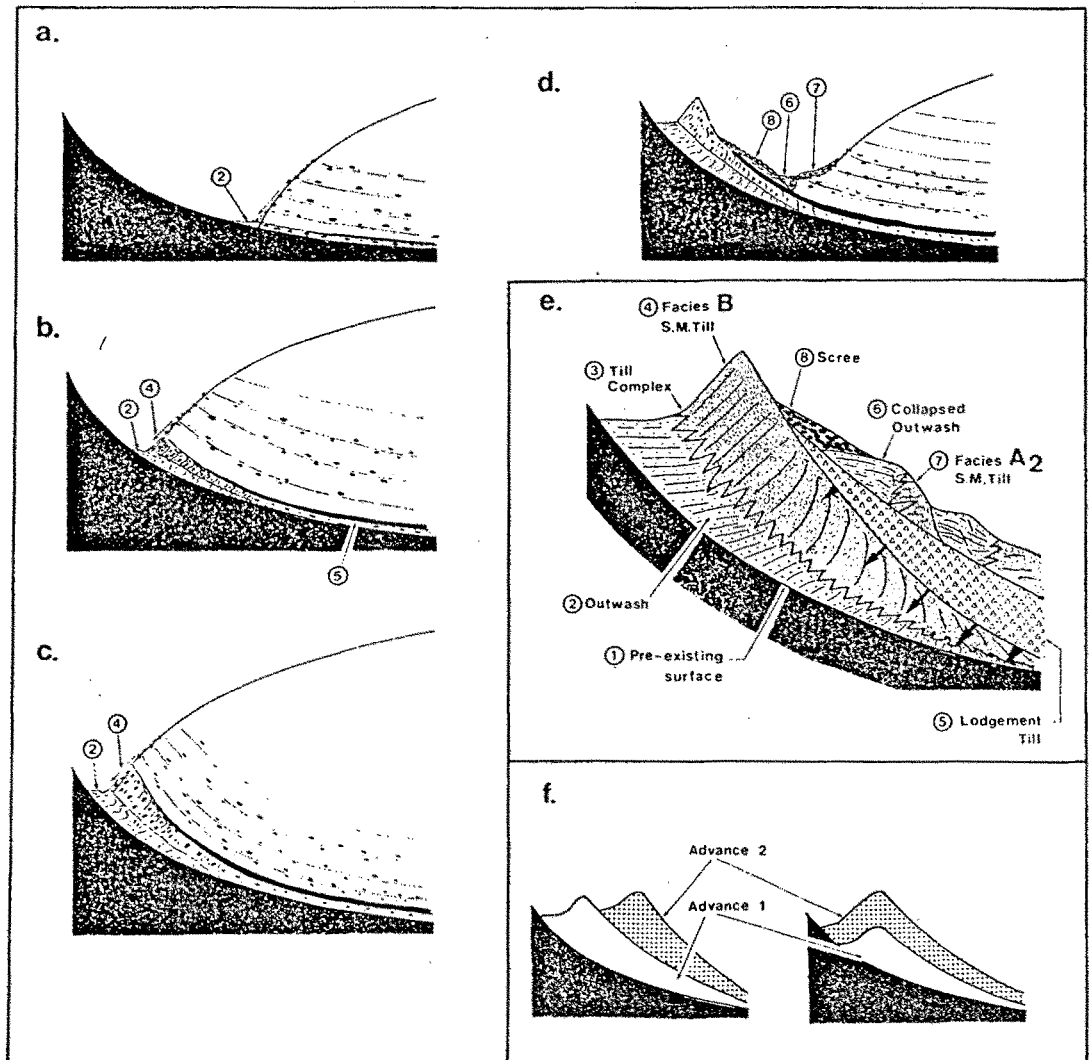


Figura 11.4: Mapa (a) i tall (c) geomorfològic de l'obturació de Sost, a la conca de la Garona, amb la representació de la columna estratigràfica (b) del sondeig Sost-1 (segons Hérail i Jalut, 1986).

d'un ambient lacustre juxtaglacial que va anar ocupant posicions successivament més altes fins assolir la cota més elevada durant la fase de màxim glacial (vegeu la figura 11.5 corresponent al model proposat per Boulton i Eyles l'any 1979).

A partir de l'estudi de les tres localitats amb registres directes que he citat anteriorment, i tenint en compte la posició (altitudinal i longitudinal amb respecte a la vall) i el context geomorfològic de cadascuna d'elles, es pot concloure que, com a mínim, hi ha dues fases d'estabilització anteriors al darrer màxim glacial. Si es considera la posició que ocupen el complex de Soberado i l'obturació de Sost a la conca de la Garona resulta evident que la fase d'estabilització de Soberado és més antiga doncs, la situació dels dipòsits respecte el fons de vall actual, implica una glacera del Joeu amb una gruixària màxima de gel d'algunes desenes de metres i, conseqüentment, un estadi bastant incipient en la progressió de la glacera cap al màxim glacial. Per altra part, l'obturació de Sost i el complex de Cerler impliquen una fase d'estabilització, que podria ésser més o menys sincrònica en ambdues conques, amb les respectives glaceres de la Garona i de l'Esera amb una extensió i una gruixària de gel únicament un xic més petita que l'assolida durant el darrer màxim glacial.



The development of major lateral and latero-frontal dump moraines from supraglacially-derived debris a-d. The sequence of events during a single glacier advance-retreat stage. The key to numbers is contained in e.) e.) The distribution of sedimentary types typically associated with a major lateral dump moraine formed during a single phase of glacier advance and retreat. The arrows show a zone of glaci-tectonic deformation. f.) The relationship between two sediment suites associated with major dump moraines produced by two glacier advances. In the first, advance 1 is more extensive than advance 2; in the second, advance 1 is less extensive than advance 2.

Figura 11.5: Model de formació d'una morrena lateral durant una única fase d'avanç i retrocés glacial (a-e) (segons Boulton i Eyles, 1979). En la figura f es representen els possibles resultats després de dos avenços glacials: en el primer cas, el segon avenç és menys important que al primer (fet que es produeix durant les fases de la deglaciació que segueixen al màxim glacial); en el segon cas, el segon avenç és més important que el primer (fet que es produeix durant la progressió de les glaceres cap el màxim glacial). En aquest darrer cas, els sediments corresponents al primer avenç són parcialment erosionats, retreballats i finalment incorporats en els sediments corresponents al segon avenç.

Evidentment, la manca de datacions absolutes (únicament a la localitat de Sost hi ha una palinostratigrafia establerta per Hérail i Jalut, 1986 i per Jalut, 1989) i, al mateix temps, les poques localitats que es coneixen amb registres corresponents a les fases d'estabilització pre-màxim, fan difícil la correlació entre les localitats existents i encara més la reconstrucció de l'extensió de les glaceres durant aquestes fases.

### II.3. La fase de màxim glacial

Durant el darrer màxim glacial, una part molt important dels Pirineus estava ocupada pel glaç, existint extenses plataformes de gel i grans circs a les zones de capçalera i llargues llengües de glaç que fluïen per les valls. La màxima extensió de les glaceres pirinenques ha estat cartografiada per diversos autors al llarg del temps (Penk, 1883; Solé i Sabarís, 1951 i 1968; Serrat, 1992 en premsa).

Al vessant septentrional del Pirineus, les principals glaceres, després de sofrir nombroses difluències arribaven fins a la Conca d'Aquitània formant extensos lòbuls de peu de mont a alçades inferiors a 400 metres. Segons Taillefer (1969), els quatre aparells glacials més importants que, d'est a oest, són el de l'Ariège, la Garona, la Gave d'Ossau i la Gave de Pau tenien, respectivament, unes llargades de 52, 66, 38 i 52 quilòmetres. La gruixària de gel a les llengües glacials era molt important. A tall d'exemple es pot citar el gruix mínim de 800 metres per la glacera de la Garona a l'alçada de Vielha (Bordonau, 1985) estimat a partir dels blocs erràtics de granodiorita que hom troba al vessant de Baricauba (vegeu la figura II.6).

Al vessant meridional dels Pirineus les glaceres de vall tenien una longitud menor, al voltant dels 30 quilòmetres: 35 quilòmetres per la glacera del Gállego (Martí Bono, 1977), 36 per la glacera de l'Esera (Martínez de Pisón, 1989), 27 per la glacera de la Noguera Ribagorçana (Vilaplana, 1983a) (vegeu la figura IV.2) i 27 per la glacera del Querol (Taillefer, 1969). L'aparell glacial més extens del vessant sud dels Pirineus era el de la Noguera Pallaresa, amb una longitud durant el màxim glacial superior als 50 quilòmetres (Brú *et al.*, 1985 i Ventura, en preparació). Els fronts de les glaceres del vessant meridional dels Pirineus se situaven a alçades clarament superiors, generalment compreses entre 800 i 1000 metres, a les assolides per les glaceres del vessant septentrional. Es pot citar com a exemple el cas de les glaceres de la Noguera Ribagorçana i la Noguera de Tor amb els seus fronts situats, respectivament, a alçades de 980 i 890 metres (Vilaplana, 1983a). El gruix de gel d'aquestes llengües glacials oscil·lava entre els 400 i els 600 metres, arribant en alguns casos fins a 800 metres, gruix estimat per la glacera de l'Esera a l'alçada de Benasc.

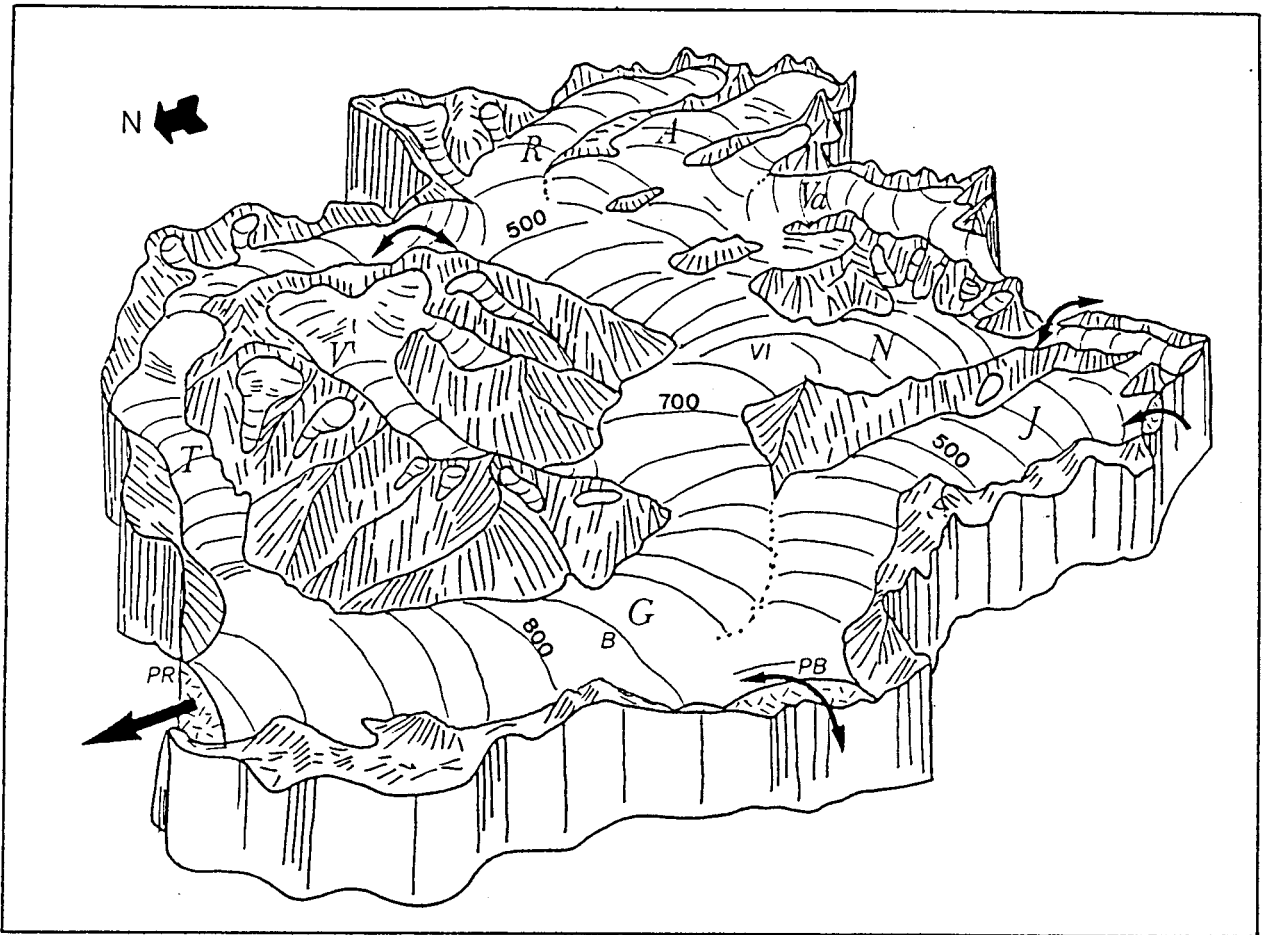


Figura II.6: Reconstrucció de l'extensió de les glaceres de la Val d'Aran (alta conca de la Garona) durant el darrer màxim glacial (modificat de Vilaplana *et al.*, 1986). Els números indiquen la gruixària de glaç en metres.  
 G. Garona; T. Toran; V. Varradós; R. Ruda; A. Aiguamoix; Va. Valarties; N. Nere; J. Joeu; VI. Vielha; B. Bossost; PR. Pont de Rei; PB. Portilló de Bossost.

Aquesta dissimetria del fet glacial a ambdós vessants dels Pirineus, amb marcades diferències pel que fa referència a l'extensió de les glaceres i a la posició altitudinal dels fronts glacials, cal explicar-la, tal i com apunten Martí Bono *et al.* (1978), tenint en compte dos factors:

- En primer lloc, cal considerar les condicions orogràfiques que fan dels Pirineus una serralada amb una marcada dissimetria (figura II.7). Al vessant nord, el trànsit entre els relleus pirinencs i el peu de mont aquitànià és molt sobtat de manera que la serralada és bastant estreta (aproximadament entre 40 i 50 quilòmetres). Per altra part, al vessant sud, la distància des de l'eix de la serralada fins la Depressió de l'Ebre és molt més gran degut a l'existència de tot el conjunt

de serres sud-pirinenques. Unicament aquest fet ja explicaria que, encara que la longitud dels aparells glacials d'ambdós vessants dels Pirineus fós idèntica, els fronts de les glaceres del vessant meridional es trobessin a alçades més altes que els fronts de les glaceres del vessant septentrional.

- En segon lloc cal considerar que a la serralada pirinenca, orientada seguint una direcció WNW-ESE, les precipitacions al vessant septentrional, exposat a les borrasques atlàntiques, són més importants que al vessant meridional, més sec i amb una influència mediterrània, principalment al sector més oriental dels Pirineus. Aquesta orientació WNW-ESE dels Pirineus també determina una insolació i, conseqüentment, una ablació més importants al vessant meridional de la serralada que no pas al vessant septentrional. Per tant, hom pot concloure que durant els períodes glacials quaternaris, la major acumulació nival i la menor ablació al vessant septentrional dels Pirineus van determinar que els aparells glacials del vessant nord fossin més extensos que els del vessant sud.

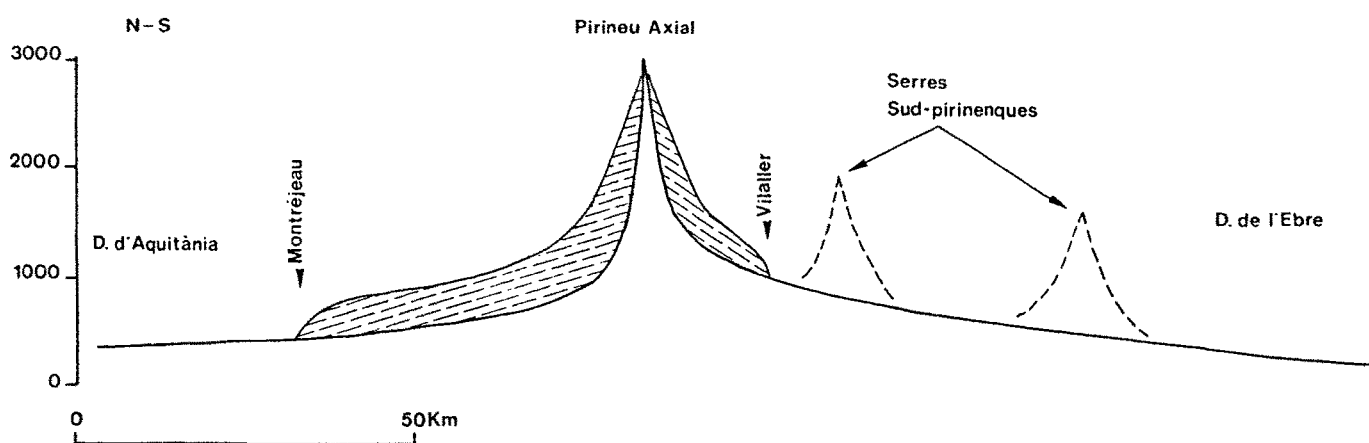


Figura II.7: Tall esquemàtic N-S dels Pirineus on es representen els perfils longitudinals de la Garona (al nord) i de la Noguera Ribagorçana (al sud). Durant el darrer màxim glacial l'extensió de les glaceres i la posició altitudinal dels seus fronts a ambdós vessants de la serralada pirinenca estan condicionades per la dissimetria orogràfica dels Pirineus, la major acumulació al vessant septentrional i la major ablació al vessant meridional.

Als Pirineus, així com a totes les serralades que han estat ocupades per glaceres de vall durant el Pleistocè i que encara poden tenir-ne d'actuals, el modelat d'origen glacial és el factor més característic del relleu. Aquest modelat està constituït per tot un conjunt de formes d'erosió i de dipòsits que actualment es troben en vies de degradació per efecte, entre d'altres, del processos periglacials, flúvio-torrencials i de vessant (moviments de massa).

Durant la fase de màxim glacial es van modelar els trets fonamentals del relleu pirinenc actual, doncs l'acció erosiva de les glaceres de vall de tipus temperat que, amb una gruixària d'alguns centenars de metres, fluïen amb una certa rapidesa seguint unes valls amb un gradient topogràfic elevat, va ésser molt important. Com a resultat de l'acció erosiva de les glaceres hom troba tot un conjunt de formes d'erosió glacial que, atenent a la seva mida, es poden classificar en micro, meso i macroformes, ben entès que molt sovint les macroformes tenen associades nombroses formes de menor ordre. Generalment, la litologia del substrat condiciona el tipus de forma generada i també el seu grau de preservació. D'aquesta manera, quan el substrat rocós es cristal·lí (granític, esquistós, etc.), les formes d'erosió són més evidents i estan millor conservades que no pas quan el substrat és carbonàtic o pissarrenc.

Els exemples més típics de micro i mesoformes d'erosió glacial, molt abundants als Pirineus, són les superfícies rocoses amb poliment glacial, estries i acanaladures, així com les roques moltonades.

Les macroformes d'erosió glacial configuren els trets més característics del relleu i es troben representades al llarg de tota la conca glacial, des de la capçalera fins a la part terminal de la vall glacial. Les formes més representatives són, entre d'altres, els circs, els colls de transfluència que possibilitaven la comunicació del gel de conques veïnes i les valls glacials, amb un perfil transversal en obi i un perfil longitudinal esgraonat.

L'erosió glacial va accentuar la seva intensitat en aquells llocs on es va produir una sobreacumulació de gel, tant al peu de parets rocoses amb cascades de *séracs* com a la confluència de diverses llengües glacials, i allà on el flux glacial va quedar frenat per l'existència d'un llindar rocós constituït per roques resistents. Com a resultat es van modelar importants cubetes de sobreexcavació glacial de fons de circ i de fons de vall. A les cubetes de sobreexcavació glacial de Barruera (vall de la Noguera de Tor), Benasc (vall de l'Esera), Bono (vall de la Noguera Ribagorçana) i Esterri d'Aneu (vall de la Noguera Pallaresa), situades als fons de vall a alçades d'aproximadament 1000 metres i actualment reblertes de sediments, s'han detectat mitjançant sondatges elèctrics verticals profunditats màximes compreses entre 160 metres (cubeta de Barruera) i 400 metres (cubeta d'Esterri d'Aneu) (Vilaplana, 1983 a i b; Vilaplana i Casas, 1983; Bordonau *et al.*, 1989) (vegeu les figures corresponents al capítol V). Aquestes quatre cubetes de sobreexcavació glacial de fons de vall es tractaran en detall en el capítol V que fa referència als ambients glàcio-lacustres proglacials lligats a cubetes de sobreexcavació glacial.



Al vessant septentrional dels Pirineus, les anomenades "morrenes externes" de les principals valls glacials, clàssicament atribuïdes al Riss (Barrère, 1963), corresponen al darrer màxim glacial (Hérail *et al.*, 1987; Andrieu *et al.*, 1988).

Durant el màxim glacial, les glaceres del vessant meridional dels Pirineus van quedar confinades a l'interior de la serralada, en valls estretes on les condicions topogràfiques no van afavorir la construcció de grans complexos morrènics terminals. Per altra part, els possibles arcs morrènics terminals formats durant el darrer màxim glacial haurien estat erosionats per l'acció de les aigües torrencials durant les fases de desglaçament i el període postglacial. Així doncs, els dipòsits que hom pot atribuir clarament al darrer màxim glacial estan constituïts per tills que entapissen els fons de vall i els vessants i que en cap cas conserven la morfologia morrènica original. Un exemple d'aquests dipòsits podria ésser el till subglacial de Sant Antoni, situat un quilòmetre al sud de la població de Vilaller, que constitueix el sediment glacial més distal que s'ha conservat a la vall de la Noguera Ribagorçana i que permet reconstruir l'extensió màxima assolida per la glacera de la Noguera Ribagorçana durant el darrer màxim glacial (Vilaplana, 1983 a i b) (vegeu la figura IV.2).

Al vessant meridional dels Pirineus, i com a cas excepcional, es pot citar el complex morrènic terminal de Puigcerdà (vegeu la figura I.7). La glacera del Querol, en arribar a la Depressió de la Cerdanya, va edificar grans arcs morrènics terminals als que, com he dit en el capítol I d'aquest treball, els diferents autors (Panzer, 1932; Boissevain, 1934; Viers, 1961; Gourinard, 1971; etc.) els hi han atribuït edats molt diverses.

Després del darrer màxim glacial, les glaceres dels Pirineus van experimentar un lleuger retrocés seguit d'una important estabilització durant la qual es van sedimentar grans acumulacions de dipòsits glacials en morrenes laterals i importants complexos sedimentaris de marge glacial, concretament en una posició juxtaglacial. En els treballs de Vilaplana (1983 a i b), aquesta fase d'estabilització no es deslliga de la fase de màxim glacial que, d'aquesta manera, inclouria tant el màxim glacial pròpiament dit com el posterior retrocés i estabilització de les glaceres. En els treballs de Serrat *et al.* (1983), Brú *et al.* (1985) i en la síntesi més recent sobre les fases glacials quaternàries als Pirineus (Bordonau *et al.*, 1992 en premsa), la fase de màxim glacial queda restringida únicament al moment de màxima extensió dels aparells glacials, que tal vegada va representar un lapse de temps de curta durada. Conseqüentment, la fase d'estabilització que segueix al màxim glacial queda clarament enmarcada dintre de la deglaciació.

## II.4. La deglaciació

Amb posterioritat a la fase de màxim glacial comença la deglaciació als Pirineus, caracteritzada pel retrocés generalitzat dels aparells glacials, tot i que hom pot distingir petits avenços o pulsacions de les glaceres, així com períodes perllongats d'estabilització. Durant la deglaciació es poden diferenciar les següents fases glacials:

- *Fase d'estabilització post-màxim*, caracteritzada per la formació de grans complexos sedimentaris de marge glacial.
- *Fase de glaceres de vall*, caracteritzada per una petita pulsació de les glaceres que va donar lloc a la formació d'algun arc morrènic terminal.
- *Fase de glaceres d'altitud*, caracteritzada per l'existència de petites glaceres de vall i/o de circ confinades a les parts més altes de la serralada.

Descriuré breument les característiques principals de cadascuna d'aquestes fases, centrant-me especialment en el vessant meridional dels Pirineus.

### II.4.1. La fase d'estabilització post-màxim

Després del màxim glacial, moment en que les glaceres pirinenques assoleixen la seva màxima extensió, es produeix un lleuger retrocés de les llengües glacials d'uns 2 a 5 quilòmetres per entrar seguidament en un període d'estabilització perllongat.

Al vessant septentrional dels Pirineus, els fronts glacials abandonen el peu de mont aquitànià i comença la sedimentació en diversos llacs proglacials de barratge morrènic, com és ara el llac de Biscaye, a la Gave de Pau (Mardones, 1982; Mardones i Jalut, 1983; Hérail *et al.*, 1987) (figura II.8).

Al vessant meridional dels Pirineus, la fase d'estabilització post-màxim es caracteritza per la formació d'importants complexos sedimentaris de marge glacial (*ice-lateral till complexes*, Bordonau *et al.*, 1987). La posició i les característiques sedimentològiques d'aquests complexos indiquen l'existència de grans glaceres de vall, amb gruixàries de gel d'alguns centenars de metres, de dimensions més o menys constants al llarg d'aquesta fase d'estabilització. Tanmateix, també poden tenir lloc petits avenços i/o retrocessos de les glaceres que queden enregistrats en les seqüències glàcio-lacustres. Els complexos

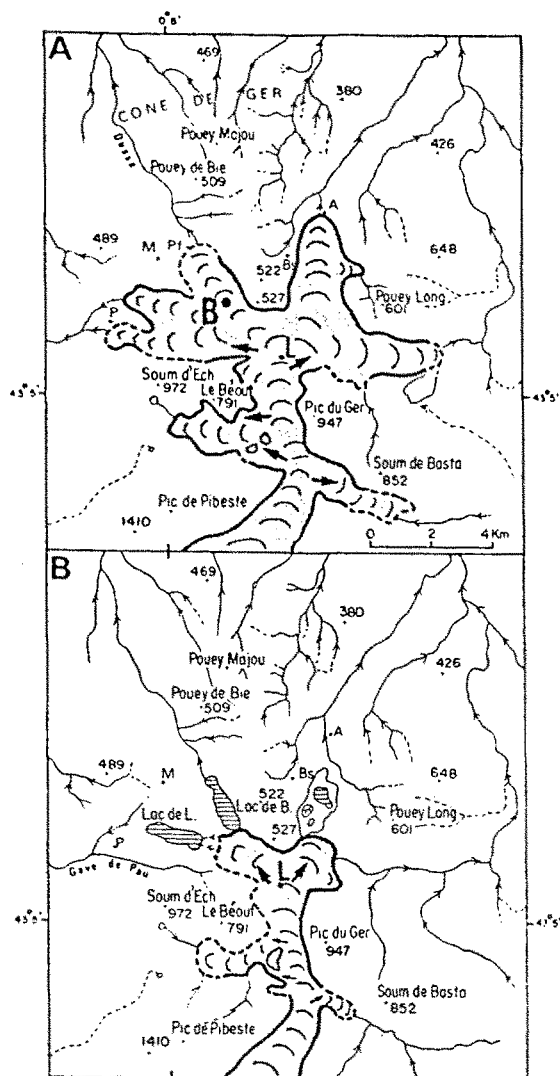


Figura II.8: Reconstrucció del front de la glacera de Lourdes, a la Gave de Pau, durant el darrer màxim glacial (A) i durant la fase d'estabilització post-màxim (B) (segons Hérail *et al.*, 1987). Durant la fase d'estabilització post-màxim comença la sedimentació en el llac proglacial de barratge morrènic de Biscaye. A. Adé; B. Llac de Biscaye; Bs. Bartres; L. Lourdes; M. Mourle; P. Peyrouse; Pf. Poueyferré.

sedimentaris de marge glacial del vessant meridional dels Pirineus ocupen una posició juxtaglacial en relació a les glaceres de les valls principals. Fins el moment, no s'han trobat complexos terminals (arcs morrènic frontal i dipòsits associats) relacionats amb la fase d'estabilització post-màxim. L'estretor de les valls i la dinàmica torrencial durant el període postglacial podrien explicar la manca d'aquests complexos terminals que, en cas d'haver-se sedimentat, haurien estat erosionats posteriorment.

Segons el context geomorfològic es poden diferenciar dos grans tipus de complexos sedimentaris juxtaglacial: aquells que estan situats al llarg d'un vessant més o menys rectilini i

aquells que estan situats a la confluència de la vall glacial principal amb d'altres valls tributàries.

En el primer cas, el resultat és una acumulació de tills formant cordons morrènics laterals que, localment, poden presentar en l'actualitat la morfologia original ben conservada. Com a exemples es poden citar les acumulacions de Senet (vegeu la figura II.9), a la vall de la Noguera Ribagorçana, i les d'Erill la Vall i de Taüll, a la vall de la Noguera de Tor, situades a uns 500 metres per sobre del nivell actual del riu (Vilaplana, 1983 a i b). També es poden citar les acumulacions situades al vessant de la Montaña de Rueda (vegeu la foto V.4) i als Campos Esplaus, a la vall de l'Esera, a uns 600 metres per sobre del nivell actual del riu. En tots els casos, la seqüència ideal està constituïda per un till subglacial amb abundant matriu argilosa a la base i per un till supraglacial al sostre, amb els blocs orientats en sentit contrari al pendent del vessant indicant processos de flux des del sostre de la glacera. Lateralment, el till supraglacial pot passar a dipòsits de vessant (esbaldregalls estratificats, etc.) que evidencien una dinàmica periglacial molt activa en el vessants durant aquesta fase.

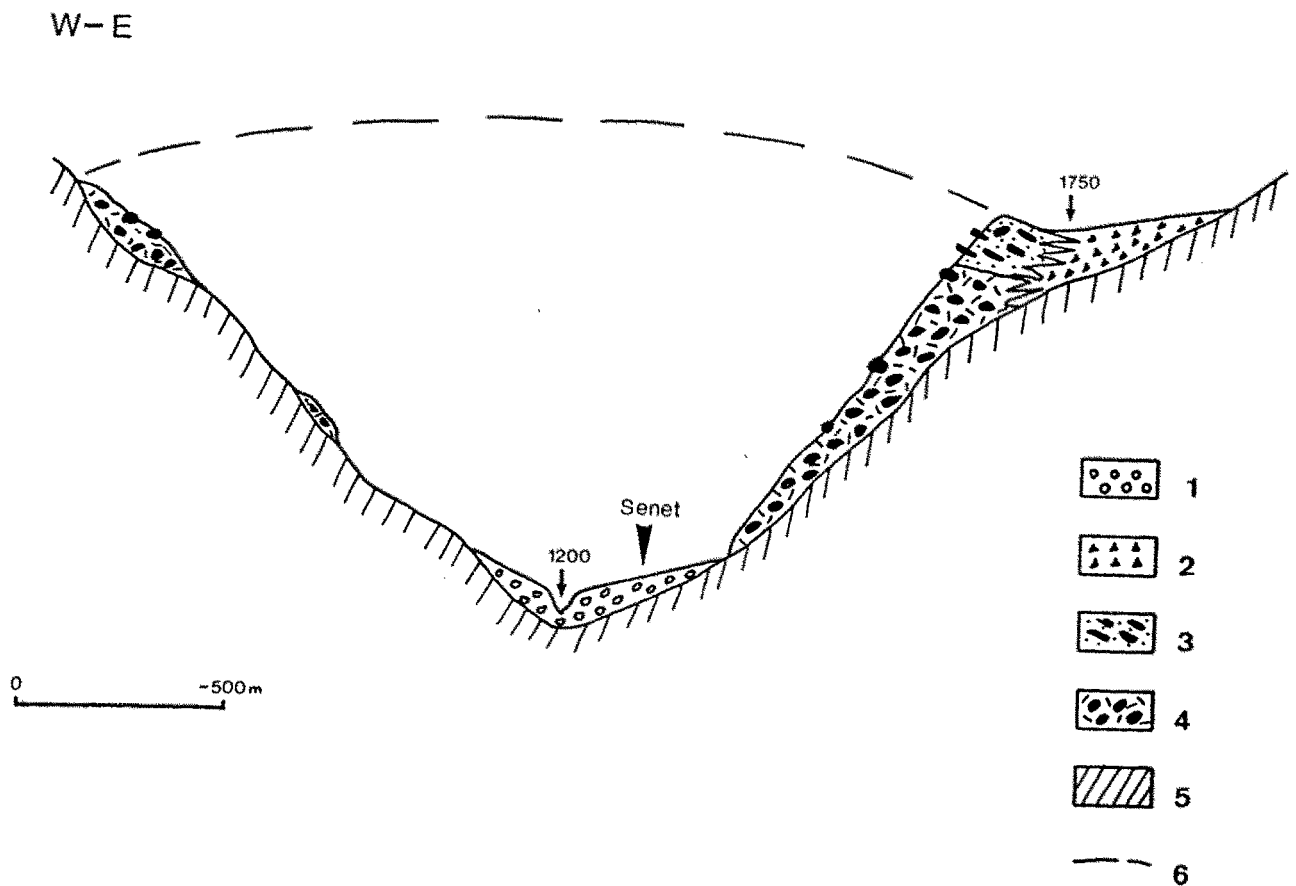


Figura II.9: Tall transversal de la vall de la Noguera Ribagorçana a l'altura de la població de Senet (modificat de Vilaplana, 1983 a). La topografia i la potència dels dipòsits estan exagerades.

Llegenda: 1. Cons de dejecció subactuals; 2. Dipòsits de vessant; 3. Till supraglacial; 4. Till subglacial; 5. Substrat rocós paleozoic; 6. Sostre de la glacera de la Noguera Ribagorçana.

Molt més importants des d'un punt de vista sedimentològic i estratigràfic són els complexos glàcio-lacustres juxtaglacialssituats a la confluència de la vall glacial principal amb d'altres valls tributàries. Aquests complexos sedimentaris, força abundants al vessant meridional dels Pirineus, es troben situats en valls laterals a alçades compreses entre 300 i 600 metres per sobre del nivell actual del fons de la vall principal. En aquests casos, la glacera de la vall principal, en obstruir el drenatge de les valls tributàries va donar lloc a la formació d'un llac juxtaglacial.

En alguns d'aquests complexos glàcio-lacustres juxtaglacialss, la morfologia està molt ben conservada i es pot diferenciar perfectament el cordó morrènic de la glacera de la vall principal que va provocar l'obturació. Darrera del cordó morrènic i en direcció a la vall tributària s'esten una plana que constitueix el sostre de l'acumulació en l'antic llac juxtaglacial, totalment reblert de sediments. A tall d'exemple es pot citar el complex de Son del Pi (Ventura, 1983 i 1986), a la vall de la Noguera Pallaresa .

En d'altres complexos glàcio-lacustres juxtaglacialss, la incisió dels torrents durant el període postglacial ha posat al descobert nombrosos afloraments que fan possible l'estudi directe del seu registre sedimentari. Segons les característiques glacials de les valls tributàries es poden diferenciar dos tipus de complexos: aquells en que la glacera de la vall principal obstruïa el drenatge de valls tributàries desprovistes de glaceres i aquells en que les valls tributàries estaven ocupades per petites glaceres de vall locals:

- Valls tributàries desprovistes de glaceres. En aquest cas, el model sedimentari de l'ambient glàcio-lacustre juxtaglacial és bastant simple i únicament està influenciat per la dinàmica de la glacera de la vall principal, la pròpia dinàmica glàcio-lacustre i la dinàmica flúvio-torrencial de la vall tributària. Com a exemple es pot citar el complex de Llestui (Vilaplana, 1983 a, b i c; Serrat *et al.*, 1983; Vilaplana i Bordonau, 1989), a la vall de LLauset -alta conca de la Noguera Ribagorçana-, (vegeu la figura II.10).

- Valls tributàries ocupades per glaceres. En aquest cas, el model sedimentari és més complex doncs, a més dels factors que he citat anteriorment, també cal tenir en compte la dinàmica glacial pròpia que poden presentar les glaceres locals de les valls tributàries. Cal remarcar que quan les valls tributàries estan ocupades per glaceres, l'ambient glàcio-lacustre és de tipus juxtaglacial amb respecte a la glacera de la vall principal i de tipus proglacial amb respecte a les glaceres de les valls tributàries. Considero més important el fet de destacar la posició juxtaglacial que ocupen aquests complexos sedimentaris en relació amb la glacera de la vall

principal que produeix l'obturació i, per tant, em referiré a ells com a complexos glàcio-lacustres juxtaglaciàls. Com a exemples es poden citar els complexos de Linàs de Broto (Serrat *et al.*, 1983), a la vall del riu Ara (vegeu la figura II.11); de Segudet (Vilaplana, 1985), a la vall de la Valira d'Ordino; de Taüll (Vilaplana, 1983 a i b), a la vall de la Noguera de Tor i, finalment, el complex de Cerler (Bordonau, 1992 en premsa), a la vall de l'Esera .

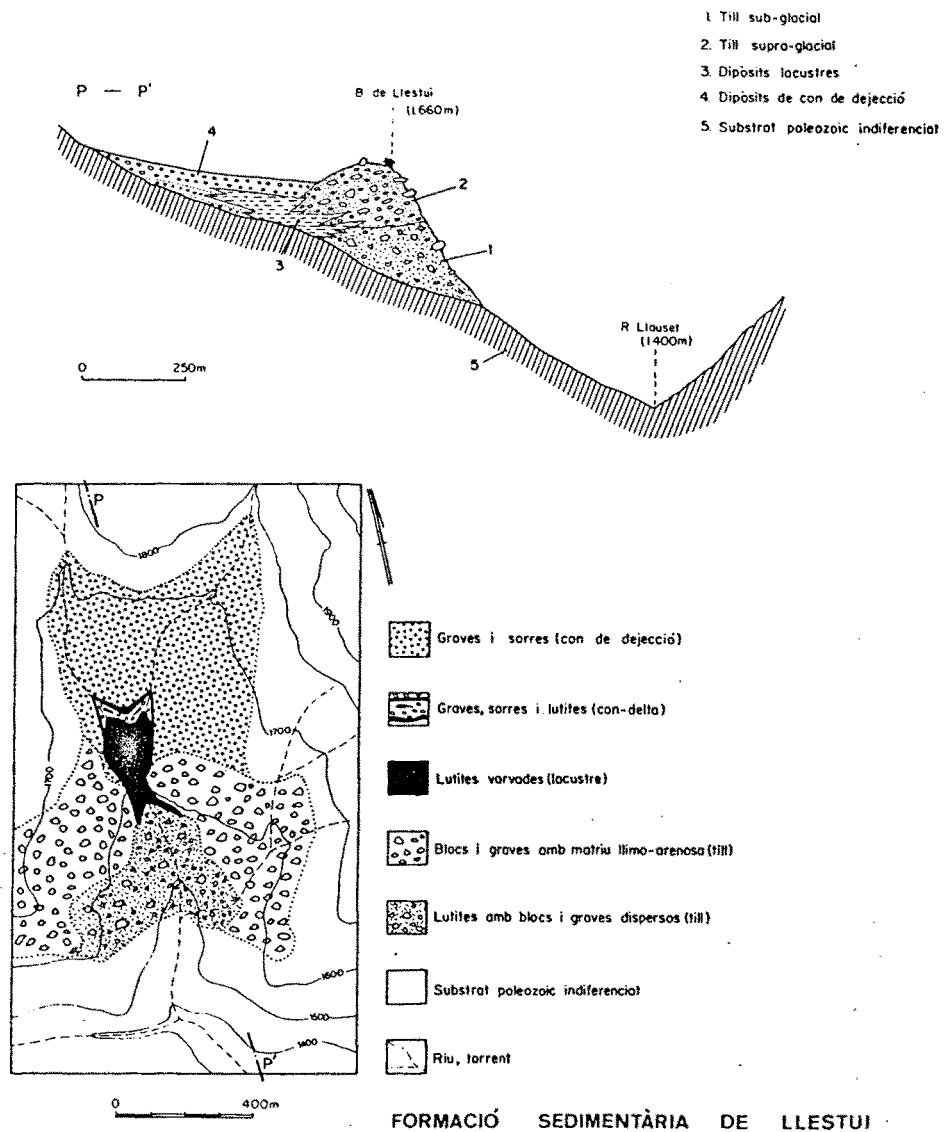


Figura II.10: Cartografia i tall geomorfològic del complex juxtaglaciàl de Llestui, a la vall de Llauset (conca de la Noguera Ribagorçana) (segons Vilaplana, 1983 c). En aquest cas, les valls tributàries estan desprovistes de glaceres locals.

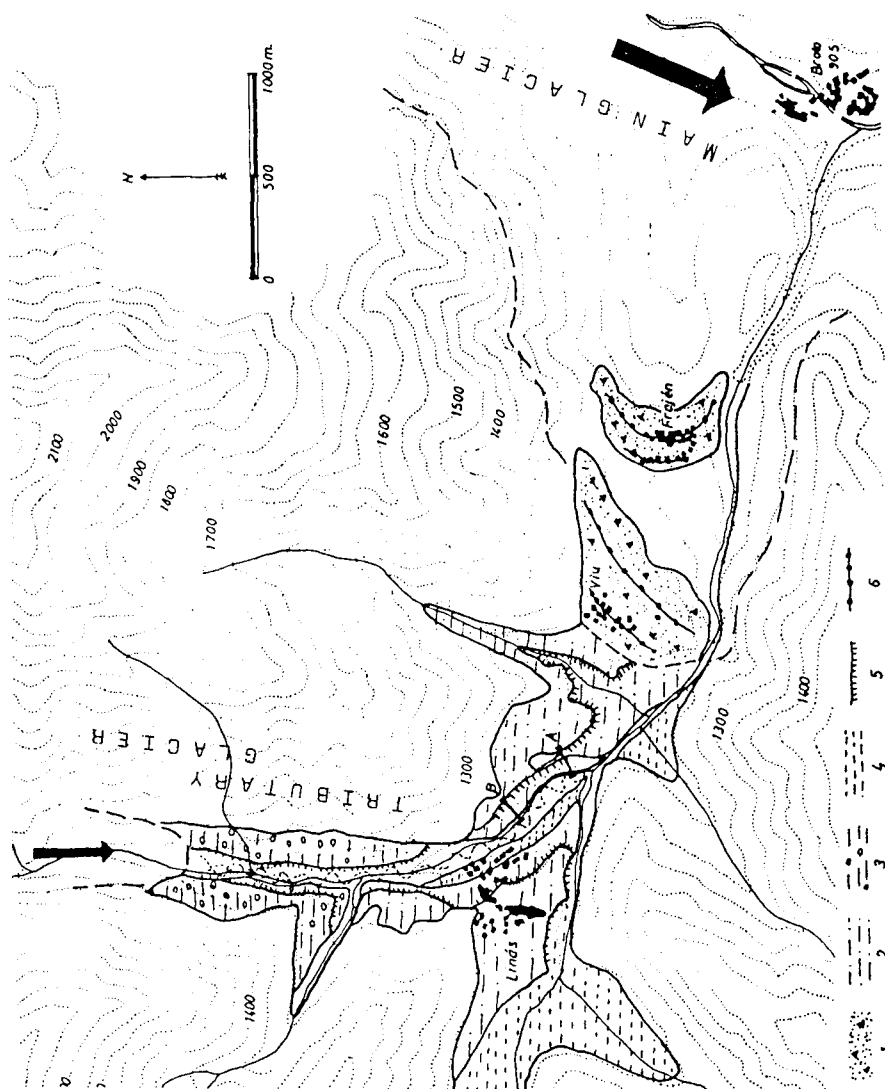
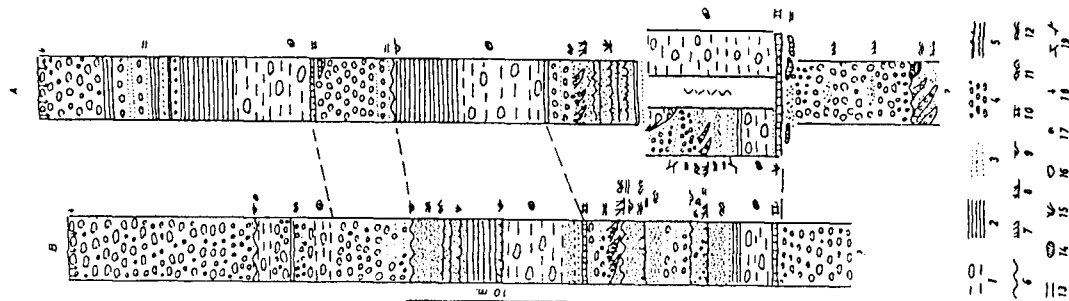


Figura Il.11: Cartografia i columnes estratigràfiques del complex juxtaglacial de Linàs de Broto, a la vall del riu Ara (segons Serrat *et al.*, 1983). En aquest cas, les valls tributàries estan ocupades per glaceres locals.

En els capítols VI i VII que fan referència als complexos glàcio-lacustres juxtaglaciàls tractaré en detall els complexos de Llestui i de Cerler, que són els que presenten millors afloraments, a fi i efecte d'establir el model sedimentari per cadascun dels dos tipus d'ambients glàcio-lacustres juxtaglaciàls que he citat anteriorment.

#### II.4.2. La fase de glaceres de vall

Després de la fase d'estabilització post-màxim es produeix un retrocés generalitzat de les glaceres de manera que els aparells glaciàls, amb una llargària i una gruixària considerablement reduïdes, queden confinats a l'interior de les valls.

Aquesta fase es va definir i citar per primera vegada als Pirineus per Vilaplana (1983 a i b) a partir del complex morrènic terminal del Seminari de Vilaller, a la vall de la Noguera Ribagorçana. Així, Vilaplana (1983 a) va proposar el terme de "Fase II (Fase d'avenç post-màxim)" en el seu estudi sobre el glacialisme de l'Alta Ribagorça. Posteriorment, Bordonau *et al.* (1992 en premsa) en la síntesi sobre les fases glaciàls dels Pirineus es refereixen a aquesta fase anomenant-la "Fase de glaceres de vall" tenint en compte el tipus d'aparells glaciàls, amb llengües encara força importants, existents durant aquesta fase.

Els registres sedimentaris corresponents a aquesta fase són més aviat escassos i per aquest motiu és difícil determinar l'extensió dels aparells glaciàls a les diferents valls del vessant meridional dels Pirineus. Com a millors exemples es poden destacar el complex terminal del Seminari de Vilaller, a la vall de la Noguera Ribagorçana, que he citat anteriorment, i el complex glàcio-lacustre proglaciàl de La Massana (Vilaplana i Serrat, 1979; Serrat *et al.*, 1983; Vilaplana 1984 b), a la vall de la Valira d'Ordino, primer situat a la fase d'estabilització post-màxim i interpretat posteriorment per Vilaplana (1985) com pertanyent a la fase de glaceres de vall.

En el complex terminal del Seminari de Vilaller, situat un quilòmetre aigües amunt de la població de Vilaller, cal destacar l'existència d'un arc morrènic terminal amb la morfologia bastant ben conservada. La posició d'aquest arc morrènic frontal indica l'existència d'una glacera a la vall de la Noguera Ribagorçana amb una longitud d'uns 23 quilòmetres (vegeu la figura IV.3). El dipòsit morrènic està constituït per un till d'acreció (*lodgement till*) a la base i un till supraglaciàl al sostre i es pot interpretar, seguint el model proposat per Boulton i Eyles (1979), com una *dump-moraine* (Vilaplana, 1983 a i b). Aigües amunt de l'arc morrènic frontal del Seminari de Vilaller hom troba una plana, a l'indret conegut com Els Bassots, que Vilaplana (1983 a) va interpretar com el sostre del rebliment d'un antic llac proglaciàl format en retirar-se



la glacera de la Noguera Ribagorçana. L'existència de sediments glàcio-lacustres en aquest llac proglacial ha estat confirmada posteriorment gràcies a la realització d'un sondeig mecànic que, al mateix temps, va corroborar els resultats obtinguts en dos sondatges elèctrics verticals (Bordonau *et al.*, 1989) (vegeu la figura IV.7). En el capítol IV que fa referència als complexos glàcio-lacustres proglacials de barratge morrènic tractaré detalladament el complex terminal del Seminari de Vilaller.

Els dipòsits glàcio-lacustres de la cubeta de La Massana-Ordino han estat descrits per Vilaplana i Serrat (1979), Serrat *et al.* (1983) i Vilaplana (1984b) i, més recentment, han servit per definir les fases del darrer cycle glacial en el sector nord-occidental del Pirineu Andorrà (Vilaplana, 1985). En aquest darrer treball es defineix l'anomenada "Fase III de La Massana", correlacionable amb la fase de glaceres de vall definida per Bordonau *et al.* (1992 en premsa). Durant aquesta fase, les aigües de fusió provinents de les glaceres de les valires d'Arinsal i d'Ordino, ambdues establitzades al marge septentrional de la cubeta de La Massana, alimenten un llac glàcio-lacustre proglacial degut al barratge que produeix la glacera de la Valira d'Orient (figura II.12). En aquest llac proglacial es produeix la sedimentació de graves i sorres a la formació deltaica de Santa Caterina, situada al marge septentrional de la cubeta, i de ritmites glàcio-lacustres al centre de la cubeta.

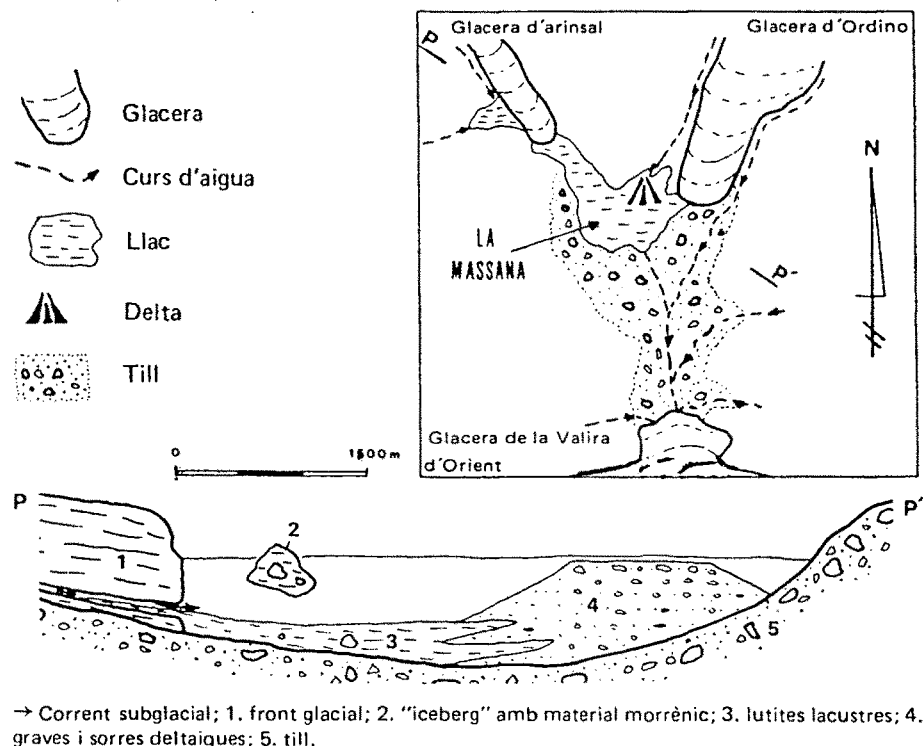


Figura II.12: Esquema i perfil interpretatiu de l'ambient glàcio-lacustre de la cubeta de La Massana (Andorra) durant la Fase de glaceres de vall (segons Vilaplana, 1984 b).

### II.4.3. La fase de glaceres d'altitud

Després de la fase anterior es produeix un retrocés molt important de les glaceres dels Pirineus. D'aquesta manera, les glaceres queden confinades a les parts més altes de les valls, amb els fronts glacials situats a alçades compreses entre 1300 i 1700 metres, i als sectors de circ per damunt dels 2000 metres d'alçada. Les formes que van generar les glaceres durant aquesta fase, principalment cordons morrènics laterals i arcs frontals, es troben sovint molt ben conservades i degradades únicament per petites incisions produïdes per la dinàmica torrencial durant el període postglacial. Per aquest motiu, els diferents autors que han treballat a diversos sectors dels Pirineus han reconegut l'existència d'aquesta fase glacial a la que han anomenat de diverses maneres: "Fase III o Fase final" (Vilaplana, 1983 a i b), a l'alta conca de la Ribagorça; "Fase de glaceres de vall i Fase de glaceres de circ" (Bordonau, 1985 i 1987), a la conca dels rius Jòeu i Nere (alta conca de la Garona); "Tardiglacial" (Serrano i Agudo, 1988), a la vall dels Ibones Azules (alta conca del riu Gállego); "Fase d'Ordino" (Vilaplana, 1985), al sector nord-occidental d'Andorra. Bordonau *et al.* (1992 en premsa) introdueixen el terme "Fase de glaceres d'altitud" tenint en compte la posició altimètrica dels fronts dels aparells glacials durant aquestes moments finals de la deglaciació.

Durant aquestes darreres fases de la deglaciació, tot un conjunt de factors entre els que cal destacar l'altitud, l'orientació i l'extensió de la conca d'alimentació, determinen una dinàmica glacial molt ràpida i irregular a les diferents conques glacials. D'aquesta manera, els tipus d'aparells glacials (petites glaceres de vall o glaceres de circ) així com la seva extensió poden variar en considerar diverses conques glacials veïnes.

Es poden diferenciar dos episodis dintre de la Fase de glaceres d'altitud que, segons Bordonau *et al.* (1992 en premsa), corresponen a un primer "Episodi de glaceres de vall en altitud" i a un segon "Episodi de glaceres de circ". La vall del riu Nere (a l'alta conca de la Garona), estudiada per Bordonau (1985 i 1987), i les valls de Mulleres i de Conangles (a l'alta conca de la Noguera Ribagorçana), estudiades per Vilaplana (1983 a i b), es poden considerar com a localitats tipus per definir aquests dos episodis corresponents a la fase de glaceres d'altitud (vegeu la figura II.13).

#### **Episodi de glaceres de vall en altitud**

Les glaceres que caracteritzen aquest episodi tenen una longitud compresa entre 3 i 10 quilòmetres, amb els seus fronts situats a alçades compreses entre 1300 i 1700 metres. Aquestes petites glaceres de vall ocupen tant les conques glacials més extenses com aquelles on l'acumulació nival és major.

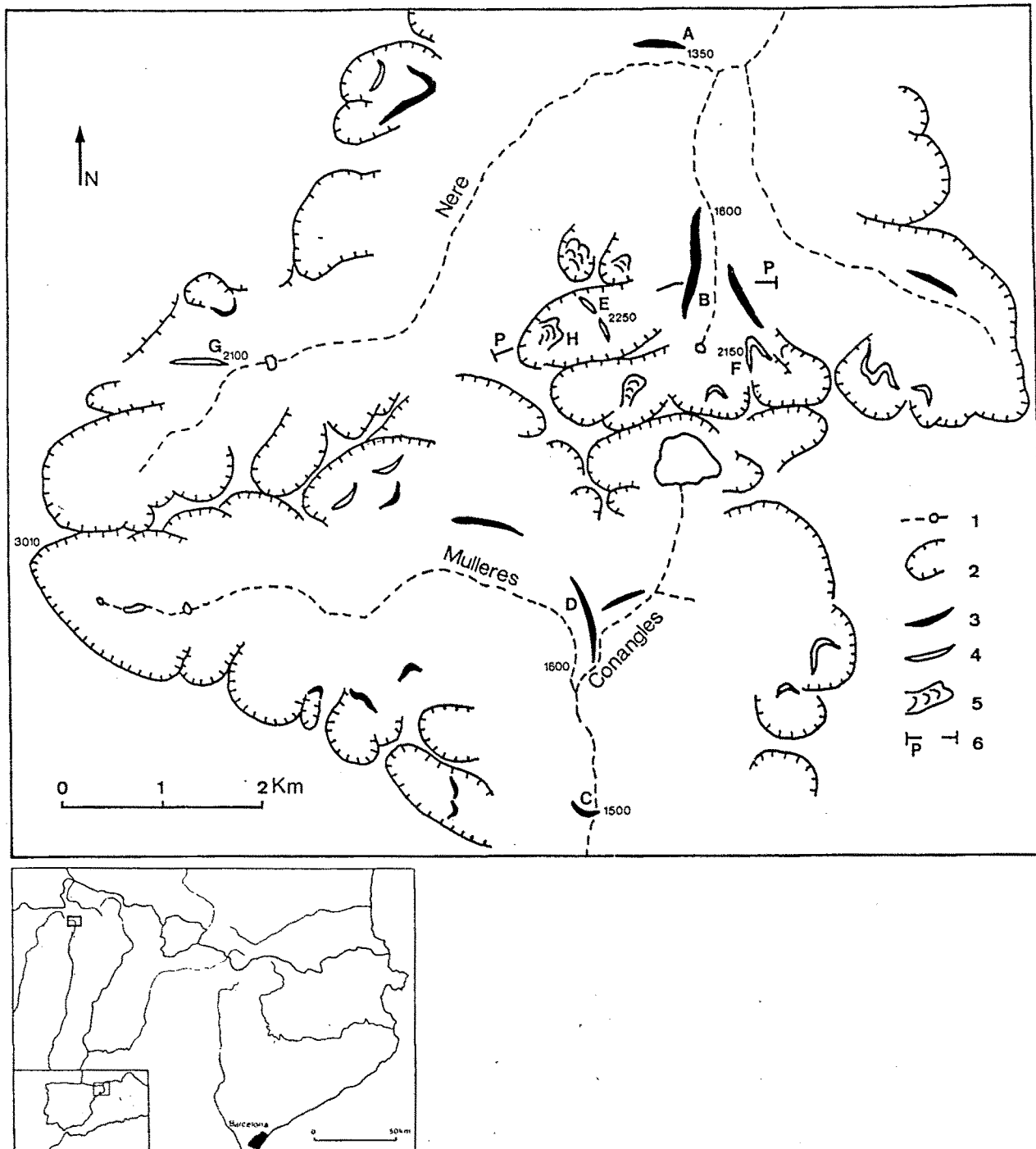


Figura II.13: Cartografia dels arcs i cordons morrènic de les capçaleres del riu Nere (conca de la Garona) i de la Noguera Ribagorçana. LLegenda: 1. Riu, estany; 2. Circ glacial; 3. Arc/cordó morrènic corresponent a l'Episodi de glaceres de vall en altitud (Fase de glaceres d'altitud); 4. Arc/cordó morrènic corresponent a l'Episodi de glaceres de circ (Fase de glaceres d'altitud); 5. Morrena de glacera rocallosa corresponent a la Fase de glaceres rocalloses; 6. Situació del perfil geomorfològic representat a la figura II.15.  
 A. Cordó morrènic de la Quadra de Sabaté; B. Cordons morrènic de Fontfreda; C. Arc morrènic de Bessiberri; D. Cordó morrènic de l'Ospitau de Vielha; E. Arc morrènic de boca de circ de Montenero; F. Arc morrènic de boca de circ de Sarraera; G. Cordó morrènic de boca de circ del Nere; H. Morrena de glacera rocallosa del circ de Montenero.



Foto II.1: Cordó morrènic esquerre de Fontfreda (a 1600 metres d'alçada) situat a la conca del riu Nere. El cordó morrènic de Fontfreda (vegeu també les figures II.13 i II.15) correspon a l'Episodi de glaceres de vall en altitud (Fase de glaceres d'altitud). En darrer terme, indicat amb una fletxa, es pot veure el cordó morrènic de la Quadre de Sabaté corresponent al mateix episodi.



Foto II.2: Arc morrènic de Sarraera (a 2150 metres d'alçada) situat a la conca del riu Nere. L'arc morrènic de Sarraera (vegeu també la figura II.13) correspon a l'Episodi de glaceres de circ (Fase de glaceres d'altitud).

A la conca del riu Nere, afluent de la Garona, situada al vessant septentrional dels Pirineus, Bordonau (1985 i 1987) determina l'extensió de les glaceres durant aquest episodi a partir de la posició de diversos cordons morrènics (vegeu la figura II.13):

- La glacera del Nere, amb una conca d'alimentació de 4 quilòmetres quadrats, té una longitud de 8 quilòmetres amb el seu front glacial situat a una alçada de 1350 metres, tal com ho demostra el cordó morrènic lateral de la Quadra de Sabaté (vegeu la figura II.13 i la foto II.1).

- La glacera de Fontfreda, amb una conca d'alimentació de 1.5 quilòmetres quadrats, té una longitud de 3 quilòmetres amb el seu front glacial situat a una alçada aproximada de 1600 metres, tal com ho demostren els cordons morrènics laterals de Fontfreda (vegeu la figura II.13 i la foto II.1).

A l'alta conca de la Noguera Ribagorçana, durant aquest mateix episodi, les glaceres de Mulleres (amb una conca d'alimentació de 4.2 quilòmetres quadrats) i de Conangles (amb una conca d'alimentació de 3.1 quilòmetres quadrats) conflueixen formant una llengua glacial de 6 quilòmetres de longitud amb el seu front situat a una alçada aproximada de 1500 metres. L'extensió d'aquestes glaceres es dedueix a partir de la posició del complex terminal del barranc de Bessiberri i dels cordons morrènics de l'Ospitau de Vielha (Vilaplana, 1983 a i b) (vegeu la figura II.13).

Aquests exemples que he citat suara, i tenint en compte que les cotes màximes a les capçaleres d'ambdues conques són les mateixes (doncs són conques frontereres), serveixen per demostrar com l'extensió de la conca d'alimentació nival i la situació en el vessant septentrional o meridional de la serralada pirinenca determinen l'extensió de les glaceres i la posició altitudinal dels seus fronts.

Evidentment, aquests factors que són determinants durant la fase de glaceres d'altitud són els mateixos que van condicionar la dissimetria del fet glacial a ambdós vessants dels Pirineus, tal i com s'ha descrit a l'apartat II.3, durant el darrer màxim glacial.

### **Episodi de glaceres de circ**

El trànsit cap aquest episodi comporta una pèrdua considerable del volum de glaç i una reducció de l'extensió de les glaceres. Així, les glaceres que caracteritzen aquest episodi són de petites dimensions i queden confinades a l'interior dels circs situats a alçades superiors als 2000 metres (vegeu la figura II.13).

Les formes més característiques d'aquest episodi són les morrenes de boca de circ i els tills que entapissen els fons de circ. A tall d'exemple es poden citar les morrenes de boca de circ de Montenero, a 2250 metres d'alçada; de Sarraera, a 2150 metres d'alçada (vegeu la foto II.2) i del Nere, a 2100 metres d'alçada, totes elles a la conca del riu Nere (Bordonau, 1985 i 1987) (vegeu la seva localització a la figura II.13).

Finalment vull remarcar que aquesta seqüència descrita per la fase de glaceres d'altitud, amb dos episodis clarament diferenciats definits per dos tipus d'aparells glacials, tal i com s'observa, per exemple, a la capçalera del riu Nere, no és aplicable a totes les valls pirinenques. Així, en certes valls es podrà diferenciar un primer episodi caracteritzat per la coexistència de glaceres de vall en altitud i de glaceres de circ, i un segon episodi en el que totes les glaceres queden confinades als circs. En d'altres valls, en canvi, les fases de glaceres d'altitud estaran representades únicament per glaceres de circ i no es pot descartar la possible existència de glaceres rocalloses, característiques de l'anomenat període Tardiglacial, en alguns circs durant aquestes fases d'altitud. Com he dit anteriorment, l'orientació, l'altitud i l'extensió de la conca d'alimentació determinen la dinàmica glacial i el tipus de seqüència durant la fase de glaceres d'altitud a cadascuna de les valls glacials dels Pirineus.

Després d'aquests dos episodis corresponents a la fase de glaceres d'altitud, el gel desapareix completament de la majoria de circs dels Pirineus per donar pas a les glaceres rocalloses, característiques de l'anomenat període Tardiglacial (Serrat, 1979). Malgrat tot, no es pot descartar la permanència, en els massissos més alts dels Pirineus, d'alguna petita glacera de circ durant els períodes tardiglacial i postglacial fins l'actualitat.

## **II.5. La fase de glaceres rocalloses**

Les morrenes de glacera rocallosa que caracteritzen aquesta fase es troben en un gran nombre de circs del Pirineu Oriental i Central, preferentment al peu de parets rocoses

orientades al nord per sobre dels 2000 metres d'alçada. Aquestes acumulacions, amb un origen a cavall entre la dinàmica glacial i la dinàmica periglacial han estat citades i descrites en moltes valls pirinenques: al massís de Puigmal-Costabona (Serrat, 1979), al Pirineu Oriental; a la Val d'Aran (Gutiérrez i Peña, 1981; Bordonau, 1985 i 1987; Martí Soler, 1988), a l'alta conca de la Garona; a les valls d'Andorra (Vilaplana, 1984 b i 1985); a l'alta conca de la Ribagorça (Vilaplana, 1983 a i b); a l'alta conca de la Noguera Pallaresa (Brú, 1985; Ventura, 1983); etc. Més recentment, Martí Soler i Serrat (1990) realitzen un inventari de 523 morrenes de glacera rocallosa en dos sectors del Pirineu Central i Oriental per tractar estadísticament la morfologia, l'estructura i les dimensions de les mateixes.

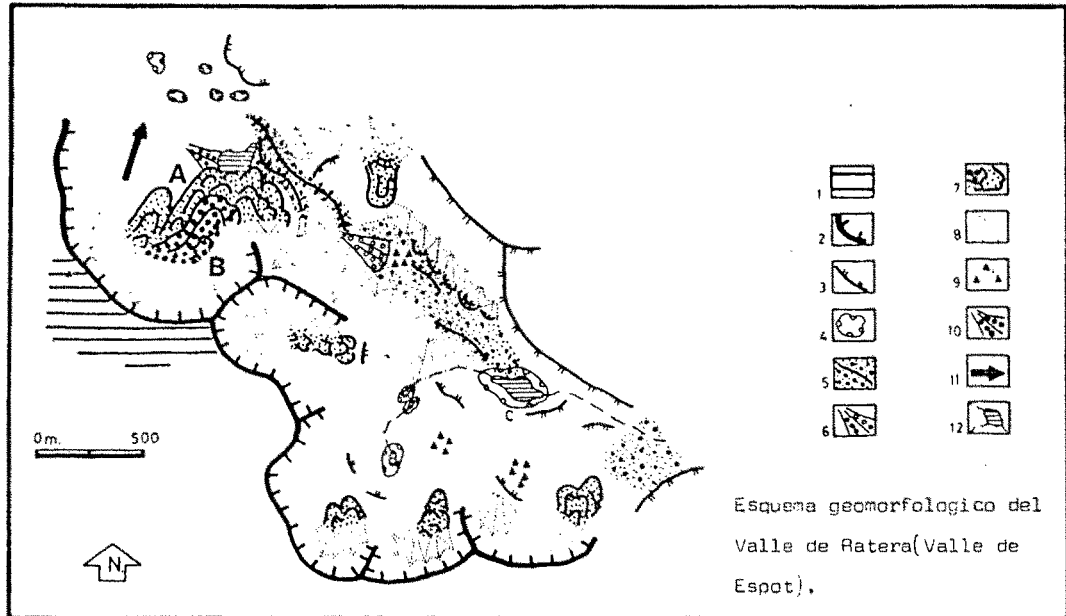
Tot i que aquestes glaceres rocalloses no són actives actualment i únicament es conserven les seves morrenes fòssils, diversos autors (Hamilton, 1988; Agudo *et al.*, 1989 i Martínez de Pisón, 1989) apunten la possible funcionalitat d'una glacera rocallosa al massís de Posets (3375 metres), a l'alta conca de l'Esera.

Serrat (1979) atribueix les morrenes de glacera rocallosa a l'anomenat període Tardiglacial, que estaria caracteritzat per unes condicions climàtiques fredes i seques. En aquestes condicions, l'aport de material gelifractat és molt superior a l'aport de glaç, de manera que el gel ocupa els espais intersticials entre els blocs i possibilita el moviment de les glaceres rocalloses que adopten una morfologia lobular típica. Sovint, les morrenes de glacera rocallosa estan constituïdes per blocs, generalment angulosos, amb molt poca o sense matriu i una fàbrica del tipus *clast-supported*.

Durant aquesta fase, és possible que en algunes valls glacials coexisteixin en cercos veïns glaceres rocalloses i glaceres de circ. Malgrat tot, cal considerar la fase de glaceres rocalloses com una fase totalment independent de la fase de glaceres d'altitud, i fins i tot deslligada de la darrera glaciació pleistocena als Pirineus. Segons les dades palinològiques (Montserrat Martí, 1991), la fase de glaceres rocalloses es podria correlacionar amb les pulsacions fredes del *Dryas*.

D'aquesta manera, a la majoria de valls glacials dels Pirineus el gel podria fins i tot haver desaparegut completament dels sectors de circ amb anterioritat a la fase de glaceres rocalloses. Aquest fet és palès per l'existència de morrenes de glacera rocallosa que fossilitzen morrenes de boca de circ clarament atribuïbles a l'episodi de glaceres de circ corresponent a la fase de glaceres d'altitud. A tall d'exemple es poden citar les morrenes de glacera rocallosa del circ de Ratera (Ventura, 1983), a l'alta conca de la Noguera Pallaresa, que fossilitzen un cordó morrènic d'una glacera de circ (vegeu la figura II.14). Segons Ventura (1983) es poden diferenciar dos episodis dintre de la fase de glaceres rocalloses: en el circ de

Ratera, les morrenes de glacera rocallosa del primer episodi són més extenses i es troben fossilitzades per les morrenes corresponents al segon episodi, que tenen una extensió més reduïda i una mida dels clastos més gran (vegeu la figura II.14).



A. Tuc de Uergús (2.848 m.). B. Estany del Port de Ratera (2.430 m.). C. Estany de la Munydera (2.230 m.). 1. Superfície d'erosió. 2. Circo glacial. 3. Umbral. 4. Cubeta de sobreexcavació. 5. Cordones morrenicos. 6. Cono proglacial. 7. glaciars rocosos. 8. Conos de derrubios. 9. Caos de bloques. 10. Cono de deyección. 11. Transfluencia glacial. 12. Rio, Lago.

**Figura II.14:** Esquema geomorfològic de la vall de Ratera (conca de la Noguera Pallaresa) (segons Ventura, 1983). Es pot veure com les morrenes de glaceres rocalloses fossilitzen un cordó morrènic corresponent a la Fase de glaceres d'altitud. Al mateix temps s'observen dues generacions de glaceres rocalloses (A i B) que permeten definir dos episodis dintre de la Fase de glaceres rocalloses.

De la mateixa manera, les morrenes de la glacera rocallosa de Montenero (Bordonau, 1985 i 1987), a la conca del riu Nere (alta conca de la Garona), fossilitzen els tills que entapissen el fons del circ de Montenero i que es van sedimentar durant l'episodi de glaceres de circ (vegeu la foto II.3 i les figures II.13 i II.15).

Amb aquesta fase de glaceres rocalloses acaben les manifestacions glacials a la majoria de valls pirinenques, registrant-se únicament durant l'Holocè les anomenades fases postglacials i/o fases històriques a la majoria de circs ocupats actualment per petites glaceres de circ.



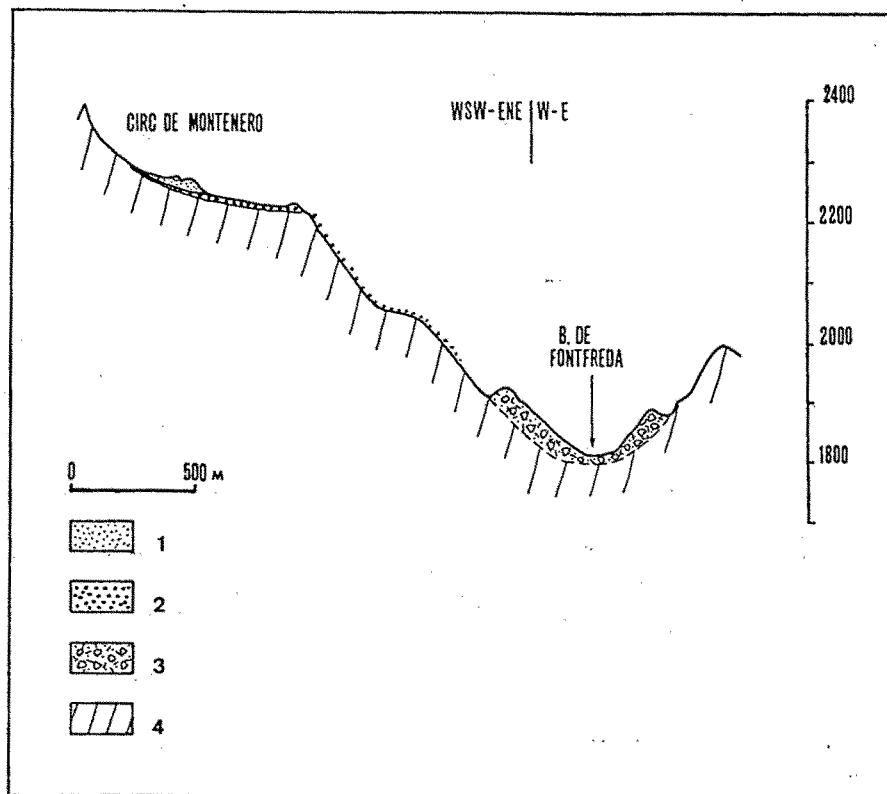


Figura II.15: Tall geomorfològic que representa la disposició relativa de les morrenes corresponents a les fases de glaceres d'altitud i de glaceres rocalloses (segons Bordonau, 1985) (vegeu la localització del tall a la figura II.13).

1. Morrena de glacera rocallosa (Fase de glaceres rocalloses); 2. Morrena de circ i recobriments de blocs morrènics (Episodi de glaceres de circ -Fase de glaceres d'altitud-); 3. Morrena de vall (Episodi de glaceres de vall en altitud -Fase de glaceres d'altitud-); 4. Substrat rocós paleozoic.

## II.6. Les fases postglacials i/o fases històriques

Durant el període postglacial Holocè és molt probable la persistència de les glaceres de circ que actualment es troben en aquells circs per sobre dels 3000 metres d'alçada. Fins i tot és possible l'existència d'altres petites glaceres de circ actualment desaparegudes o reduïdes a congestes. Segons Montserrat Martí (1991) no es pot excloure l'existència d'alguna pulsació glacial holocena

A la majoria de les glaceres de circ actuals dels Pirineus s'observen uns cordons morrènics, tant laterals com frontals, amb la morfologia molt ben conservada separats alguns centenars de metres dels marges actuals de les glaceres. Aquests cordons morrènics han estat citats per un gran nombre d'autors (Martí Bono *et al.*, 1978; Taillefer, 1969; Serrat *et al.*, 1980; Vilaplana, 1983 a i b; Martínez de Pisón, 1989; etc.) i tractats més extensament en el



Foto II.3: Morrena de glacera rocallosa del circ de Montenero, a la conca del riu Nere (vegeu la figura II.13) corresponent a la Fase de glaceres rocalloses.



Foto II.4: Glaceres de circ de Barrancs (B) i de Tempestats (T), al peu del pic d'Aneto (3404 metres) al massís de La Maladeta (alta conca de l'Esera). S'observen, a alguns centenars de metres dels marges de les glaceres, els cordons morrènics, perfectament conservats, atribuïts a la Petita Edat del Gel (segles XVII a XIX).

treball de síntesi realitzat per Martínez de Pisón i Arenillas (1988). Al massís de La Maladeta (Aneto, 3404 metres), a l'alta conca de l'Esera, hom troba bons exemples d'aquests cordons morrènics relacionats amb les glaceres d'Aneto, La Maladeta, Tempestats, Barrancs, etc. (vegeu la foto II.4).

A manca de datacions absolutes i tenint en compte que a finals del segle XIX algunes d'aquestes morrenes estaven en contacte amb les glaceres, aquestes morrenes han estat clàssicament atribuïdes pels diversos autors a la *Petita Edat del Gel*, una pulsació freda definida als Alps que va tenir lloc durant els segles XVII a XIX.

Les *Glaceres actuals* dels Pirineus, de reduïdes dimensions (sovint amb una superfície de menys d'un quilòmetre quadrat), resten confinades als circs envoltats per pics de més de 3000 metres. Aquestes glaceres de circ actuals han estat inventariades i catalogades per Serrat *et al.* (1980) (vegeu la figura II.16) i per Martínez de Pisón i Arenillas (1988). Darrerament s'han aplicat tècniques de teledetecció per la cartografia de les glaceres actuals del massís de La Maladeta (Furdada *et al.*, 1986)

Hamilton (1988), Agudo *et al.* (1989) i Martínez de Pisón (1989) apunten la possible funcionalitat d'una glacera rocallosa al massís de Posets (3375 metres), a l'alta conca de l'Esera. En el mateix sentit, Serrano i Rubio (1989) també apunten la possible funcionalitat de la glacera rocallosa de Las Argualas, a la vall de Panticosa.

Hom pot constatar, a partir de la documentació gràfica existent (fotografies, dibuixos de paisatge, etc.), un retrocés generalitzat de les glaceres del massís de La Maladeta al llarg del segle XX. Aquesta dinàmica de recessió glacial durant el segle XX també és característica de la resta de glaceres actuals dels Pirineus.

CODE	GLACIER NAME	COORDINATES		AREA Tot. A Exp.	DIRECT. Acc. Ab.	MEAN Fld. Len.	MAX. Len.	ELEVATION		FILIALINE Ele. A Date	ABL. Area	MEAN ELEV. Acc. Abl. A.	CLASS.	MOR.				
		Leti. Long.	UTM					Max. Mean Min.	Max. Len.									
40222 / 1	C. DE PUPELIS	427919 02622	3118490/260	0.13 2	0.12	E	0.3	0.4	0.5	3180	3105	2995	3020 1	27.8	0.01	3110 3000	640113	99
40222 / 2	C. DE LA PAUL	421938 02620	3118490/260	0.08 2	0.08	NE	0.4	0.2	0.3	3076	3016	2850	3000 1	27.8	0.09	3050 2700	640114	34
40222 / 3	C. DE L'ESTRELLA	424159 03169	3118478/305	0.16 2	0.09	S	0.3	0.5	0.7	3013	2840	2770	2850 2	28.8	0.11	2790 2830	640110	40
40222 / 4	N. SALLENOUES	423751 04100	3119100/275	0.12 3		N	0.5	0.2	0.3	2840	2760	2600					740110	04
40222 / 5	TEMPESTADES	423742 04010	3114089/223	0.34 2	0.31	NE	0.7	0.4	0.5	3050	2902	2705	2940 2	31.8	0.23	2920 2000	640114	34
40222 / 6	C. DE BARROCHES	423804 03941	3110483/271	0.28 2	0.24	NE	0.4	0.7	0.9	3240	3110	2940	3006 1	31.8	0.10	3150 2740	640113	04
40222 / 7	C. DE ANCIU	423835 03901	3110483/271	1.1 1	1.32	NE	1.6	0.8	1.2	3330	3000	2780	3010 1	29.8	0.75	3180 2740	640113	04
40222 / 8	C. LA MAJOLLA	423749 03921	3110483/271	0.40 2	0.41	N	0.9	0.7	0.9	3260	3100	2780	3040 1	29.8	0.25	3180 2740	640113	04
40222 / 9	MEVEDO DE ALBA	423923 03735	3110483/271	0.13 1		N	0.2	0.1	0.2	3005	2950	2940					640110	04
40222 / 10	C. DE L'ORNAS	423800 03971	3110483/271	0.11 1	0.09	W	0.2	0.6	0.7	3250	3169	2958	3175 2	20.9	0.09	3195 3095	640113	04
40222 / 11	N. DE L'ORNAS	423840 03935	3110483/271	0.10 1		SW	0.5	0.2	0.2	3100	3060	3005					640110	04
40222 / 12	N. VALLETERRA	423744 03920	3110483/271	0.05 1		W	0.3	0.1	0.2	2980	2770	2640					740110	04
40221 / 1	C. DE SALLERES	423719 04022	3110497/216	0.28 3		E	0.8	0.3	0.4	3100	2990	2895					740110	04
40221 / 2	N. DE RESERVA	423555 04906	3110421/219	0.05 3		W				2905	2840	2700					740110	04
40221 / 3	URBA D'INFIRM	423635 04986	3110421/219	0.04 3		NE				3010	2890	2705					740110	04
40221 / 4	N. DE SALLERES	423640 05191	3110421/219	0.12 3		N				2810	2740	2640					640110	04
40221 / 1	CLOT DE L'ORNI	424540 00955	3019313/401	0.02 3		N	0.1	0.2	0.3	3220	3065	2950					740120	08
40221 / 2	N. DE LAVAZA	424555 00920	3019313/401	0.09 3		SW				3070	2940	2760					740120	08
40221 / 3	SERRA DE RAMON	424070 00925	3118458/270	0.11 3		NE	0.4	0.2	0.4	3160	3010	2800					740110	09
40221 / 4	SERRA DE RAMON	424035 00920	3118458/270	0.19 3		NE	0.4	0.4	0.5	3100	2940	2840					740110	09
40221 / 5	MONT PELOU	424040 00926	3118458/270	0.06 1	0.04	NE	1.2	0.8	1.2	3190	2980	2840	2980 2	30.8	0.24	2940 2740	640114	09
40221 / 6	DE L'ESTRELLA	424118 00145	3118458/270	0.05 1	0.05	NE	0.3	0.1	0.2	2905	2820	2740	2810 2	31.8	0.01	2805 2735	640114	09
40221 / 7	C. DE MARQUER	424118 00120	3118458/270	0.02 1	0.02	NE	0.5	0.1	0.2	2900	2840	2740	2840 2	30.8	0.05	2805 2740	640114	09
40221 / 8	C. DE MARQUER	424218 00020	3118458/270	0.05 1	0.05	N	0.3	0.2	0.3	2905	2720	2650	2720 2	30.8	0.01	2740 2640	640110	04
40221 / 9	C. DE L'ORNI	423820 02546	3118458/270	0.13 2	0.10	NE	0.3	0.2	0.8	3052	2917	2742	2971 1	27.8	0.15	3120 2740	640113	02
40105 / 1	N. FRONTILLAS	425020 01733	3019213/462	0.02 3		W	0.3	0.2	0.3	2840	2750	2720					740100	09
40105 / 2	BRECHA LATOUR	425020 01706	3019213/462	0.04 3		E	0.1	0.2	0.3	2903	2840	2740					740100	09
40105 / 3	C. DE INFIRM	424704 01515	3019213/462	0.06 2	0.06	N	0.2	0.4	0.5	2940	2830	2720	2840 2	30.8	0.02	2840 2780	640113	04
40105 / 4	C. DE INFIRM	424707 01530	3019213/462	0.04 2	0.04	N	0.3	0.4	0.5	2940	2800	2700	2900 2	30.8	0.09	2840 2740	640113	04

\* This glacier is situated in this basin, but its melting water drains to Garona Basin (40) by karatic conduction.

AREA  
- Tot. = Total  
- A = Accuracy ratings  
- Exp. = Eroded

ORIENTATION  
- AC. = Accumulation area  
- AB. = Ablation area

MEAN ELEVATION  
- Acc. = Accumulation area  
- Abl. = Ablation area

CLASS. = CLASSIFICATION  
MOR. = MORPHOLOGY

CODE  
- 40 = ERO (Mediterranean) BASIN  
- 01 = ...

Figura II.16: Quadre inventari (segons normes del WGI) de les glaceres actuals dels Pirineus espanyols (segons Serrat et al., 1980).

## **III. LA CRONOLOGIA DEL DARRER CICLE GLACIAL ALS PIRINEUS.**

### **III.1. Introducció.**

La metodologia d'estudi del glacialisme pirinenc ha evolucionat enormement des dels primers treballs de caire geomorfològic fins els treballs més recents que integren tant les observacions geomorfològiques clàssiques com d'altres aspectes sedimentològics i paleoecològics. Al mateix temps, les primeres datacions absolutes obtingudes a partir dels anys 80 en diverses localitats dels Pirineus permeten acotar i fixar la cronologia relativa de les fases glacials que es proposa a la figura II.1.

En un primer període, des de l'inici dels estudis sobre el glacialisme als Pirineus, a mitjans del segle XIX, fins els treballs portats a terme durant els anys 70, la metodologia d'estudi es basa en aspectes purament geomorfològics. Com a resultat s'obté una visió del fet glacial pirinenc força encertada pel que fa referència a les qüestions descriptives però amb tot un seguit de mancances pel que es refereix a la cronologia. Aquestes mancances són degudes a l'aplicació abusiva del model proposat per Penck i Brückner (1909) a partir de l'estudi dels

complexos morrènics terminals del peu de mont dels Alps. Segons aquest model, els diversos nivells de terrasses al·luvials i els arcs morrènics es corresponen amb diferents glaciacions. D'aquesta manera, durant aquest període inicial, els diversos autors estableixen una cronologia de les glaciacions dels Pirineus basada en la correlació amb les quatre glaciacions clàssiques definides als Alps. La utilització apriorística d'un model prefixat condueix a tot un seguit de controvèrsies i contradiccions en la interpretació d'una mateixa localitat (vegeu, a tall d'exemple, l'apartat I.4.1 i la figura I.7). En d'altres paraules, l'atribució de les diferents formes a diferents glaciacions sovint es fa d'una manera subjectiva.

En un segon període, a partir dels anys 70 i fins l'actualitat, es reprenen els estudis sobre el glacialisme pirinenc amb l'aplicació de noves tècniques i nous mètodes de treball (principalment les anàlisis sedimentològica, palinològica i radiomètrica) que complementen els estudis geomorfològics clàssics. A partir de l'estudi detallat d'una determinada conca glacial s'obté una cronologia relativa dels esdeveniments glacials vàlida per la conca en qüestió. De la correlació entre les cronologies relatives establertes a cadascuna de les conques glacials estudiades s'obté la cronologia relativa general de les fases glacials (vegeu la figura II.1), vàlida per tota la serralada pirinenca (Bordonau *et al.*, 1992 en premsa). Com he dit en el capítol II, els treballs de síntesi més recents (Brú *et al.*, 1985; Hérail *et al.*, 1987; Andrieu *et al.*, 1988; Bordonau *et al.*, 1992 en premsa) coincideixen en afirmar l'existència d'una darrera important glaciació durant el Pleistocè superior a la cronologia de la qual em referiré seguidament.

Si bé la posició relativa de totes les fases del darrer cicle glacial als Pirineus, representades a la figura II.1, està sòlidament basada en estudis geomorfològics i estratigràfics, l'atribució d'una edat absoluta a cadascuna de les fases diferenciades presenta més dificultats. La cronologia absoluta de les fases glacials del darrer cicle glacial als Pirineus es basa en les datacions que s'han obtingut darrerament en algunes localitats del vessant meridional dels Pirineus i, a manca d'altres datacions, en la correlació amb d'altres localitats ben datades situades al vessant septentrional dels Pirineus. Al mateix temps, aquesta correlació està basada, en alguns casos, en la dinàmica de les glaceres i en la zonació pol·línica.

La conclusió més important que es pot extreure de totes les datacions realitzades fins el moment en diverses localitats d'ambdós vessants dels Pirineus és que l'edat del darrer màxim glacial pirinenc és clarament anterior als 20000-18000 anys BP. El darrer màxim glacial a l'Europa Septentrional i Nordamèrica va succeir als 20000-18000 anys BP i s'ha admès que aquesta edat té validesa a escala global (Shackelton i Opdyke, 1973; Duplessy *et al.*, 1981; Ruddiman i McIntyre, 1981; Martinson *et al.*, 1987). Els resultats obtinguts als Pirineus, així com els resultats obtinguts per Seret *et al.* (1990) al massís dels Vosgos, als que em

referiré seguidament, posen en qüestió la universalitat absoluta i la sincronia del darrer màxim glacial, si més no en certes àrees continentals. No hi ha dubte del màxim criosfèric a nivell global, però és evident que la dinàmica d'alguns sistemes glacials, en serralades aïllades dels grans casquets i situades a latituds mitjanes, pot ésser diacrònica.

La cronologia del darrer cicle glacial als Pirineus, amb l'inici de la deglaciació anterior als 20000 anys BP, ha estat criticada i rebutjada per Turner i Hannon (1988). Aquests autors consideren que totes les datacions que s'han obtingut en les diverses localitats dels Pirineus estan envellides i que, per tant, a manca de datacions precises, el darrer màxim glacial als Pirineus cal situar-lo entre els 20000-18000 anys BP igual com succeeix a tota l'Europa Septentrional i Nordamèrica. L'envelliment de les datacions pot ser degut a dos factors principals:

- L'assimilació per les plantes lacustres durant la fotosíntesi de CO<sub>2</sub> dissolt i/o de bicarbonats producte de la dissolució de roques carbonàtiques antigues. Aquest efecte, conegut amb el nom d'efecte d'aigües dures (*Hard water effect*) (Donner i Jungner, 1974; Olsson, 1986), pot provocar l'envelliment de les datacions realitzades en mostres de sediments glàcio-lacustres en aquelles regions amb un substrat rocós carbonàtic.

- El contingut de matèria orgànica inactiva en els sediments glàcio-lacustres d'aquelles regions on el substrat rocós està constituït per pissarres amb grafit o d'altres roques carbonoses. La presència de matèria orgànica inactiva al·lòctona també pot envellir els resultats de les datacions (Vilaplana *et al.*, 1989).

L'envelliment d'algunes de les datacions és molt probable, i fins i tot s'ha comprovat un cert envelliment de les edats d'algunes mostres corresponents al període Tardiglacial (Montserrat Martí, 1991). Tanmateix, la repetició d'algunes datacions per afinar les edats, els resultats iteratius recollits a ambdós vessants dels Pirineus i la congruència entre tots ells fan pensar que realment, igual com s'ha demostrat als Vosgos (Seret *et al.*, 1990), el darrer màxim glacial als Pirineus és anterior als 20000 anys BP. Per altra part, l'envelliment degut a l'efecte d'aigües dures oscil·la entre 500 i 1500 anys (Jalut *et al.*, 1992 en premsa) i, pel nostre cas, atenent al marge d'error de les pròpies datacions i a les edats obtingudes per les fases glacials més antigues (superiors a 35000 anys BP), un envelliment d'aquest ordre seria poc significatiu. Després de resumir molt breument les datacions obtingudes a ambdós vessants dels Pirineus tornaré a aquesta qüestió.

### III.2. La cronologia del darrer cycle glacial als Pirineus.

Descriuré tot seguit els resultats més significatius de les datacions realitzades fins el moment en localitats situades a ambdós vessants dels Pirineus (vegeu la localització de les localitats citades en aquest capítol a la figura III.1).

Les localitats datades situades al vessant meridional de la serralada, concretament a les conques dels rius Noguera Ribagorçana i Gállego, permeten determinar la cronologia de les fases més antigues de la deglaciació (fase d'estabilització post-màxim i fase de glaceres de vall) i, conseqüentment, permeten estimar quina és l'edat del darrer màxim glacial pirinenc. Posaré especial èmfasi en l'edat dels nivells inferiors de les seqüències datades, doncs són els que permeten acotar l'edat de cadascuna de les diverses fases glacials.

Les localitats datades situades al vessant septentrional de la serralada serveixen de referència per contrastar els resultats obtinguts en el vessant meridional i, al mateix temps, permeten establir l'edat d'aquelles fases glacials encara no datades al vessant meridional dels Pirineus.

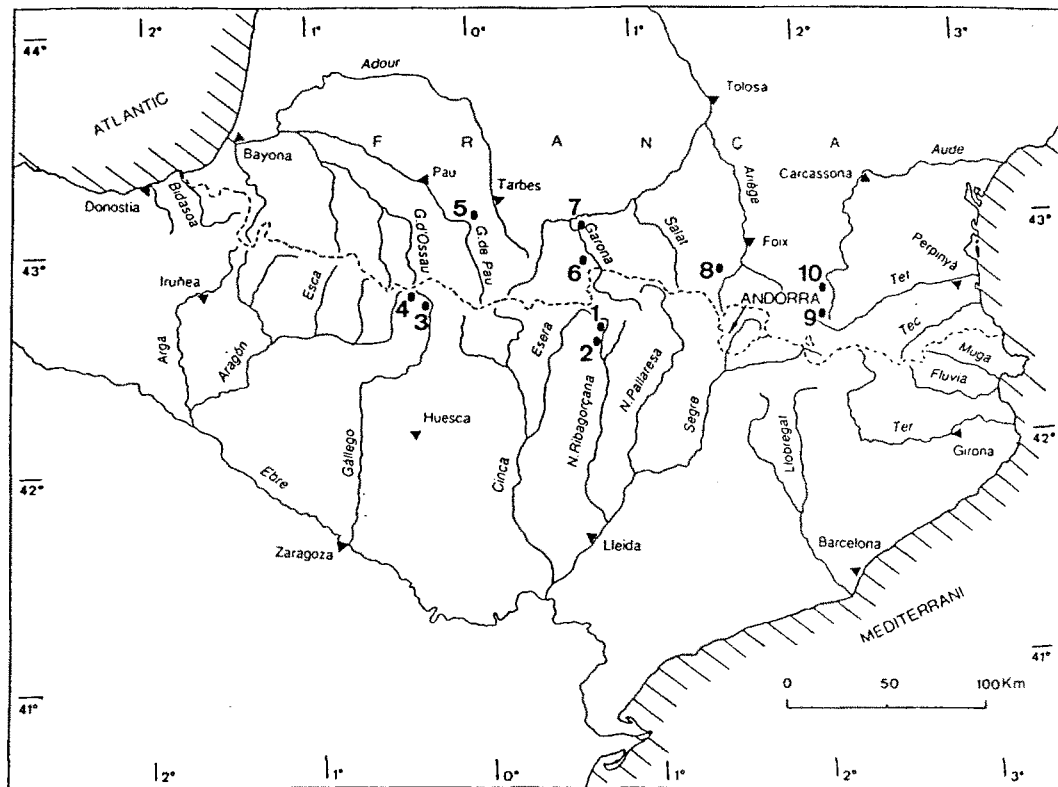


Figura III.1: Mapa de situació de les localitats citades al capítol III. Llegendia: 1. Llestui i Llauset; 2. Seminari de Vilaller; 3. La Paul de Búbal; 4. Tramacastilla; 5. Biscaye; 6. Sost; 7. Barbazan; 8. Freychinède; 9. Balcère; 10. Laurenti.



### III.2.1. La cronologia al vessant meridional dels Pirineus.

#### A. Les localitats de la vall de la Noguera Ribagorçana.

Les primeres datacions absolutes obtingudes en localitats del vessant meridional dels Pirineus corresponen a les seqüències glàcio-lacustres de Llestui i de l'Estany de Llauset (Vilaplana, 1983 a i b; Montserrat Martí, 1985; Vilaplana *et al.*, 1983 i 1989), ambdues a la vall de Llauset (conca de la Noguera Ribagorçana). Durant la realització del present treball s'han obtingut noves datacions absolutes corresponents a la seqüència glàcio-lacustre del Seminari de Vilaller, també a la conca de la Noguera Ribagorçana.

#### El complex glàcio-lacustre de Llestui

La posició relativa del complex glàcio-lacustre juxtaglacial de Llestui (vegeu la figura II.10) en el marc de les fases glacials del darrer cicle glacial als Pirineus no ofereix cap mena de dubte. La seqüència de Llestui correspon al rebliment d'un llac juxtaglacial format durant la *Fase d'estabilització post-màxim* quan la glacera de la vall de Llauset va obturar el drenatge de les conques dels torrents del Clot i de Malmarrui, desprovistes de glaceres (vegeu el capítol VI).

S'han datat quatre nivells de ritmites glàcio-lacustres del complex de Llestui (vegeu la figura VI.5):

- Nivell 2425 (cm), edat superior o igual a 34000 anys BP (Ly-3045)
- Nivell 2135 (cm), edat superior o igual a 31500 anys BP (Ly-3046)
- Nivell 1930 (cm), edat superior o igual a 33000 anys BP (Ly-2942)
- Nivell 265 (cm), edat superior o igual a 33000 anys BP (Ly-2943)

Els resultats obtinguts presenten algunes inversions doncs pels nivells superiors s'obtenen edats absolutes més antigues que les corresponents als nivells inferiors. La presència de carboni inactiu a les ritmites glàcio-lacustres de Llestui, provinent principalment de les pissarres grafitoses del Silurià que afloren a les conques dels torrents del Clot i de Malmarrui, podria suposar una contaminació de les mostres i comportar un possible envelliment de les datacions. Tanmateix, durant la realització del present treball s'han fet noves datacions de les ritmites de

Llestui al Laboratoire des Faibles Radioactivités de Gif sur Yvette i els primers resultats, encara provisionals, forneixen edats superiors a 40000 anys BP (Fontugne, com.pers.).

A la llum d'aquests resultats, es pot suposar una edat aproximada clarament superior a 34000 anys BP per la *Fase d'estabilització post-màxim*.

### El complex glàcio-lacustre del Seminari de Vilaller

La seqüència glàcio-lacustre del Seminari de Vilaller, tractada en detall en el capítol IV del present treball, correspon al rebliment d'un llac proglacial de barratge morrènic. L'arc morrènic frontal del Seminari de Vilaller, format durant l'anomenada *Fase de glaceres de vall*, és el responsable d'aquest barratge de les aigües de fusió de la glacera de la Noguera Ribagorçana (vegeu les figures IV.3 i IV.6).

S'han realitzat tres datacions de les ritmites que constitueixen la base de la seqüència del rebliment d'aquest llac proglacial (vegeu la figura IV.7):

- Nivell 26.20-26.10 (m): 30800  $\pm$ 1500/-1300 anys BP (Gif-8638)
- Nivell 26.10-25.90 (m): 20180  $\pm$ 350 anys BP (Gif-8639)
- Nivell 22.04-21.87 (m): 31400  $\pm$ 1200 anys BP (Gif-8640)

Els resultats obtinguts (vegeu la discussió a l'apartat IV.4) no permeten determinar de manera unívoca l'edat de la *Fase de glaceres de vall*. Hom pot plantejar dues hipòtesis sobre l'edat de la *Fase de glaceres de vall*: en una primera hipòtesi, tal vegada la més plausible, l'edat d'aquesta fase és clarament anterior a 30000 anys BP; en una segona hipòtesi, l'edat d'aquesta fase és clarament anterior a 20000 anys BP.

En qualsevol cas, i tenint en compte que la *Fase de glaceres de vall* està enmarcada clarament en les fases de la deglaciació del darrer cicle glacial, ambdues edats confirmarien que el darrer màxim glacial pirinenc és anterior a 20000 anys BP.

## El complex glàcio-lacustre de l'Estany de Llauset

L'Estany de Llauset (2132 metres) es troba en una cubeta de sobreexcavació glacial de fons de circ. S'han pogut diferenciar tres unitats sedimentàries al centre de la cubeta (Vilaplana, 1983 a; Vilaplana *et al.*, 1983) (vegeu l'apartat V.4.1). La unitat inferior, constituïda per ritmites glàcio-lacustres de color beig amb *dropstones* correspon a la sedimentació en un llac proglacial. La posició del front de la glacera de Llauset, situada aigües amunt de l'Estany de Llauset, permet deduir que la sedimentació de la unitat inferior es produeix durant l'anomenada *Fase de glaceres d'altitud*. Les unitats intermèdia i superior, constituïdes respectivament per fangs lutítics ferruginosos de color groc i llims negres, corresponen a una sedimentació lacustre sense cap influència glacial durant els períodes tardi i postglacial.

La datació obtinguda en els llims negres situats a la base de la unitat superior, de 20930  $\pm$ 310 anys BP (UZ-490) (Vilaplana, 1983a; Vilaplana *et al.*, 1983), no és coherent amb la palinostratigrafia establerta per Montserrat Martí (1985) a partir de l'anàlisi pol·línica de la seqüència de Llauset. Vilaplana *et al.* (1989) rebutgen aquesta datació, palinològicament aberrant, que estaria envellida degut a la presència de grafit en els llims negres de la unitat superior. Per altra part, acceptar aquesta datació implicaria atribuir una edat superior a 21000 anys BP per la *Fase de glaceres d'altitud*, fet que contradiu les datacions realitzades en nombroses seqüències de localitats situades al vessant septentrional dels Pirineus.

Dues datacions obtingudes en d'altres nivells de la unitat superior, 5260  $\pm$ 50 anys BP (U-4595) al nivell -14 metres i 2050  $\pm$ 80 anys BP (U-4596) al nivell -3 metres (Montserrat Martí, 1985; Vilaplana *et al.*, 1989), confirmen, conjuntament amb les dades palinològiques, que la sedimentació de la unitat superior es va produir durant el període postglacial Holocè.

### B. Les localitats de la vall del Gállego.

Montserrat Martí (1991) en l'estudi palinològic de les seqüències glàcio-lacustres de La Paul de Búbal (1115 metres) i de l'Ibón de Tramacastilla (1668 metres), a la conca del riu Gállego, presenta noves datacions absolutes que venen a confirmar la cronologia de la deglaciació als Pirineus obtinguda en d'altres sectors ja estudiats anteriorment.

### **El complex glàcio-lacustre de La Paul de Búbal**

La localitat de La Paul de Búbal (1115 metres) està situada al fons de la vall del riu Gállego, uns 16 quilòmetres aigües amunt de la població de Senegüé on hom troba un arc morrènic frontal corresponent a la darrera glaciació pleistocena (Martí Bono, 1977). A la base de la seqüència, constituïda per argiles blaves massives, s'ha obtingut una datació de 20800 ±400 anys BP (Gif-8237). Aquesta edat demostra que, al voltant dels 21000 anys BP, la glacera del Gállego ja havia experimentat un retrocés molt important, d'aproximadament 16 quilòmetres, des de la seva màxima extensió assolida durant la *Fase de màxim glacial*.

### **El complex glàcio-lacustre de l'Ibón de Tramacastilla**

L'Ibón de Tramacastilla (1668 metres) es troba situat en un coll a la divisòria d'aigües dels barrancs de Gorgol i Escarra, ambdós afluents del riu Gállego. Durant el darrer màxim glacial aquest coll constituïa un coll de transfluència que posava en comunicació el glaç de les dues valls veïnes. La datació de 29400 ±600 anys BP (Gif-8239) obtinguda a les argiles blaves massives que constitueixen la base de la seqüència implica que al voltant dels 30000 anys BP ja s'havia produït la desconexió entre els dos aparells glacials dels barrancs d'Escarra i de Gorgol.

Així doncs, aquestes datacions obtingudes en dues localitats de la vall del Gállego demostren i confirmen que el darrer màxim glacial als Pirineus és clarament anterior a 20000 anys BP.

### **III.2.2. La cronologia al vessant septentrional dels Pirineus.**

Al vessant septentrional dels Pirineus es disposa d'un major nombre de localitats, situades a diverses valls glacials (Gave d'Ossau, Gave de Pau, Garona, etc.), amb datacions absolutes obtingudes en seqüències glàcio-lacustres.

La primera seqüència completa ben datada correspon a la localitat de Biscaye (Mardones, 1982; Mardones i Jalut, 1983; Hérail *et al.*, 1987; Andrieu *et al.*, 1988), a la vall de la Gave de Pau. Aquesta localitat constitueix un paleollac que es va formar degut al barratge morrènic produït per la "morrena externa" de Poueyferré (vegeu la figura II.8).

Els sediments de la base de la seqüència glàcio-lacustre de Biscaye tenen una edat de 38400 ±2000/-1200 anys BP (Gif-5685) (Mardones, 1982; Mardones i Jalut, 1983) i, per tant, aquests autors consideren que l'edat del darrer màxim glacial als Pirineus és anterior a 38000 anys BP. Segons Mardones (1982) i Mardones i Jalut (1983), la "morrena externa" de Poueyferré es va formar durant el darrer màxim glacial amb anterioritat als 45000 anys BP.

Pel que fa referència a l'edat de la *Fase d'estabilització pre-màxim* caracteritzada pels dipòsits de l'obturgació de Sost (vegeu la figura II.4), a la conca de la Garona, Hérail i Jalut (1986) i Jalut (1989) consideren que és clarament anterior a 45000 anys BP. Aquesta edat ha pogut estimar-se degut a la presència de pol·lens de *Picea*, inexistents a la base de la seqüència de Biscaye, en els sediments del sondeig Sost-1.

Durant la deglaciació, a partir dels 38000 anys BP, a la localitat de Barbazan, situada a la conca de la Garona, es registra una pulsació anterior a 26000 anys BP (Andrieu *et al.*, 1988; Andrieu, 1989 i 1991) considerada sincrònica amb la formació de les "morrenes internes" de Labroquère. Segons Andrieu *et al.* (1988), aquesta pulsació únicament s'ha pogut determinar clarament a la localitat de Barbazan i, per tant, podria correspondre tant a una pulsació local de la glacera de la Garona com a un fenomen general de la dinàmica de la deglaciació als Pirineus. Per la meua part, considero que les "morrenes internes" que hom troba a la majoria de les valls del vessant septentrional dels Pirineus (Taillefer, 1969), demostren el caràcter general d'aquesta pulsació, presumiblement anterior a 26000 anys BP, arreu de la serralada pirinenca. A manca de noves datacions en d'altres localitats que ho confirmin, es podria suposar que la *Fase de glaceres de vall*, definida al vessant meridional dels Pirineus per Bordonau *et al.*, (1992 en premsa), correspon a la pulsació enregistrada a la localitat de Barbazan.

L'anomenada *Fase de Glaceres de muntanya* ha estat definida i datada a la localitat de Biscaye per Mardones (1982) i Mardones i Jalut (1983) entre 24000-13250 anys BP. Dintre d'aquest període, amb posterioritat als 16000-15000 anys BP, les glaceres queden confinades a les parts altes de les valls i als circs. Aquest moment es pot correlacionar amb la *Fase de glaceres d'altitud* definida per Bordonau *et al.*, (1992 en premsa). Així, a la conca de Vicdessos, a l'Ariège, les aigües de fusió glacial deixen d'alimentar el llac de Freychinède a partir dels 14700 ±800 anys BP (Gif-5018) evidenciant un important retrocés glacial (Jalut *et al.*, 1982). De la mateixa manera, als voltants dels 15000-14000 anys BP, les glaceres de Balcère (Capcir) i de Laurenti (Quérigut), situades als Pirineus orientals, tenen els seus fronts glacials situats per sobre dels 1900 metres d'alçada (Andrieu *et al.*, 1988). A partir dels 13000 anys BP, únicament resten als Pirineus algunes glaceres de circ en aquells indrets on les condicions especials d'orientació, alçada, etc., permeten la seva preservació.

L'anomenat període Tardiglacial als Pirineus comprèn l'interval de temps situat, aproximadament, entre els 13000-10000 anys BP (Jalut *et al.*, 1992 en premsa). Dintre d'aquest període tardiglacial s'enregistra un episodi caracteritzat per unes condicions climàtiques fredes i seques que afavoreixen la formació de les glaceres rocalloses que permeten definir la *Fase de glaceres rocalloses* (Serrat, 1979). Aquest període es pot correspondre amb el *Dryas recent* que a la localitat de Biscaye ha estat datat entre 11200 i 10860 ±110 anys BP (Gif-5734) (Mardones, 1982; Mardones i Jalut, 1983) i que a la localitat de Freychinède és lleugerament anterior a 11200 anys BP (Jalut *et al.*, 1982).

L'inici del període postglacial als Pirineus se situa al voltant dels 10200 anys BP (Mardones, 1982; Mardones i Jalut, 1983) i fins el moment no es disposa de cap datació absoluta de les morrenes corresponents a les fases postglacials i/o històriques que han estat clàssicament correlacionades amb la pulsació de la *Petita Edat del Gel*, definida als Alps i datada entre els segles XVII i XIX.

### III.2.3. Consideracions finals.

Un cop exposades i comentades breument les datacions absolutes existents en diverses localitats situades a ambdós vessants dels Pirineus, es pot fer un assaig de síntesi de la cronologia proposada per cadascuna de les fases darrer cicle glacial als Pirineus representades a la figura II.1. En funció de les dades existents, Bordonau *et al.* (1992 en premsa) representen la gràfica de l'extensió glacial als Pirineus durant el darrer cicle glacial/interglacial (vegeu la figura III.2b i la corba D de la figura III.4). Aquesta gràfica ve a substituir la primera gràfica de l'extensió glacial als Pirineus publicada per Serrat *et al.* (1983) (vegeu la figura III.2a). La posició relativa de les diverses fases considerades a la gràfica de la figura III.2b està sòlidament basada en fets geomorfològics i estratigràfics. En canvi, la cronologia absoluta, basada en les datacions existents i que en alguns casos poden ser discutides, podrà ser precisada més acuradament a la llum de les noves datacions absolutes que s'obtinguin en futures investigacions en d'altres localitats dels Pirineus.

El darrer màxim glacial pirinenc és clarament anterior a 38000 anys BP, tal com ho demostren les datacions obtingudes a la seqüència glàcio-lacustre de Biscaye (Gave de Pau) (Mardones, 1982; Mardones i Jalut, 1983). Aquests mateixos autors atribueixen a la "morrena externa" de Poueyferré una edat anterior a 45000 anys BP i, consegüentment, consideren que el darrer màxim glacial pirinenc té una edat compresa entre 70000-50000 anys BP. Bordonau *et al.* (1992 en premsa) atribueixen també una edat d'aproximadament 60000 anys BP al darrer màxim glacial pirinenc (vegeu la figura III.2b), tot i que les darreres investigacions que

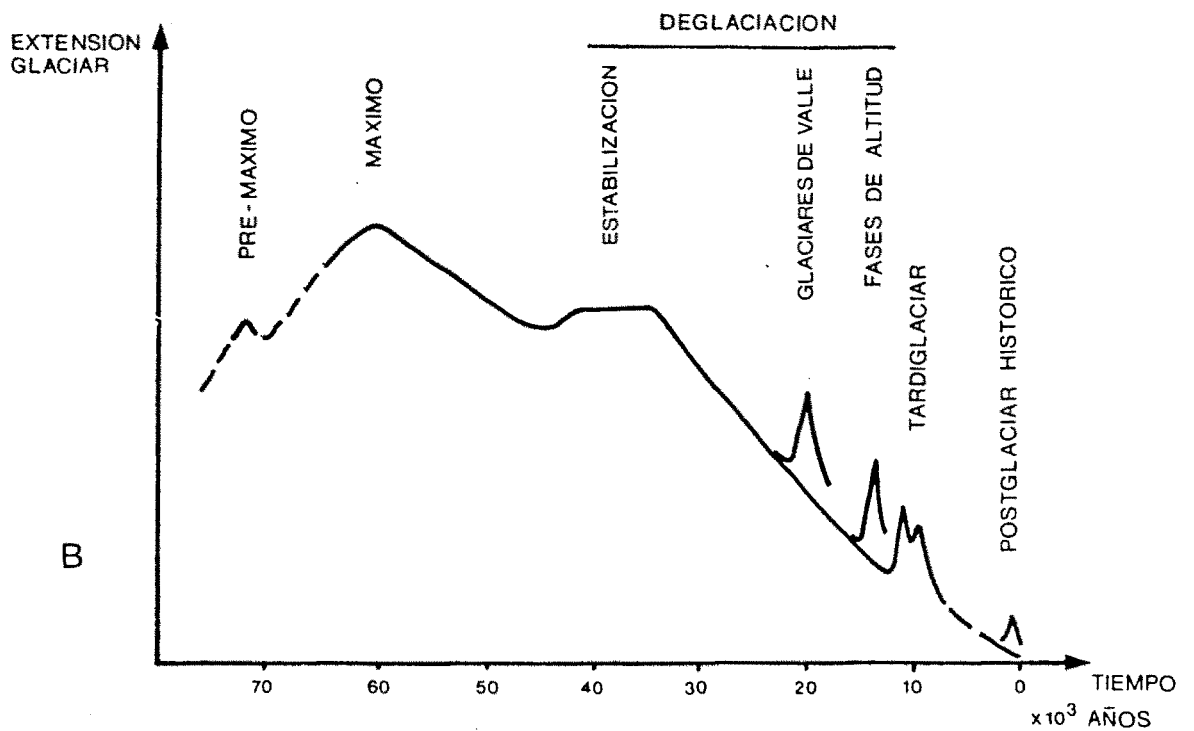
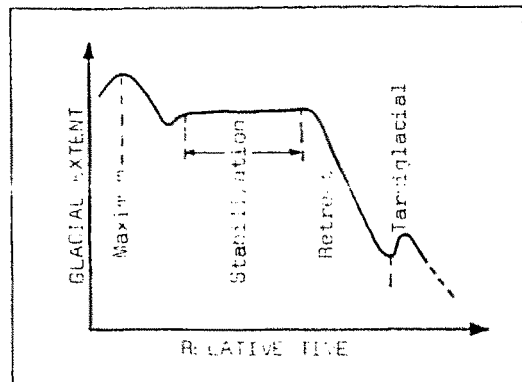


Figura III.2:

A. Gràfica de l'extensió glacial durant les diverses fases del darrer cicle glacial pirinenc (segons Serrat *et al.*, 1983).

B. Gràfica de l'extensió glacial durant les diverses fases del darrer cicle glacial als Pirineus (segons Bordonau *et al.*, 1992 en premsa). La posició relativa de les diverses fases considerades està sòlidament basada en observacions geomorfològiques i estratigràfiques arreu de la serralada. En canvi, la cronologia absoluta podrà ser precisada més acuradament a la llum de les noves datacions que s'obtinguin en futures investigacions en d'altres conques glacials pirinenques.

comentaré a l'apartat III.3 (Montserrat Martí, 1991; Vilaplana *et al.*, en preparació) permeten situar el darrer màxim glacial pirinenc al voltant dels 45000 anys BP (vegeu la corba E de la figura III.4).

No es disposa de cap datació absoluta que permeti determinar l'edat de les fases d'estabilització que precedeixen el darrer màxim glacial pirinenc. A partir de la palinostratigrafia obtinguda a la localitat de Sost (conca de la Garona), Hérail i Jalut (1986) i Jalut (1989) consideren que la fase d'estabilització pre-màxim és anterior a 45000 anys BP.

Les edats absolutes dels sediments del complex juxtaglacial de Llestui (conca de la Noguera Ribagorçana), anteriors a 34000 anys BP (Vilaplana, 1983 a i b) i fins i tot anteriors a 40000 anys BP (Fontugne, com.pers.), permeten afirmar que la fase d'estabilització post-màxim no està molt desmarcada en el temps amb respecte al darrer màxim glacial. D'aquesta manera, el darrer màxim glacial pirinenc podria tenir una durada relativament curta i anar seguit d'un lleuger retrocés de les glaceres i d'un perllongat període d'estabilització de les mateixes.

L'edat de la fase de glaceres de vall, enmarcada clarament dins el període de deglaciació del darrer cicle glacial pirinenc, no es pot determinar, amb les dades existents fins el moment, d'una manera unívoca. Així, els resultats obtinguts per Andrieu *et al.* (1988) i Andrieu (1989 i 1991) a la localitat de Barbazan (conca de la Garona) permeten afirmar que l'edat de la fase de glaceres de vall és anterior a 26000 anys BP. Per altra part, les datacions de les ritmites glàcio-lacustres del complex del Seminari de Vilaller (conca de la Noguera Ribagorçana) que es presenten en aquest treball (vegeu l'apartat IV.4) permeten atribuir a la fase de glaceres de vall una edat anterior a 30000 anys BP o a 20000 anys BP. Les datacions d'ambdues localitats mostren que l'edat d'aquesta fase és sempre anterior a 20000 anys BP i, molt probablement, anterior a 26000 anys BP.

La fase de glaceres d'altitud, amb els corresponents episodis de glaceres de vall en altitud i de glaceres de circ, es pot situar entre els 16000-13000 anys BP (Mardones, 1982; Mardones i Jalut, 1983; Jalut *et al.*, 1982; Andrieu *et al.*, 1988). Fins el moment, al vessant meridional dels Pirineus, no es disposa de datacions absolutes en cap complex glàcio-lacustre proglacial de barratge morrènic associat a morrenes de l'episodi de glaceres de vall en altitud o de l'episodi de glaceres de circ.

La fase de glaceres rocalloses, enmarcada en l'anomenat període Tardiglacial (Serrat, 1979), es pot correlacionar amb el *Dryas recent*, enregistrat a tota la serralada pirinenca però més característic als Pirineus mediterranis degut a la presència d'abundants pol·lens d'*Artemisia*. Segons Jalut *et al.* (1992 en premsa), els resultats obtinguts fins el moment no



permeten establir una bona cronologia del període Tardiglacial als Pirineus; tanmateix, el *Dryas recent* es podria situar entre els 11.000 i els 10000 anys BP.

Finalment, les fases històriques als Pirineus, a manca de datacions absolutes, es poden correlacionar amb la *Petita Edat del Gel* (segles XVII a XIX) definida als Alps.

A la llum d'aquestes consideracions es pot proposar una cronologia estimada de les fases del darrer cicle glacial als Pirineus, tal i com està representada a la figura III.3.

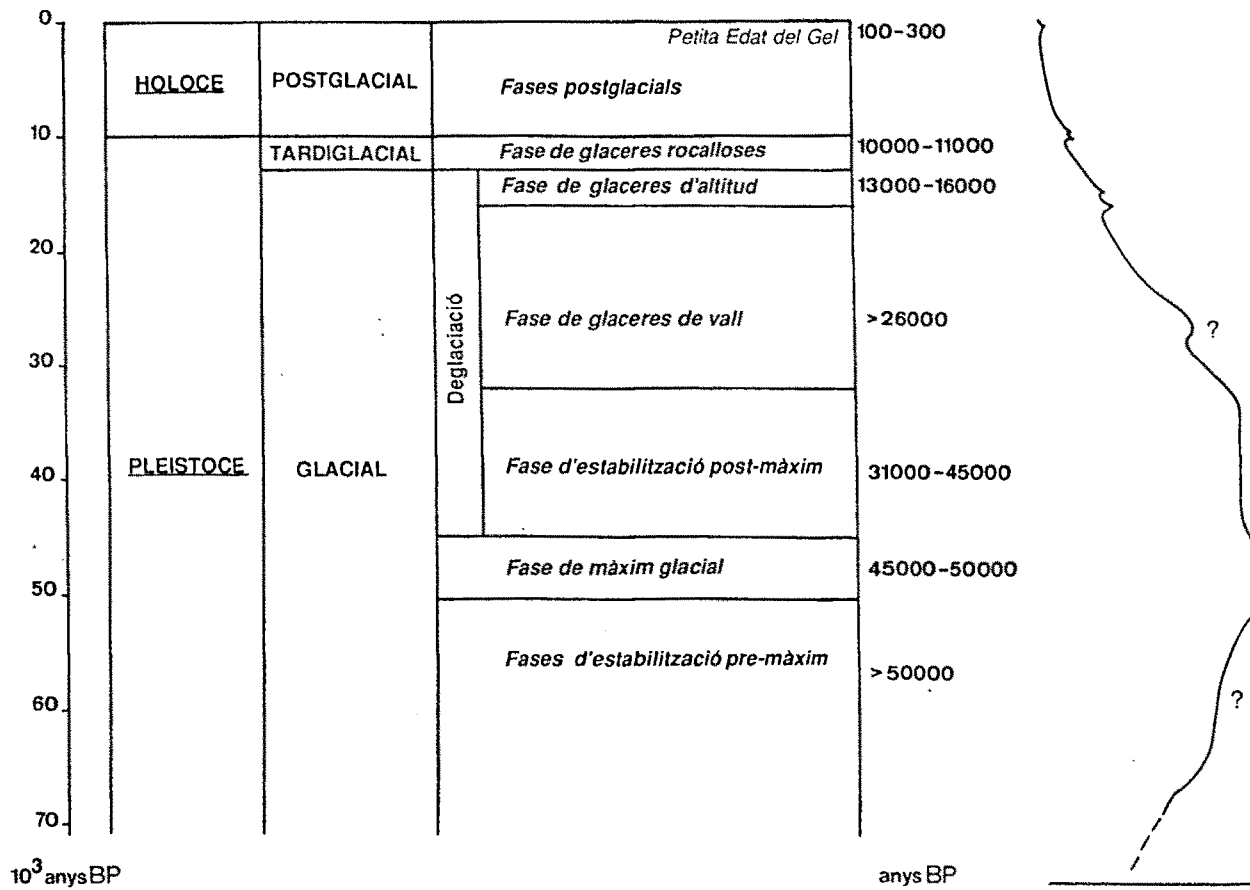


Figura III.3: Proposta de l'extensió glacial i la cronologia estimada per cadascuna de les fases del darrer cicle glacial als Pirineus.

### III.3. Màxim glacial pirinenc *versus* Màxim glacial a nivell global.

L'edat del darrer màxim glacial als Pirineus presenta un clar diacronisme amb l'edat del darrer màxim glacial dels gels continentals del Nord d'Europa i Nordamèrica, que s'ha establert entre 20000-18000 anys BP (Shackelton i Opdyke, 1973; Duplessy *et al.*, 1981; Ruddiman i McIntyre, 1981; Martinson *et al.*, 1987).

Per explicar aquest diacronisme cal tenir en compte que els Pirineus, situats a una latitud compresa entre 42 i 43° N, ocupen una posició molt meridional i totalment marginal en relació als grans casquets del Nord d'Europa i Nordamèrica. Per altra part, les glaceres dels Pirineus eren glaceres de vall situades en sectors de muntanya, amb una dinàmica glacial molt diferent a la dels grans gels continentals. Aquesta dinàmica es caracteritza per un temps de resposta relativament curt davant dels canvis climàtics, a diferència dels casquets continentals que presenten una major "inèrcia" que ralentitza la resposta en produir-se un canvi climàtic. Per altra part, també cal considerar la complexitat orogràfica dels Pirineus que comporta una dissimetria del fet glacial a ambdós vessants de la serralada. Finalment s'ha de tenir en compte la influència mediterrània, especialment important als sectors més orientals dels Pirineus, que determina unes condicions climàtiques especials.

Tots aquests factors que he citat en el paràgraf anterior fan que no es pugui desestimar *a priori*, tal com consideren Turner i Hannon (1988), la possibilitat de l'existència d'un clar diacronisme entre l'edat del darrer màxim glacial als Pirineus i l'edat del darrer màxim glacial a nivell global.

Al massís dels Vosgos, a una latitud aproximada de 48° N, Seret *et al.* (1990) han demostrat que entre els 50000-30000 anys BP el volum i l'extensió de les glaceres eren considerablement superiors als assolits durant el darrer màxim glacial global, entre els 20000-18000 anys BP. Segons aquests autors, el màxim glacial no seria sincrònic arreu del món, si més no en certes àrees continentals, i no necessàriament el moment de màxima extensió de les glaceres hauria de correspondre amb el moment de condicions climàtiques més fredes. Seret *et al.* (1990) apunten que durant el màxim glacial, les condicions climàtiques eren relativament àrides i, conseqüentment, les glaceres tenien una extensió menor que la assolida durant fases anteriors, amb unes condicions climàtiques menys fredes però molt més humides que possibilitaven una major innivació.

Per tant, per intentar demostrar o, si més no, raonar la validesa de la cronologia proposada del glacialisme pirinenc, cal invocar models que relacionin la tendència al refredament global amb les condicions generals de circulació oceànica i atmosfèrica que

regeixen les precipitacions i les condicions climàtiques en una determinada zona. Montserrat Martí (1991) interpreta els resultats obtinguts sobre la cronologia de la darrera glaciació als Pirineus tot considerant les variacions al llarg del temps de la concentració del CO<sub>2</sub> atmosfèric (Barnola *et al.*, 1987; Guenthon *et al.*, 1987), de la radiació rebuda a l'hemisferi Nord (Berger, 1978) i del volum global de gel obtingut a partir dels registres isotòpics  $\delta^{18}\text{O}$  (Martinson *et al.*, 1987) (vegeu, respectivament, les corbes A, B i C de la figura III.4). Segons Montserrat Martí (1991) cal tenir en compte tres factors principals:

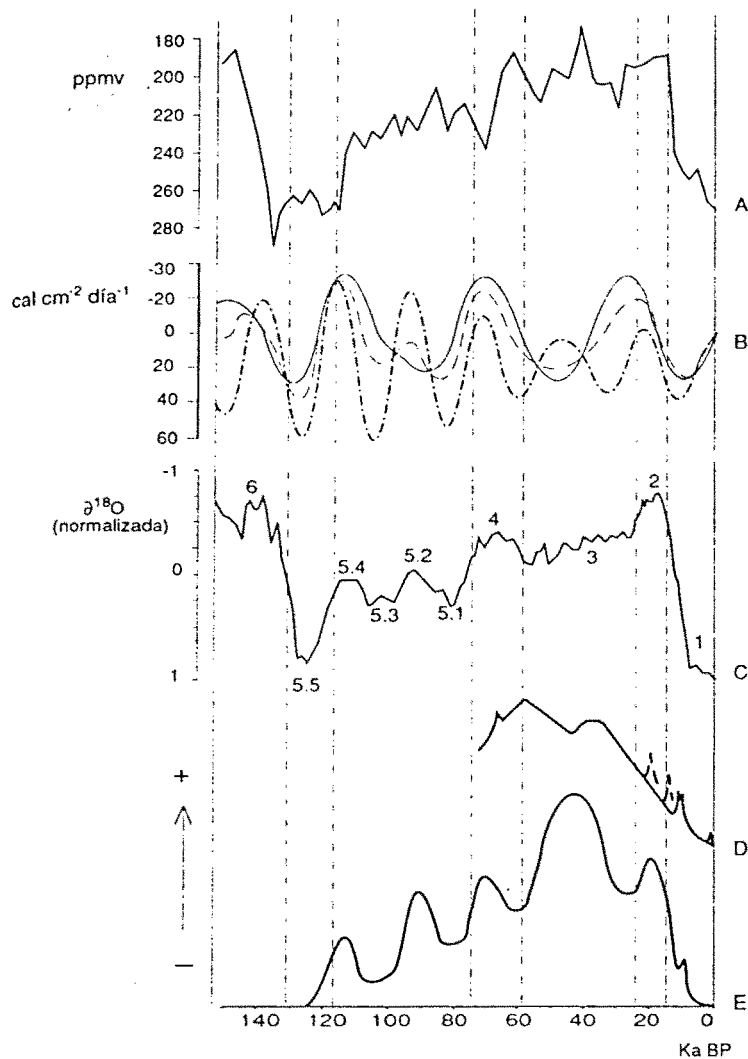
- La concentració mínima de CO<sub>2</sub> atmosfèric que es registra entre 70000-18000 anys BP (Barnola *et al.*, 1987; Guenthon *et al.*, 1987) (vegeu la corba A de la figura III.4) afavoreix un augment del gradient tèrmic altitudinal (Bartlein i Prentice, 1989) que comporta una disminució de la temperatura especialment important a les serralades muntanyoses. D'aquesta manera, l'alçada del nivell de neus permanents als Pirineus també disminueix.

- Els valors mínims de la radiació estival a la latitud dels Pirineus durant el darrer cicle glacial/interglacial s'assoleixen als 115, 95, 70, 45 i 20000 anys BP (Berger, 1978) (vegeu la corba B de la figura III.4). En aquests moments caracteritzats per valors mínims de la radiació estival, la taxa d'ablació estival disminueix i és possible l'acumulació de glaç.

- Tal i com apunten Seret *et al.* (1990) als Vosgos, la màxima extensió de les glaceres s'assoleix com a conseqüència d'una important acumulació de neu en unes condicions climàtiques humides però no extremadament fredes. Entre els 50000-40000 anys BP es produeix un mínim de radiació estival a les latituds baixes i un màxim de radiació estival a les latituds altes (Berger, 1978) (vegeu la corba B de la figura III.4). En aquestes condicions, el flux de calor latent des de l'Oceà Atlàntic als Pirineus és prou important com per explicar l'augment de les precipitacions en forma de neu als Pirineus i l'augment de la taxa d'acumulació.

A la llum d'aquestes consideracions es proposa una gràfica de l'extensió glacial als Pirineus durant el darrer cicle glacial/interglacial (Montserrat Martí, 1991; Vilaplana *et al.*, en preparació) (vegeu la corba E de la figura III.4). Segons aquests autors, el darrer màxim glacial als Pirineus pot situar-se al voltant dels 45000 anys BP, amb unes condicions de màxima acumulació i de mínima ablació. D'aquesta manera, durant el darrer màxim glacial a nivell global, situat entre els 20000-18000 anys BP, els Pirineus, en plena deglaciació, ja haurien experimentat un important retrocés de les glaceres. Segons Jalut *et al.* (1992 en premsa) als

Pirineus no s'observa cap avenç significatiu de les glaceres al voltant dels 20000-18000 anys BP. El màxim glacial a nivell global es podria correspondre amb el trànsit de l'anomenada fase de glaceres de vall a l'episodi de glaceres de vall en altitud corresponent a la fase de glaceres d'altitud.



Cronología de la glaciación en el Pirineo

A.- Variaciones en la concentración de CO<sub>2</sub> atmosférico (ppmv) a partir del análisis de registro de hielo de Vostok (modificado de Barnola et al. 1988).

B.- Desviación de los valores de radiación de 1950 AD en cal cm<sup>2</sup> día<sup>-1</sup> para la mitad del año cálido de verano en el Hemisferio Norte. Línea continua: desviación para la latitud 80 °N; línea discontinua: idem latitud 65 °N; punto y raya: idem latitud 10 °N (modificado de Berger 1978).

C.- Variación global del volumen de hielo establecido a partir de registros isotópicos (δ<sup>18</sup>O) procedentes de diversos océanos. La cronología se ha establecido a partir de varios procesos de sintonización de las variaciones en los registros isotópicos con las frecuencias orbitales (modificado de Martinson et al. 1987). Se han representado también los principales estadios de la cronostratigrafía isotópica.

D.- Estimación de la dinámica de la glaciación en el Pirineo a partir del análisis de secuencias sedimentarias (Bordonau et al., en prensa). El sentido de la flecha indica el aumento del volumen del hielo.

E.- Valoración cualitativa de la cronología y magnitud de las variaciones del volumen de hielo retenido en el Pirineo (Vilaplana et al., en preparación). El modelo se basa en los gráficos A y B. Las variaciones de la concentración de CO<sub>2</sub> se correlacionan negativamente con las variaciones del gradiente térmico altitudinal. La configuración de las condiciones de radiación determina la permanencia de la nieve acumulada y la importancia de los flujos de calor latente.

Figura III.4: Valoració qualitativa de la cronologia i la magnitud de les variacions del volum de glaç retingut als Pirineus durant el darrer cicle glacial/interglacial pirinenc (corba E) (segons Montserrat Martí, 1991 i Vilaplana *et al.*, en preparació), a partir dels resultats de Barnola *et al.* (1987) (corba A), Berger (1978) (corba B), Martinson *et al.* (1987) (corba C) i Bordonau *et al.* (1992 en premsa) (corba D).