

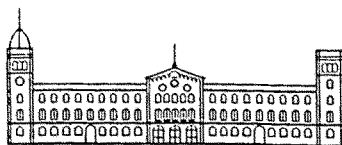
Els complexos glàccio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus

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) 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) 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) 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".

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

A handwritten signature in black ink, reading "Jaume Bordonau i Ibern".

Jaume BORDONAU i IBERN

ELS COMPLEXOS GLÀCIO-LACUSTRES

Durant les diverses fases del darrer cicle glacial als Pirineus que he descrit en el capítol II, cal destacar l'existència de nombrosos ambients lacustres arreu de la serralada pirinenca. Molts d'aquests llacs, i especialment els que es troben situats a les capçaleres de les valls glacials, són encara funcionals mentre que d'altres es troben totalment reblerts de sediments. En aquest darrer cas, l'estudi del seu registre sedimentari es pot realitzar mitjançant mètodes convencionals quan hom disposa d'afloraments de la seqüència sedimentària o mitjançant mètodes de prospecció geofísica, geoelectrica en el nostre cas, i sondatges mecànics quan no es disposa d'afloraments.

El reconeixement dels antics ambients lacustres relacionats amb les glaceres quaternàries dels Pirineus i, al mateix temps, l'estudi dels complexos sedimentaris glàcio-lacustres constitueixen uns elements clau de cara a determinar l'evolució del darrer cicle glacial als Pirineus. La importància dels complexos sedimentaris glàcio-lacustres en l'estudi del glacialisme pirinenc és deguda a diversos factors:

- Factors paleogeogràfics: Hom pot reconstruir l'extensió de les glaceres quaternàries durant les diverses fases glacials tenint en compte la localització dels antics ambients lacustres sincrònics amb les glaceres. Si bé els ambients glàcio-lacustres són força importants per portar a terme aquest tipus de reconstruccions paleogeogràfiques, hi ha d'altres elements geomorfològics (cordons i arcs morrènics, etc.) que també permeten delimitar acuradament l'extensió dels aparells glacials. Per tant, els factors paleogeogràfics per sí mateixos no justifiquen l'enorme interès de l'estudi dels complexos glàcio-lacustres.

- Els llacs glacials (*Glacial lakes*) que inclouen els llacs de marge glacial (*Ice-marginal lakes*), en contacte amb la glacera, i els anomenats llacs proglacials (*Proglacial lakes*) que corresponen als llacs distals de la classificació d'Ashley (1988).

Ambdues classificacions presenten una gran similitud, amb petites diferències terminològiques, i permeten classificar fàcilment un llac actual, doncs la seva posició respecte la glacera és sempre evident.

Tots els complexos glàcio-lacustres que es descriuen en els capítols vinents corresponen a paleollacs, encara que també es fa alguna referència a estanys actuals que es van formar durant el darrer cicle glacial. En el cas dels paleollacs, la seva classificació pot resultar més complicada si no es coneix perfectament el seu context geomorfològic.

Per altra part, al llarg del temps un mateix llac pot canviar la seva posició amb respecte la glacera i admetre una classificació en més d'una categoria. Només a tall d'exemple es podria citar el cas d'un llac situat a la part frontal d'una glacera en retrocés: en un primer estadi pot constituir un llac de marge glacial, en contacte amb el gel glacial, i convertir-se posteriorment en un llac distal, alimentat per aigües de fusió de la glacera però sense estar en contacte amb el gel glacial. En aquest cas considero més convenient classificar el llac en funció del seu estadi inicial i descriure, en tractar de l'evolució del llac, les successives categories d'ambients glàcio-lacustres en les quals es pot incloure.

Per evitar confusions terminològiques enunciaré i definiré breument els principals termes emprats en aquest treball i que són aplicables en tractar tant dels llacs actuals com dels paleollacs corresponents al darrer cicle glacial pirinenc.

Llacs (complexos) glàcio-lacustres: Un llac glàcio-lacustre és aquell que està estretament lligat amb la dinàmica glacial, ja sigui pel seu origen o per les seves fonts d'alimentació. El registre sedimentari d'aquest llac constitueix un complex glàcio-lacustre.

Tots els llacs i els complexos glàcio-lacustres descrits en aquest treball ocupaven, en el moment de la seva formació, una posició de marge glacial, ja sigui a la part frontal de la glacera o a les parts laterals de la mateixa. Per tant, segons la classificació d'Ashley (1988) corresponen a llacs de marge glacial en contacte amb la glacera (*Ice-marginal lakes*). Evidentment, amb el progressiu retrocés de les glaceres els llacs de marge glacial situats al front d'una glacera es converteixen en llacs distals (*Distal lakes*).

Llacs (complexos) glàcio-lacustres de marge glacial: Un llac de marge glacial és aquell que en formar-se estava parcialment en contacte amb el gel glacial, ocupant una posició adjacent a la glacera. Atenent a la posició del llac de marge glacial respecte la glacera es poden diferenciar dos tipus de llacs:

- **LLacs proglacials:** Un llac proglacial és aquell situat a la part frontal o terminal d'una glacera.

- **LLacs juxtaglacial:** Un llac juxtaglacial és aquell situat al marge lateral d'una glacera.

Els llacs proglacials poden ocupar conques excavades en el substrat rocós, com és el cas de les cubetes de sobreexcavació glacial, o produïdes per un barratge morrènic. En el primer cas, els llacs que ocupen profundes cubetes de sobreexcavació glacial poden considerar-se semipermanents i tenir una vida d'alguns milers d'anys. Per contra, els llacs producte d'un barratge morrènic són generalment de dimensions més reduïdes i acostumen a tenir una vida molt més curta.

Els llacs juxtaglacial es formen quan una glacera obstrueix el drenatge d'una o més valls tributàries. Atenent a les característiques de les valls tributàries es poden considerar dues situacions:

- Si les valls tributàries no tenen glaceres locals, el llac format constitueix un llac juxtaglacial *sensu stricto*, situat al marge lateral de la glacera.

- Si les valls tributàries tenen glaceres locals, el llac format ocupa una posició juxtaglacial respecte la glacera que produeix el barratge i una posició proglacial respecte les glaceres de les valls tributàries. En aquest cas, i donant prioritat a la posició que ocupa el llac respecte la glacera principal, el classifiquem també com un llac juxtaglacial.

Un cop fetes aquestes consideracions descriuré tot seguit quatre tipus de complexos sedimentaris glàcio-lacustres de marge glacial característics dels Pirineus:

- Complexos proglacials deguts a un barratge morrènic: En el capítol IV es descriu el complex del Seminari de Vilaller (vall de la Noguera Ribagorçana).

- Complexos proglacials lligats a cubetes de sobreexcavació glacial: En el capítol V es descriuen els complexos 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).

- Complexos juxtaglaciàls amb valls tributàries no glaciàls: En el capítol VI es descriu el complex de Llestui (vall de la Noguera Ribagorçana).

- Complexos juxtaglaciàls amb valls tributàries glaciàls: En el capítol VII es descriu el complex de Cerler (vall de l'Esera).

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

IV.1. Introducció.

Els arcs morrènics frontals d'una glacera constitueixen, en retrocedir aquesta, un barratge natural per les seves aigües de fusió. Com a resultat d'aquest barratge morrènic pot formar-se un llac proglacial, el rebliment del qual és més o menys ràpid en funció de les dimensions del llac i de la quantitat de sediments aportats.

Als Alps hom troba nombrosos llacs proglacials actuals deguts al barratge produït pels arcs morrènics frontals corresponents a les pulsacions de la *Petita Edat del Gel*. Només a tall d'exemple es podrien citar els petits llacs proglacials situats davant les glaceres de Stein i de Fee, al Wallis (Suïssa).

Als Pirineus no hi ha cap llac proglacial de barratge morrènic que presenti afloraments complets de la seva seqüència glàcio-lacustre. Molts dels llacs situats a les zones de circ i formats per un barratge morrènic durant l'*Episodi de glaceres de circ* corresponent a

l'anomenada *Fase de glaceres d'altitud* són encara funcionals. D'altres llacs formats en fases més antigues i situats als fons de vall, com és el cas del llac proglacial del Seminari de Vilaller, es troben totalment reblerts de sediments i la incisió dels torrents postglacials no ha estat prou important com per posar al descobert la seqüència sedimentària. Per tant, l'estudi d'aquests llacs comporta l'aplicació de mètodes geofísics (en el nostre cas, geoelectrics) i la realització de sondatges mecànics.

L'estudi dels complexos glàcio-lacustres proglacials de barratge morrènic és important de cara a la reconstrucció de la cronologia del darrer cicle glacial als Pirineus. En conèixer l'edat dels materials basals de la seqüència glàcio-lacustre, es pot determinar l'edat mínima de la fase glacial durant la qual es va formar l'arc morrènic frontal que determina l'obstrucció de la vall. Per altra part, la seqüència glàcio-lacustre enregistra l'evolució de la glacera quan aquesta retrocedeix aigües amunt de la posició de l'arc morrènic frontal.

En aquest capítol es descriu el llac proglacial del Seminari de Vilaller, a l'alta conca de la Noguera Ribagorçana (vegeu la figura IV.1), actualment reblert de sediments. Aquest paleollac està situat aigües amunt de l'arc morrènic frontal del Seminari de Vilaller corresponent a l'anomenada *Fase de glaceres de vall*. L'elecció del complex del Seminari de Vilaller com a localitat tipus dels complexos glàcio-lacustres proglacials de barratge morrènic és deguda a dos factors principals:

- Es disposa d'un estudi regional exhaustiu sobre el glacialisme de l'alta conca de la Ribagorça (Vilaplana, 1983 a i b) que permet enmarcar el complex del Seminari de Vilaller en el context de la cronologia relativa de les fases del darrer cicle glacial als Pirineus.
- El complex del Seminari de Vilaller és fàcilment accessible amb vehicle, fet que facilita el transport del material necessari tant per la realització de sondatges elèctrics verticals com de sondatges mecànics.

IV.2. El marc geomorfològic: Antecedents.

Abans de centrar-me en l'estudi del complex glàcio-lacustre proglacial del Seminari de Vilaller descriuré molt breument els principals elements geomorfològics de la vall de la Noguera Ribagorçana presents a la rodalia de la població de Vilaller. En aquest sentit cal destacar els dipòsits glacials de Sant Antoni, els dipòsits glacials de Sant Mamés i el propi arc morrènic del Seminari de Vilaller (vegeu la figura IV.1) que aporten els elements necessaris per situar el

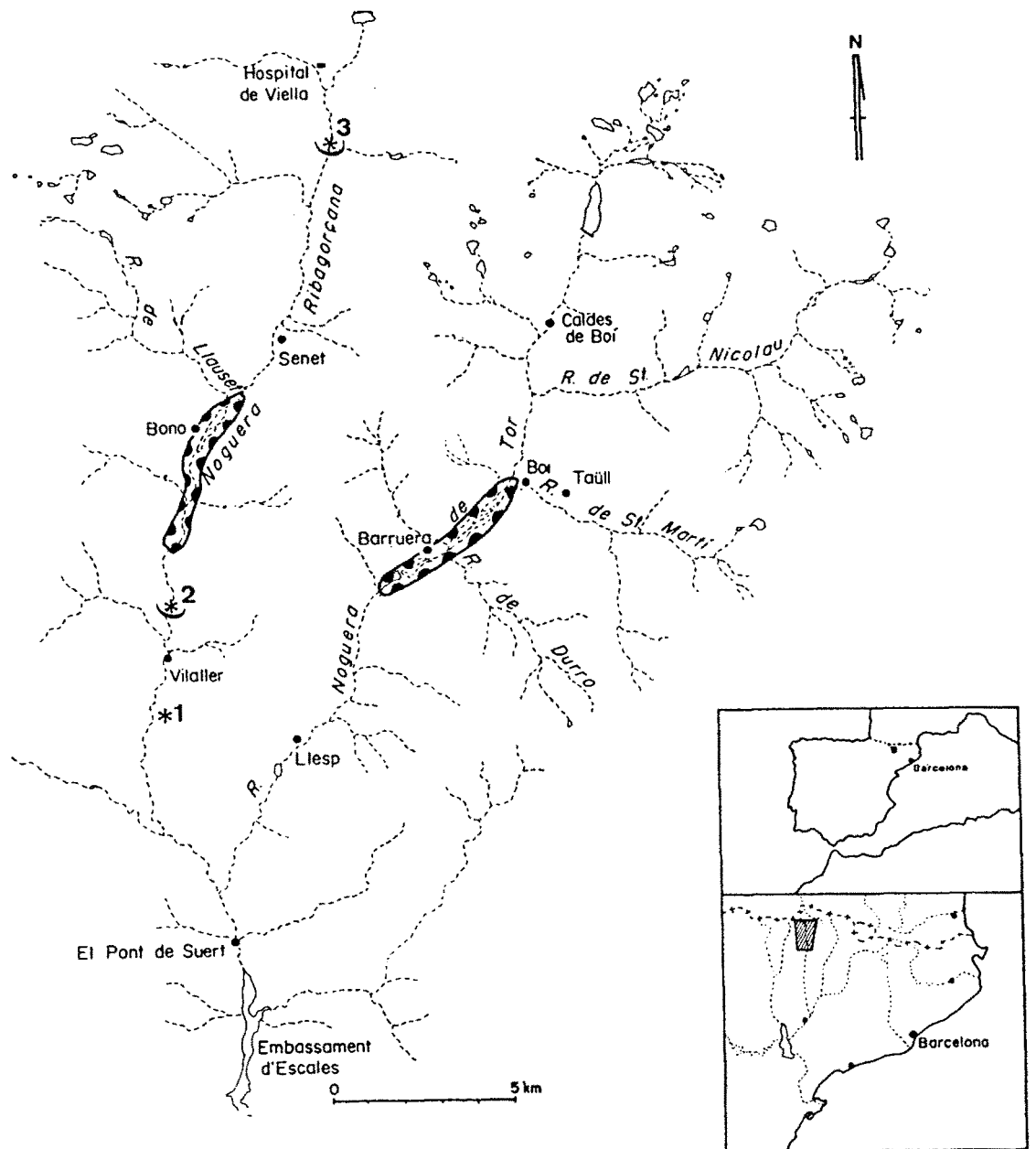


Figura IV.1: Mapa de situació de les localitats citades al capítol IV.

1, Dipòsits glacials de Sant Antoni corresponents al darrer Màxim glacial.

2, Arc morrènic del Seminari de Vilaller corresponent a la *Fase de glaceres de vall*.

Al sud de l'arc es troben els dipòsits glacials de Sant Mamés; al nord de l'arc es troba el complex proglacial del Seminari de Vilaller.

3, Arc morrènic del Barranc de Besiberri corresponent a la *Fase de glaceres d'altitud (Episodi de glaceres de vall en altitud)*.

També està indicada la situació de les cubetes de sobreexcavació glacial de Bono (vall de la Noguera Ribagorçana) i de Barruera (vall de la Noguera de Tor).

complex glàcio-lacustre del Seminari de Vilaller en el seu context geomorfològic dins del darrer cicle glacial pirinenc.

Els dipòsits glacials de Sant Antoni.

En el moment de la seva màxima extensió, la glacera de la Noguera Ribagorçana arribava a l'indret de l'ermita de Sant Antoni (980 metres), situada un quilòmetre aigües avall de la població de Vilaller (vegeu les figures IV.1 i IV.2). Aquest fet està demostrat pels afloraments de till i els blocs erràtics de granodiorita que hom troba als voltants de Sant Antoni i que constitueixen els dipòsits glacials més meridionals al llarg de la vall de la Noguera Ribagorçana.

El till de Sant Antoni pot classificar-se com un till subglacial amb una matriu força compactada predominantment lutítica (46% de fracció sorrenca i 53% de fracció lutítica) (vegeu la figura IV.2). Els clastos, entre els quals n'hi ha de granítics, són principalment de mida grava, amb alguns còdols i blocs. La fàbrica del dipòsit és del tipus *matrix-supported*. Vilaplana (1983a) considera que l'existència d'aquest till argilós pot explicar-se per la presència d'un possible ambient glàcio-lacustre proglacial sobre el qual la glacera de la Noguera Ribagorçana va progradar en el seu màxim avenç.

Els diversos autors que han treballat sobre aspectes relacionats amb el glacialisme d'aquest sector (Obermaier, 1921; Frödin, 1927; García Sainz, 1935; Mey, 1968; Vilaplana, 1983 a i b) coincideixen en afirmar que els dipòsits de Sant Antoni són els dipòsits glacials més distals de la vall de la Noguera Ribagorçana. Tanmateix, hi ha notables diferències d'opinió respecte el significat geomorfològic dels mateixos i la seva edat:

- Segons Obermaier (1921), els dipòsits de Sant Antoni constitueixen una morrena terminal. La resta d'autors (Frödin, 1927; García Sainz, 1935; Mey, 1968 i Vilaplana, 1983 a) consideren que els dipòsits de Sant Antoni són restes de dipòsits glacials i blocs granodiorítics dispersos que no conserven en cap cas la seva morfologia morrènica original.

- Obermaier (1921) atribueix una edat würmiana als dipòsits de Sant Antoni i García Sainz (1935) els hi atribueix una edat risseana. Després d'un estudi regional detallat de tota la conca glacial de la Noguera Ribagorçana, Vilaplana (1983 a i b) conclou que el till de Sant Antoni i els blocs granítics que es troben fins a uns 50 metres per sobre del fons de vall actual corresponen a la fase de màxima extensió del darrer cicle glacial pirinenc. Així doncs, durant el darrer

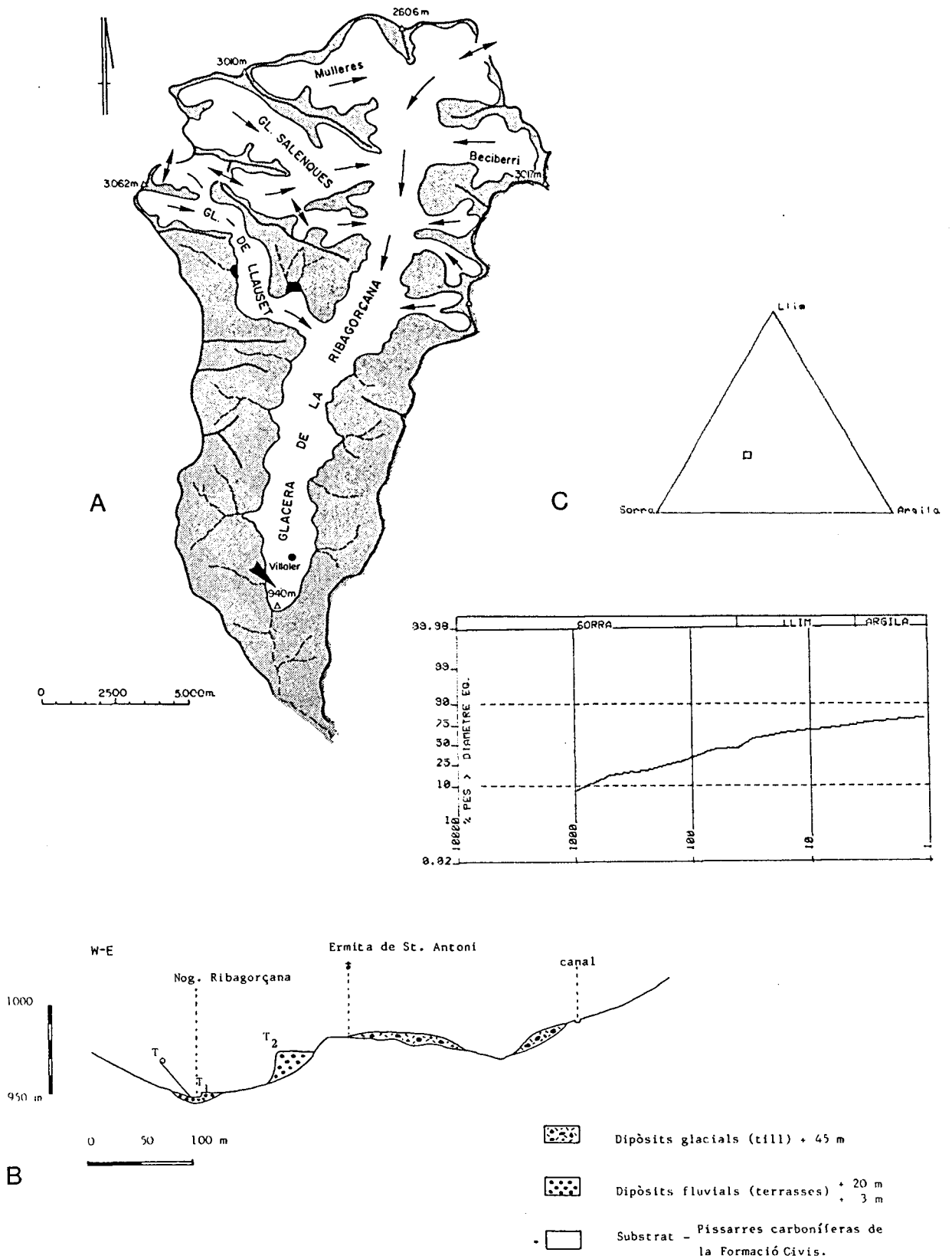


Figura IV.2:

A. Reconstrucció de l'extensió de la glacera de la Noguera Ribagorçana durant el darrer Màxim glacial (segons Vilaplana, 1983a).

B. Perfil transversal del fons de vall de la Noguera Ribagorçana a l'indret de l'ermita de Sant Antoni (segons Vilaplana, 1983a).

C. Granulometria de la matriu del till subglacial de Sant Antoni.

Màxim glacial, la glacera de la Noguera Ribagorçana tenia una longitud total de 27 quilòmetres, des del circ de Mulleres fins aproximadament un quilòmetre al sud de l'ermita de Sant Antoni (vegeu la figura IV.2).

Els dipòsits glacials de Sant Mamés.

Un quilòmetre al nord de la població de Vilaller hom troba una petita acumulació de dipòsits glacials citada per Vilaplana (1983 a i b) com el "Dipòsit de Sant Mamés" (figura IV.1). El dipòsit de Sant Mamés es troba uns 400 metres al sud de l'arc morrènic del Seminari de Vilaller, en una posició *lee-side* darrera d'un llindar rocós de gresos d'edat carbonífera (vegeu la figura IV.3).

El dipòsit de Sant Mamés presenta dues unitats clarament diferenciades: la unitat inferior constituïda per graves, sorres i llims d'origen glàcio-fluvial i la unitat superior constituïda per un diamicton d'origen glacial (vegeu les figures IV.3 i IV.4).

Unitat inferior (figura IV.4).

La unitat inferior té una potència visible de 150 a 200 centímetres i presenta diversos nivells ben classificats amb un clar llitatge horitzontal. Les litofàcies més característiques són les de graves amb una matriu sorrenca i una fàbrica del tipus *clast-supported* que es presenten tant massives (Gcm) com estratificades (Gcs) amb una laminació creuada de baix angle. Hom troba també alguns nivells centimètrics de sorres amb *ripples* (Sr) i amb laminació horitzontal (Sh). A la base del dipòsit hi ha un petit nivell de ritmites de materials fins (lutites i sorres molt fines) amb una laminació paral·lela molt ben marcada (Fl).

La unitat inferior es pot interpretar com el resultat d'una sedimentació glàcio-fluvial a la base de la glacera. Aquesta sedimentació es produeix en una posició *lee-side* darrera d'un petit llindar rocós transversal a la vall que provocaria l'existència d'una cavitat entre la base de la glacera i el llit glacial.

Cal destacar també la presència d'alguns còdols i blocs de granodiorita que tallen les laminacions i que poden interpretar-se com a *dropstones* (vegeu la foto IV.1). Al mateix temps, un nivell massiu de diamicton força compactat i amb una fàbrica del tipus *clast-supported* (Dcm) es pot interpretar com un till subglacial intercalat en la seqüència glàcio-fluvial de la unitat inferior.

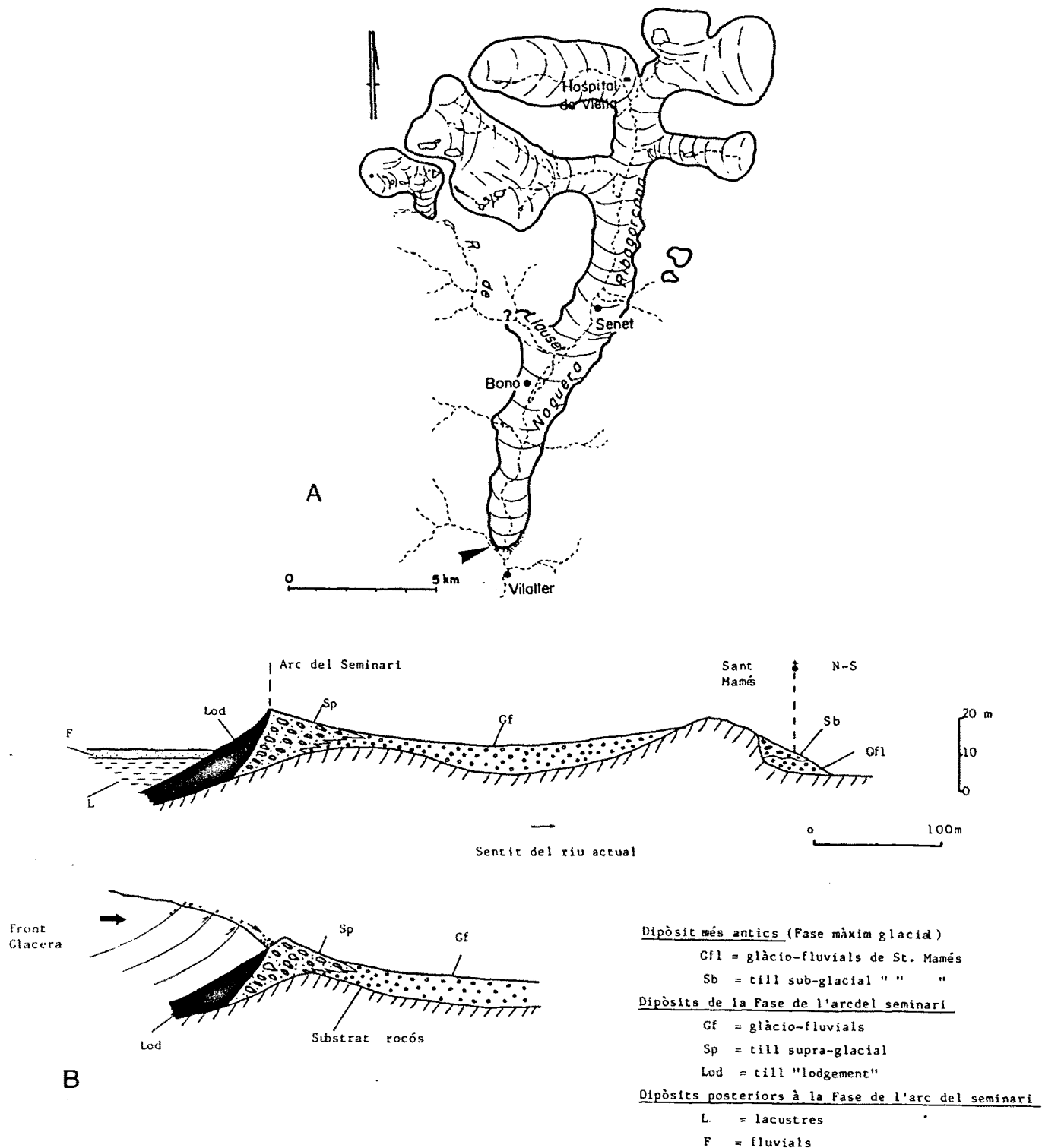


Figura IV.3:

A. Reconstrucció de l'extensió de la glacera de la Noguera Ribagorçana durant la *Fase de glaceres de vall* (segons Vilaplana, 1983a).

B. Interpretació de les fàcies deposicionals del complex terminal del Seminari de Vilaller i reconstrucció del front glacial segons el model de Boulton i Eyles (1979) (segons Vilaplana, 1983a).

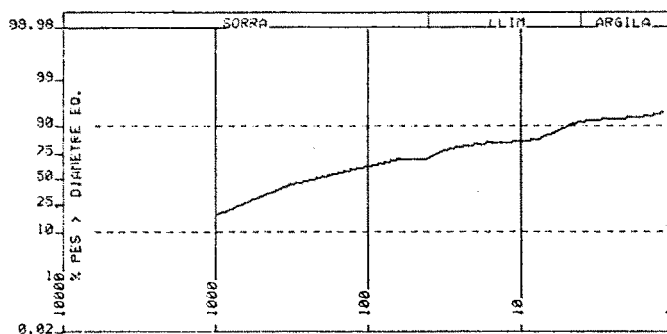
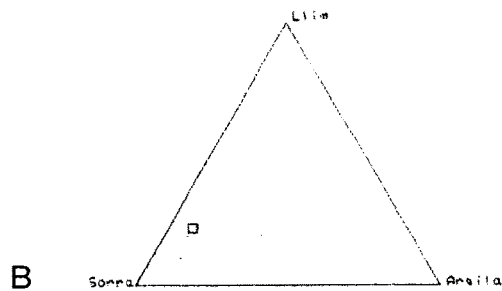
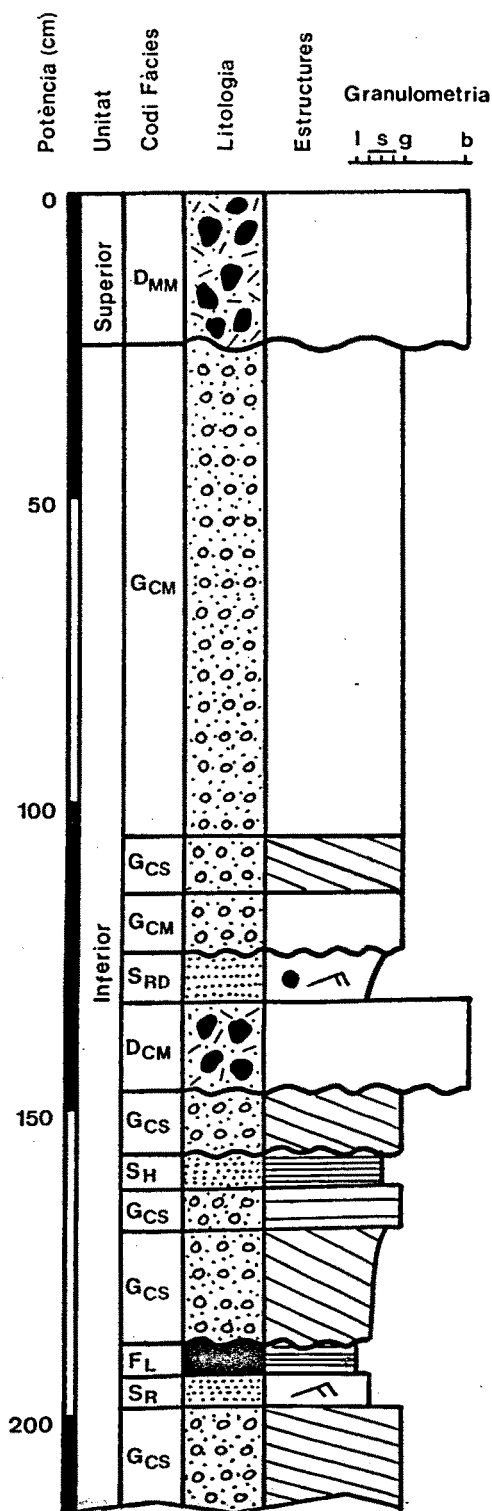


Figura IV.4:

A. Columna estratigràfica dels dipòsits de Sant Mamés. Llegenda del codi de fàcies: Dmm, Diamicton, *matrix-supported*, massiu; Dcm, Diamicton, *clast-supported*, massiu; Gcm, Graves, *clast-supported*, massives; Gcs, Graves, *clast-supported*, estratificades; Sr, Sorres amb *ripples*; Sh, Sorres amb laminació horitzontal; Srd, Sorres amb *ripples* i *dropstones*; Fl, Fins (Lutites i sorres fines) amb laminació horitzontal.

B. Granulometria de la matriu del till subglacial de fusió (Unitat Superior dels dipòsits de Sant Mamés).

Unitat superior (figura IV.4).

La unitat superior, amb una potència variable al llarg de l'aflorament entre 1 i 5 metres, es disposa en contacte erosiu sobre els materials de la unitat inferior. Està constituïda per un diamicton (Dmm) amb matriu de color beige, molt compactada, sorrenca i llimosa (69% de fracció sorrenca i 30% de fracció lutítica) (vegeu la figura IV.4). La fàbrica és del tipus *matrix-supported*. Els clastos poden tenir dimensions d'ordre mètric i hi predominen els blocs granítics i esquistosos, sovint amb estries i una morfologia subglacial típica.

Tot i l'estructura massiva que presenta el dipòsit hom pot diferenciar diversos nivells lenticulars de sorres ben classificades amb laminacions deformades (vegeu la foto IV.2) que demostren un cert rentat del dipòsit per aigües corrents. En conjunt, els sediments de la unitat superior poden classificar-se com un till subglacial de fusió.

Vilaplana (1983 a) considera que els dipòsits de Sant Mamés són sincrònics amb el till de Sant Antoni i, per tant, atribuïbles al darrer *Màxim glacial*. Evidentment, els dipòsits de Sant Mamés són anteriors a la *Fase de glaceres de vall* durant la qual es va formar l'arc morrènic del Seminari de Vilaller. Tanmateix, considero que no hi ha cap criteri que permeti esbrinar si corresponen al darrer *Màxim glacial* o a la *Fase d'estabilització* que segueix al màxim.

L'arc morrènic del Seminari de Vilaller.

L'arc morrènic del Seminari de Vilaller està situat aproximadament a un quilòmetre al nord de la població de Vilaller (vegeu la figura IV.1). Aquest arc morrènic és citat i descrit per primera vegada per Vilaplana (1983 a i b). Els autors anteriors que van treballar a la conca de la Noguera Ribagorçana (Obermaier, 1921; Frödin, 1927; García Sainz, 1935 i Mey, 1968) no fan cap referència a aquest arc morrènic tot i que presenta una morfologia molt ben conservada.

Segons Vilaplana (1983 a i b), l'arc morrènic terminal del Seminari de Vilaller es va formar degut a una petita pulsació d'avenç de la glacera de la Noguera Ribagorçana durant la que anomena "Fase II Post-Màxim". Aquesta fase correspon a la *Fase de glaceres de vall* definida per Bordonau *et al.* (1992 en premsa) que he descrit en el capítol II. Durant aquesta fase, la longitud total de la glacera de la Noguera Ribagorçana, des del circ de Mulleres fins el seu arc morrènic frontal, era d'aproximadament 23 quilòmetres (vegeu la figura IV.3).

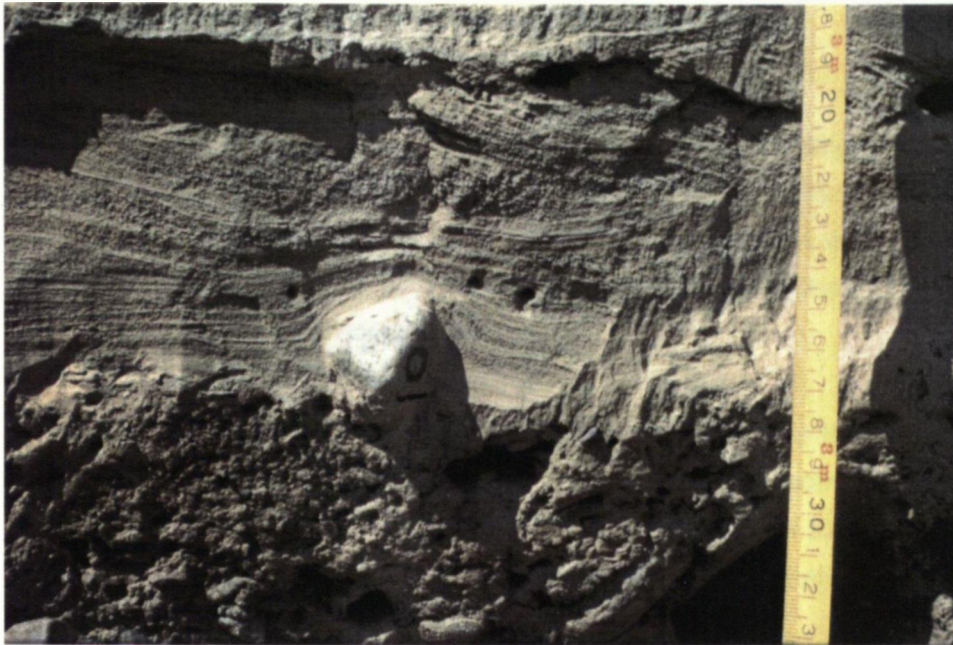


Foto IV.1: *Dropstone* de granodiorita entre nivells de sorres i graves amb laminació horitzontal i laminació creuada de baix angle (Unitat Inferior dels dipòsits de Sant Mamés).



Foto IV.2: Nivells de sorres amb laminació deformata inclosos en el till subglacial de fusió (Unitat Superior dels dipòsits de Sant Mamés).



Foto IV.3: Arc morrènic terminal del Seminari de Vilaller (indicat amb fletxes) i emplaçament del sondeig mecànic a la plana d'Els Bassots.

L'arc morrènic del Seminari de Vilaller es disposa sobre un petit llindar rocós de gresos carbonífers que mostra un polit i estries glacials orientades segons una direcció N-S. La cresta de l'arc morrènic, a uns 15 metres per sobre del nivell actual de la Noguera Ribagorçana, es disposa transversalment a l'eix de la vall, conservant-se únicament el segment de l'arc morrènic situat al marge esquerre del riu (vegeu la foto IV.3).

Els tills que constitueixen l'arc morrènic del Seminari de Vilaller corresponen a un till d'acreció (*lodgement till*) que aflora a la base de l'acumulació morrènica i a un till supraglacial que constitueix el sostre de l'acumulació. Vilaplana (1983 a i b) caracteritza l'arc morrènic terminal del Seminari de Vilaller com una *dump moraine* seguint el model proposat per Boulton i Eyles (1979) (vegeu la figura IV.3).

Aigües amunt de l'arc morrènic terminal, a l'indret conegut com Els Bassots, Vilaplana (1983 a) va plantejar l'hipòtesi de la possible existència en profunditat de sediments lacustres que correspondrien a la sedimentació en un llac proglacial de barratge morrènic. Aquesta hipòtesi s'ha confirmat posteriorment mitjançant la realització d'un sondeig mecànic que, al mateix temps, va corroborar les interpretacions de dos sondatges elèctrics verticals realitzats a la plana d'Els Bassots (Bordonau *et al.*, 1989).

IV.3. El complex proglacial del Seminari de Vilaller.

La vall de la Noguera Ribagorçana, entre el llindar rocós de Forcat que tanca la cubeta de sobreexcavació de Bono (vegeu l'apartat V.2.1.) i l'arc morrènic del Seminari de Vilaller, presenta una morfologia bastant plana. Els dipòsits que ocupen el fons de vall són predominantment d'origen fluvial, disposant-se sobre el substrat rocós paleozoic que aflora en alguns indrets en forma de roques moltonades amb mostres de poliment i estries glacials. Just al nord de l'arc morrènic frontal del Seminari de Vilaller i, concretament, a l'indret conegut com Els Bassots, Vilaplana (1983 a) va plantejar la possible existència de sediments glàcio-lacustres en profunditat (vegeu la figura IV.3). Aquests s'haurien sedimentat en un llac proglacial degut a un barratge morrènic durant el retrocés de la glacera de la Noguera Ribagorçana que segueix a la *Fase de glaceres de vall*.

La plana d'Els Bassots constitueix el llit excepcional d'inundació de la Noguera Ribagorçana, situat aproximadament a 1.5 metres per sobre del nivell actual del riu. Els materials que constitueixen la plana d'inundació presenten una gran variabilitat lateral; així, en alguns punts hom troba graves i sorres mentre que en d'altres predominen els llims de

decantació. La incisió postglacial de la Noguera Ribagorçana no ha estat prou important com per posar al descobert els materials situats a la base dels sediments al·luvials recents.

Per determinar la potència dels dipòsits quaternaris i l'existència de sediments glàcio-lacustres s'han realitzat dos sondatges elèctrics verticals a la part posterior de l'arc morrènic del Seminari de Vilaller (Els Bassots), els resultats dels quals ja han estat descrits per Bordonau *et al.* (1989). Al mateix temps, les dades fornides pels sondatges elèctrics verticals van ajudar a fixar l'emplaçament d'un sondeig mecànic realitzat amb posterioritat (vegeu l'apartat IV.3.2 i la foto IV.3) que va confirmar l'existència de sediments glàcio-lacustres i va ratificar la utilitat del mètode geoelectric de cara a l'estudi dels complexos glàcio-lacustres que no presenten afloraments.

IV.3.1. Les dades geoelectriques.

Els resultats obtinguts en dos sondatges elèctrics verticals (Vilaller-1 i Vilaller-2) han permès establir tant la profunditat de la cubeta glàcio-lacustre del Seminari de Vilaller com les unitats geoelectriques presents en el reblliment sedimentari de la mateixa (vegeu la figura IV.5). Al mateix temps, aquestes unitats geoelectriques s'han interpretat com a litofàcies genètiques (vegeu la figura IV.6).

La geometria de la cubeta proglacial del Seminari de Vilaller.

La potència dels sediments quaternaris es pot determinar degut al contrast de resistivitat existent entre el substrat rocós paleozoic (amb resistivitats superiors a 300 $\Omega\cdot m$) i els materials relativament conductors que constitueixen la base del reblliment sedimentari de la cubeta proglacial del Seminari de Vilaller.

El substrat rocós paleozoic es troba a una profunditat variable, des d'uns 32 metres en el sondeig Vilaller-1 fins a uns 38 metres en el sondeig Vilaller-2 (vegeu les figures IV.5 i IV.6). Tot i que no es disposa d'un major nombre de sondatges elèctrics verticals per determinar acuradament la geometria de la cubeta proglacial del Seminari de Vilaller, hi ha dos punts que cal destacar:

- S'observa una certa disminució de la profunditat de la cubeta en direcció a la part distal de la mateixa, és a dir, en direcció a l'arc morrènic terminal del Seminari de Vilaller.

- Les profunditats obtingudes són relativament importants si es té en compte que els dos sondatges elèctrics verticals se situen a menys de 150 metres de distància de l'arc morrènic. Concretament, en el cas del sondeig Vilaller-1, situat a una distància de 100 metres de l'arc morrènic del Seminari de Vilaller, el desnivell entre la cresta de l'arc i el fons de la cubeta és d'aproximadament 47 metres. Aquests valors demostren que el gradient topogràfic del fons de la cubeta, a la part distal de la mateixa, és força acusat, formant una rampa d'aproximadament 20° de pendent (vegeu la figura IV.6).

Els resultats obtinguts demostren que el fons de la cubeta proglacial del Seminari de Vilaller, deguda a un barratge morrènic, correspon a un paleorrelleu del llit glacial que constitueix una petita depressió. El paper del barratge morrènic és evident a partir del reconeixement geomorfològic d'aquest sector: l'arc morrènic del Seminari de Vilaller, orientat transversalment a l'eix de la vall, constituïria una presa natural per les aigües de fusió provinents de la glacera de la Noguera Ribagorçana en retrocés. Tanmateix, resulta difícil explicar la relativa profunditat de la cubeta i la morfologia del seu perfil longitudinal considerant que la cubeta proglacial és deguda únicament a un barratge morrènic. En canvi, tant la profunditat com el perfil longitudinal són característics d'una cubeta, de reduïdes dimensions, formada per l'erosió glacial. L'existència del llindar rocós, transversal a la vall, sobre el que es recolza l'arc morrènic del Seminari de Vilaller permet explicar la formació d'una petita depressió en el llit glacial aigües amunt del llindar rocós. D'aquesta manera, en la formació de la cubeta de Vilaller cal diferenciar tres etapes:

1. El llindar rocós de gresos carbonífers, disposat transversalment a l'eix de la vall, determina l'augment de l'acció erosiva de la glacera aigües amunt del llindar, formant-se una petita depressió en el llit glacial. La formació d'aquest paleorrelleu del llit glacial es produeix, presumiblement, durant la *Fase de màxim glacial*.

2. Durant la deglaciació i concretament durant la *Fase de glaceres de vall*, la glacera de la Noguera Ribagorçana construeix un arc terminal que es deposita sobre el llindar rocós.

3. Amb posterioritat a la *Fase de glaceres de vall* i degut al retrocés de la glacera, es forma un llac proglacial que ocupa la petita depressió preexistent. Les aigües del llac són represades degut al barratge que suposa l'arc terminal del Seminari de Vilaller.

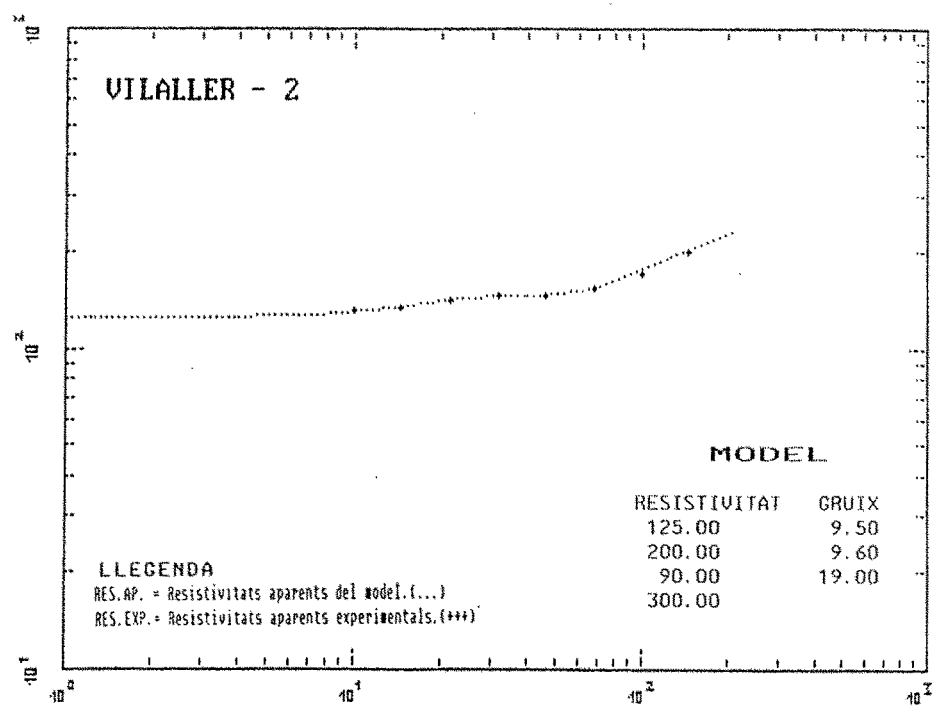
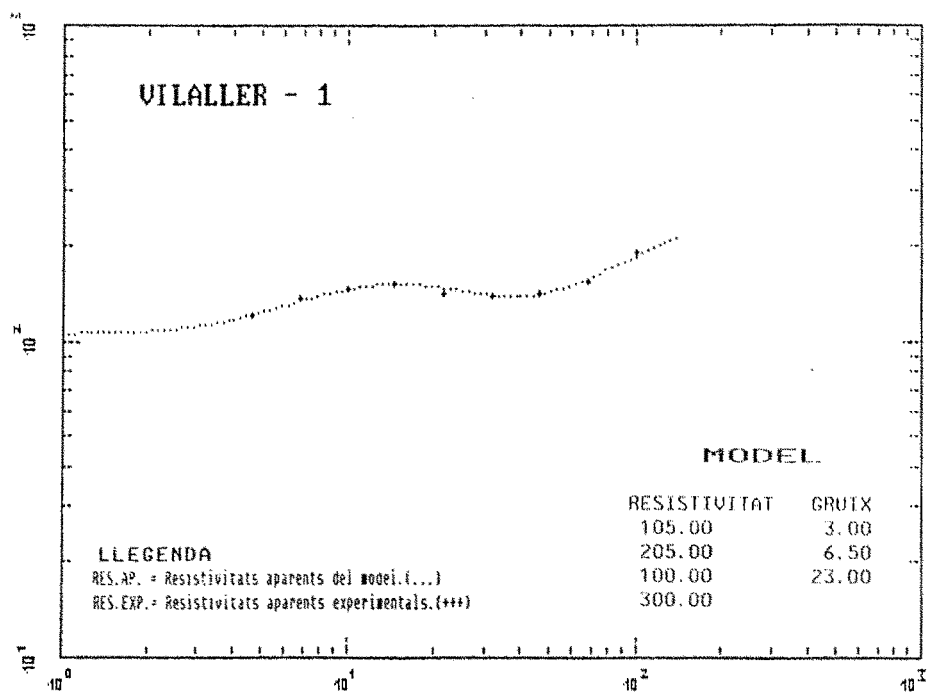


Figura IV.5: Corbes de resistivitat aparent dels sondatges elèctrics verticals Vilaller-1 i Vilaller-2. Es representen les resistivitats aparents experimentals ($\Omega \cdot m$) i les corresponents al model interpretat. Les distàncies AB/2 i les potències s'expressen en metres.

Tot i que com he dit suara en la formació de la cubeta proglacial del Seminari de Vilaller hi poden intervenir els processos de sobreexcavació glacial, no l'he inclosa en el capítol V que tracta dels complexos proglacials lligats a processos de sobreexcavació glacial. L'existència d'un arc morrènic que determina el barratge de les aigües de fusió glacial és un tret exclusiu de la cubeta proglacial de Vilaller i, per aquest motiu, he decidit tractar-la separatament. Per altre part, tant la profunditat, d'ordre decamètric, com l'extensió de la cubeta proglacial de Vilaller, inferior a mig quilòmetre quadrat, difereixen en gran mesura de les que caracteritzen les grans cubetes de sobreexcavació glacial que descriuré en el capítol V (profunditats d'ordre hectomètric i extensions d'aproximadament cinc quilòmetres quadrats).

El rebliment de la cubeta proglacial del Seminari de Vilaller.

Els dos sondatges elèctrics verticals realitzats (Vilaller-1 i Vilaller-2) permeten diferenciar tres unitats geoelectriques en els materials del rebliment de la cubeta que cobreixen el substrat rocós paleozoic (vegeu les figures IV.5 i IV.6). De base a sostre, aquestes unitats són la unitat inferior amb resistivitats baixes, la unitat intermèdia amb resistivitats mitjanes i la unitat superior amb resistivitats baixes.

Unitat inferior (figures IV.5 i IV.6)

La unitat inferior és relativament conductora, amb resistivitats compreses entre 90 $\Omega\cdot m$ (sondeig Vilaller-2) i 100 $\Omega\cdot m$ (sondeig Vilaller-1). La unitat inferior es troba en contacte amb el substrat rocós paleozoic i el contrast de resistivitats entre el substrat rocós i la unitat inferior és el que permet determinar la profunditat i la geometria de la cubeta. La potència de la unitat inferior és variable, d'uns 19 metres (sondeig Vilaller-2) a uns 23 metres (sondeig Vilaller-1). Tanmateix, és la unitat més desenvolupada i representa d'un 50 a un 70% (en els sondatges Vilaller-2 i 1, respectivament) del total de la seqüència sedimenària del rebliment de la cubeta proglacial del Seminari de Vilaller.

Els valors relativament baixos de la resistivitat d'aquesta unitat (90-100 $\Omega\cdot m$) permeten interpretar-la com uns sediments propis d'una sedimentació glàcio-lacustre, fet que ha estat confirmat posteriorment mitjançant la realització d'un sondeig mecànic. Cal remarcar que aquests valors de la resistivitat són més elevats que els que caldria esperar en uns materials purament lutítics. Per tant, es pot interpretar que la unitat inferior està constituïda per una alternança de nivells

lutítics i sorrencs. Aquesta alternança és el resultat de la sedimentació rítmica pròpia dels ambients glàcio-lacustres.

Unitat intermèdia (figures IV.5 i IV.6)

La unitat intermèdia, situada entre les unitats inferior i superior, presenta en els dos sondatges elèctrics verticals realitzats una resistivitat de 200 $\Omega\cdot m$. La seva potència és d'uns 9 metres en el sondeig Vilaller-2 i d'uns 6 metres en el sondeig Vilaller-1. S'observa, per tant, una disminució de la potència de la unitat intermèdia en direcció a la part més distal de la cubeta, prop de l'arc morrènic frontal que la delimita.

La unitat intermèdia es pot interpretar com uns sediments detrítics constituïts per sorres i llims, amb algun nivell de graves. Aquests sediments representen una sedimentació flúvio-deltaica progradant que correspon als darrers episodis del rebliment de la cubeta proglacial del Seminari de Vilaller. Lògicament, la unitat flúvio-deltaica està més desenvolupada a les parts més proximals de la cubeta i és menys potent a la part més distal de la mateixa.

Unitat superior (figures IV.5 i IV.6)

La unitat superior presenta valors de resistivitat baixos, de 100 a 125 $\Omega\cdot m$, i una potència molt variable, des d'uns 3 metres en el sondeig Vilaller-1 fins a uns 9 metres en el sondeig Vilaller-2. Aquesta variabilitat de la potència de la unitat superior pot interpretar-se com el resultat d'un contacte erosiu amb la unitat intermèdia.

La unitat superior correspon als dipòsits al·luvials subactuals de la Noguera Ribagorçana, que formen el llit d'inundació, i que estan constituïts per sorres fines i llims amb graves i alguns blocs.

Els resultats obtinguts en els dos sondatges elèctrics verticals, com he descrit fins ara, han permès determinar la potència dels sediments quaternaris que rebleixen la cubeta proglacial del Seminari de Vilaller (d'uns 32 a 38 metres), i diferenciar tres unitats geoelectriques. Aquestes tres unitats geoelectriques s'han interpretat com a tres litofàcies genètiques: unitat inferior glàcio-lacustre lutíco-sorrenca, unitat intermèdia flúvio-deltaica sorrenca i unitat superior al·luvial.

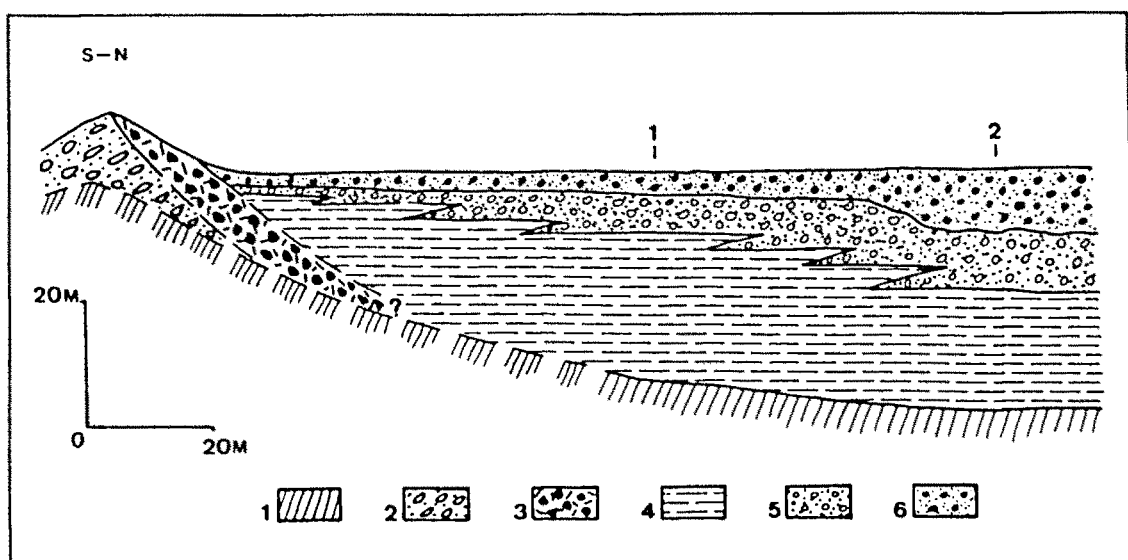


Figura IV.6: Perfil geomorfològic i geològic longitudinal de l'arc del Seminari de Vilaller amb la localització dels sondatges elèctrics verticals Vilaller-1 i Vilaller-2 (segons Bordonau *et al.*, 1989). Llegendà: 1, Substrat paleozoic resistent; 2, Till supraglacial; 3, Till subglacial; 4, Dipòsits glàcio-lacustres amb resistivitats inferiors a 100 $\Omega\cdot m$; 5, Dipòsits flúvio-deltaics amb resistivitats de 200 $\Omega\cdot m$; 6, Dipòsits al·luvials subactuals amb resistivitats de 100 $\Omega\cdot m$.

IV.3.2. Les dades del sondeig mecànic.

Amb posterioritat a la campanya de prospecció geològica s'ha realitzat un sondeig mecànic coincidint aproximadament amb el punt d'atribució del sondeig elèctric Vilaller-1 (vegeu la foto IV.3). La finalitat del sondeig mecànic és doble:

- Contrastar els resultats obtinguts en els sondatges elèctrics verticals, així com la seva interpretació, amb la seqüència real del complex del Seminari de Vilaller. D'aquesta manera, en coincidir ambdós resultats, es pot ratificar la utilitat del mètode geològic de cara a l'estudi d'altres localitats amb característiques similars, com és el cas de les cubetes de sobreexcavació glacial que es descriuen en el capítol V.

- Mostrejar els dipòsits basals de la seqüència glàcio-lacustre per determinar, mitjançant la datació per ^{14}C , l'edat de la *Fase de glaceres de vall*. Les datacions obtingudes i la seva discussió es tractaran a l'apartat IV.4.

L'elecció del punt de sondeig s'ha fet a partir dels resultats obtinguts en els sondatges elèctrics verticals. Així, s'ha decidit fer el sondeig mecànic al costat del punt d'atribució del sondeig elèctric Vilaller-1 doncs la potència de la unitat inferior glàcio-lacustre és major que en el sondeig Vilaller-2. Per altra part, les unitats intermèdia i superior, més grolleres, són menys potents que en el sondeig Vilaller-2, fet que facilita les tasques de perforació.

El sondeig s'ha realitzat pel mètode de rotació, entubant-se fins a una profunditat de 20 metres (entubat de 128mm de diàmetre fins a 1.5 metres i de 98mm fins a 20 metres). En els trams més detrítics s'ha perforat amb bateria doble, de manera que únicament s'ha recollit testimoni continu, emprant bateria simple, entre els 19.4 i els 26.2 metres. Per problemes tècnics en el progrés de la perforació, el sondeig es va abandonar a una profunditat màxima de 30.5 metres sense tenir la certesa d'haber assolit el contacte entre els sediments quaternaris i el substrat rocós paleozoic.

Descriuré breument la columna sedimentària obtinguda en el sondeig mecànic, tal i com està representada a la figura IV.7:

- 00.0 - 00.5 metres: Sòl edàfic de color marron fosc.
- 00.5 - 03.5 metres: Lutites i sorres amb graves i algun bloc decimètric de granodiorita. Color gris-beige. El nivell freàtic es troba a una profunditat que oscil·la entre 1.7 i 2.0 metres.
- 03.5 - 10.3 metres: Sorres de gra mig i de gra groller amb graves. Color gris-beige.
- 10.3 - 19.8 metres: Sorres de gra fi i de gra mig. Color gris-blau. En alguns trams hom troba sorres fines amb laminació paral·lela (als 10.5 metres) i nivells de lutites amb graves que s'interpreten com a *dropstones* (entre 13.6 i 14.1 metres).
- 19.8 - 30.5 metres: Ritmites constituïdes per nivells mil·limètrics i centimètrics de sorres de gra fi i lutites. Els nivells sorrencs són predominants. Color gris-blau. Es recull mostra continua de tota aquesta unitat fins a una profunditat de 26.2 metres.
- 30.5 metres: S'abandona el sondeig per problemes tècnics en la perforació. Es pot tractar d'un nivell més resistent (graves?, tills?) o del substrat rocós paleozoic.

A grans trets, i exceptuant els 3.5 metres superficials que corresponen als dipòsits al·luvials subactuals de la Noguera Ribagorçana, s'observa una seqüència granocrescent pròpia del reblliment d'una cubeta glàcio-lacustre proglacial: els nivells de ritmites són característics

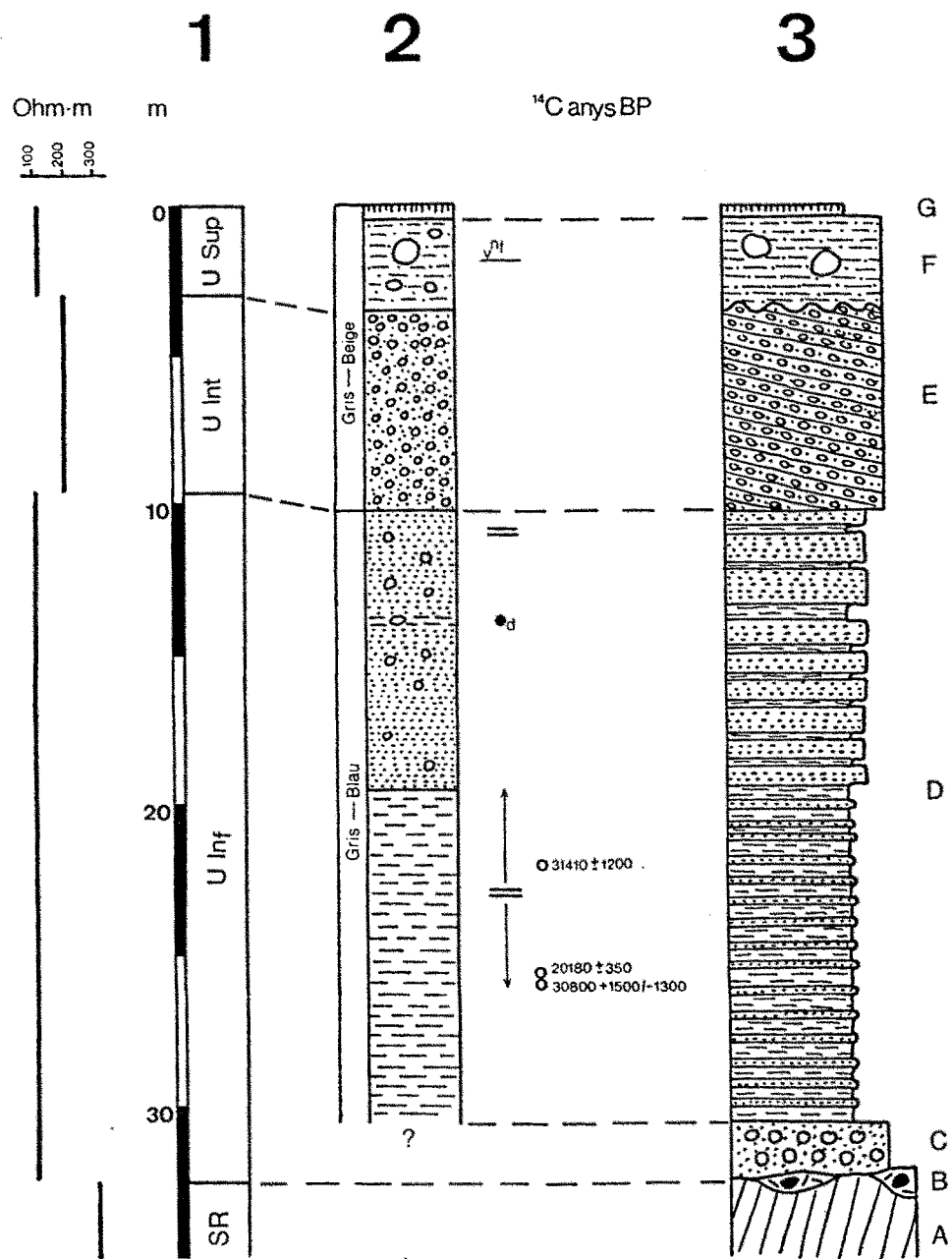


Figura IV.7: Columnes del complex proglacial del Seminari de Vilaller.

1. Columna geolèctrica del sondeig Vilaller-1. SR, Substrat rocós; UInf, Unitat Inferior; UInt, Unitat Intermèdia; USup, Unitat superior.

2. Columna estratigràfica del sondeig mecànic. S'indica el nivell freàtic (nf), la presència de *dropstones* (d) i els trams amb laminació horitzontal (ritmites glàcio-lacustres) (=) dels que s'ha obtingut testimoni continu.

3. Columna sintètica interpretativa. A, Substrat rocós; B, Till subglacial; C, Dipòsits d'*outwash* subaquàtic; D, Ritmites glàcio-lacustres; E, *Fore-sets* de progradació deltaica; F, Dipòsits al·luvials subactuals; G, Sòl edàfic.

dels *bottom-sets* del centre de la cubeta (de 19.8 a 30.5 metres) i els nivells sorrencs amb graves són característics dels *fore-sets* d'un delta progradant (de 3.5 a 10.3 metres).

Cal destacar la sedimentació exclusivament detrítica, pròpia de la dinàmica dels ambients lacustres proglacials, durant tot el rebliment de la cubeta, sense cap nivell orgànic intercalat a la seqüència o al sostre de la mateixa. Aquest fet es pot interpretar considerant que la vida del llac és relativament curta i que la seva dinàmica està sempre molt influenciada per la glacera de la Noguera Ribagorçana. Així, en una primera etapa, la cubeta del Seminari de Vilaller constitueix un llac proglacial en contacte amb la glacera i, posteriorment, constitueix un llac distal alimentat per les aigües de fusió de la glacera de la Noguera Ribagorçana. Molt probablement, durant les últimes fases del darrer cicle glacial (*Fase de glaceres d'altitud*, *Fase de glaceres rocalloses*) i durant el postglacial Holocè, la cubeta proglacial del Seminari de Vilaller ja estaria totalment reblerta de sediments. D'aquesta manera la manca de nivells orgànics (*gyttja*) es podria explicar considerant dos factors independents: la inexistència del llac durant l'Holocè i el règim d'alimentació del llac mentre aquest és funcional.

IV.3.3. Consideracions finals.

La seqüència obtinguda, tant en els sondatges elèctrics verticals com en el sondeig mecànic, correspon al rebliment d'una cubeta glàcio-lacustre formada en retrocedir la glacera de la Noguera Ribagorçana i quedar les seves aigües de fusió barrades per l'arc morrènic frontal del Seminari de Vilaller. En un primer estadi, la cubeta constitueix un llac proglacial en contacte amb el gel glacial i, posteriorment, constitueix un llac distal alimentat per aigües de fusió de la glacera. La seqüència del rebliment d'un ambient glàcio-lacustre d'aquest tipus és similar a la de les cubetes de sobreexcavació glacial de fons de vall que es presentarà a l'apartat V.4.2.

Com he dit anteriorment (vegeu l'apartat IV.3.1.), els dipòsits glàcio-lacustres lutíco-sorrencs que constitueixen la unitat geolèctrica inferior es disposen directament sobre el substrat rocós. Aquest fet contrasta amb la seqüència sedimentària que caldria esperar en una cubeta glàcio-lacustre com la del Seminari de Vilaller, deguda a un barratge morrènic i ocupant una depressió excavada en el llit glacial. A la base de la seqüència sedimentària, i en contacte amb el substrat rocós, es podria suposar l'existència d'un till subglacial, ja sigui d'acreció (*lodgement till*) o de fusió. Per altre part, els primers episodis sedimentaris en una cubeta glàcio-lacustre proglacial estarien caracteritzats per uns sediments detrítics força grollers del tipus *subaequous outwash* (Rust i Romanelli, 1975), *flow-tills*, etc. En els dos sondatges elèctrics verticals no es detecta cap unitat basal, entre la unitat inferior i el substrat rocós, que

pugui associar-se amb un till subglacial o amb els sediments detrítics grollers característics dels episodis inicials del rebliment de la cubeta.

En el sondeig elèctric Vilaller-1, el contacte entre la unitat inferior i el substrat rocós paleozoic es troba a una profunditat aproximada de 32 metres. En canvi, en el sondeig mecànic hom troba la base de la unitat de ritmites glàcio-lacustres a una profunditat de 30.5 metres. Atenent a la bona correlació entre els resultats obtinguts en el sondeig elèctric Vilaller-1 i el sondeig mecànic hom pot suposar que realment el substrat rocós es troba a una profunditat superior a 30.5 metres. Per tant, entre els 30.5 metres i el contacte amb el substrat rocós hi hauria un material resistent (tills i/o sediments detrítics grollers), difícil de perforar, que constituiria la base de la seqüència del complex glàcio-lacustre del Seminari de Vilaller.

Per tant, el mètode geoelectric emprat ha de presentar algunes limitacions que no permetin detectar aquests sediments basals. Aquestes limitacions poden ésser degudes a dos factors que poden actuar conjuntament o separada:

- Que no hi hagi contrast resistiu entre el sediments basals (tills i dipòsits grollers) i el substrat rocós.

- Que la potència dels sediments basals sigui relativament petita (aproximadament 2 metres) i no es detecti en el sondeig elèctric. En aquest sentit cal tenir en compte que els tills subglacials podrien representar uns dipòsits molt poc potents i sense continuïtat lateral, adaptant-se a la morfologia del substrat rocós. Per tant, en alguns punts, els tills subglacials podrien fins i tot ésser inexistents. Per contra, els dipòsits grollers del *subaequous outwash* han de presentar força continuïtat lateral i la seva poca potència es pot explicar atenent a la dinàmica glacial i al context geomorfològic. Dos quilòmetres al nord de l'arc morrènic del Seminari de Vilaller es troba l'estret de Forcat que constitueix el llindar rocós que tanca la cubeta de sobreexcavació glacial de Bono (vegeu la figura IV.1). Per tant, si el retrocés de la glacera de la Noguera Ribagorçana és ràpid, un cop sobrepassat el llindar rocós de Forcat, tots els sediments grollers queden retinguts a la cubeta de sobreexcavació de Bono. D'aquesta manera, la poca potència dels dipòsits grollers de la unitat basal s'explica perquè aquests es van sedimentar en el lapse de temps molt curt (de l'ordre d'alguns centenars d'anys) que correspon a un retrocés de dos quilòmetres de la glacera de la Noguera Ribagorçana.

Exceptuant la base de la seqüència, que pot presentar alguns problemes d'interpretació, la resta d'unitats geoelectriques es corresponen perfectament amb les unitats obtingudes en el sondeig mecànic, tal i com estan interpretades a la columna sintètica del complex proglacial del Seminari de Vilaller (vegeu la figura IV.7):

- La unitat geoelectrica inferior conductora ($100 \Omega \cdot m$), interpretada com lutites i sorres glàcio-lacustres, correspon a les ritmites constituïdes per sorres fines i lutites de color gris-blau (10.3 a 30.5 metres). També inclou la unitat basal interpretada com a tills i sediments detrítics grollers.

- La unitat geoelectrica intermèdia ($200 \Omega \cdot m$), interpretada com sorres i llims amb graves d'origen flúvio-deltaic, correspon a les sorres de gra mig-groller amb graves de color gris-beige (3.5 a 10.3 metres).

- La unitat geoelectrica superior ($100 \Omega \cdot m$), interpretada com els dipòsits al·luvials subactuals de la Noguera Ribagorçana (sorres fines i llims amb blocs), correspon al sòl edàfic i les lutites i sorres amb graves i algun bloc (0 a 3.5 metres).

La bona correlació entre els resultats obtinguts mitjançant els sondatges elèctrics i el sondeig mecànic ratifica la utilitat del mètode geoelectric per l'estudi de cubetes glàcio-lacustres reblertes de sediments. Al mateix temps, els sondatges elèctrics verticals constitueixen una valuosa eina de cara a la planificació d'un sondeig mecànic, ajudant a establir el seu millor emplaçament.

IV.4. La cronologia del complex proglacial del Seminari de Vilaller.

A fi i efecte de datar l'edat mínima de la *Fase de glaceres de vall* s'han realitzat tres datacions absolutes dels nivells inferiors de la seqüència glàcio-lacustre, els resultats de les quals comentaré seguidament. Aquestes datacions s'han efectuat al Centre des Faibles Radioactivités de Gif sur Yvette (França). Les mostres datades corresponen a ritmites glàcio-lacustres on hi predominen els nivells lutítics i on *a priori* el contingut de matèria orgànica pot ésser més elevat.

- La mostra VIL1, a una profunditat compresa entre 26.20 i 26.10 metres, correspon al nivell més inferior del qual s'ha pogut extreure un testimoni continu. L'edat de la mostra VIL1 és de 30800 \pm 1500/-1300 anys BP (Gif 8638) amb $\delta^{13}\text{C}$: -23.55‰.

- La mostra VIL2, contigua a l'anterior, a una profunditat compresa entre 25.90 i 26.10 metres, té una edat de 20180 \pm 350 anys BP (Gif 8639) amb $\delta^{13}\text{C}$: -24.02‰.

- La mostra VIL3, a una profunditat compresa entre 21.87 i 22.04 metres, té una edat de 31410 \pm 1200 anys BP (Gif 8640) amb $\delta^{13}\text{C}$: -23.45‰.

Les datacions realitzades en sediments glàcio-lacustres poden ésser problemàtiques degut a possibles contaminacions per la presència de material al·lòcton (per exemple grafit) o a l'efecte de *hard water*, resultat de l'assimilació per les plantes lacustres durant la fotosíntesi de CO_2 dissolt i/o de bicarbonats producte de la dissolució de roques carbonàtiques antigues. Jalut *et al.* (1988) consideren que les mostres corresponents al període glacial datades per ^{14}C i que presenten una composició isotòpica $\delta^{13}\text{C}$ alta (entre -20 i -24‰) poden estar envellides degut a l'efecte de *hard water*. Treballs més recents (Jasper i Hayes, 1990 i Jalut *et al.*, 1992 en premsa) mostren que durant els períodes glacials, els valors de la composició isotòpica $\delta^{13}\text{C}$ de la matèria orgànica són més elevats que durant el període postglacial Holocè. Així doncs, els valors de $\delta^{13}\text{C}$ que s'han obtingut per les mostres VIL1 (-23.55‰), VIL2 (-24.02‰) i VIL3 (-23.45‰) no indiquen necessàriament que hi hagi un envelliment de les edats degut a l'efecte de *hard water*. Per altre part, l'envelliment degut a l'efecte de *hard water*, suposant que realment existís, estaria comprès entre 500 i 1500 anys (Jalut *et al.*, 1992 en premsa) i, pel nostre cas, seria poc significatiu comparat amb l'edat de les datacions (de 20000 a 30000 anys BP) i el marge d'error de les mateixes datacions.

En les tres mostres que s'han datat, el contingut de carboni és molt baix. La mostra VIL3 és la que presenta un contingut més elevat de carboni i s'han fet dos comptatges per afinar la datació (31600 \pm 2300/-1700 anys BP; 31410 \pm 1200 anys BP). Segons Fontugne (com.pers.), el risc de contaminació per carboni recent, fet que comporta el rejuveniment de les datacions, pot ésser molt elevat quan les mostres són molt velles i es disposa de poca quantitat de mostra per fer la datació.

Fetes aquestes consideracions preliminars, cal valorar amb certes reserves les tres datacions obtingudes que, com ja he dit anteriorment, són problemàtiques. Tenint en compte

que les edats de les mostres inferior (VIL1) i superior (VIL3) són d'aproximadament 30000 anys BP, i que l'edat de la mostra intermèdia (VIL2) és d'aproximadament 20000 anys BP, és impossible acceptar que les tres datacions siguin correctes. Si es descarta la possibilitat de que les tres datacions siguin incorrectes i que, conseqüentment, l'edat de la *Fase de glaceres de vall* continui éssent una incògnita, hom pot plantejar dues hipòtesis possibles acceptant com a vàlides una o dues de les datacions efectuades:

- En primer lloc, les edats de les mostres VIL1 i VIL3, d'aproximadament 30000 anys BP, poden ésser compatibles tenint en compte el marge d'error de cadascuna de les datacions. En aquest cas, l'edat de la *Fase de glaceres de vall* és clarament anterior a 30000 anys BP doncs la mostra VIL1 no correspon a la base de la seqüència glàcio-lacustre sino que està aproximadament a 6 metres per sobre del contacte entre el substrat rocós i els dipòsits quaternaris. Si es considera que les edats de les mostres VIL1 i VIL3 són correctes, llavors l'edat de la mostra VIL2 és aberrant, mostrant un rejuveniment molt important degut, per exemple, a una contaminació per carboni actual.

- En segon lloc, si es considera que l'edat de la mostra VIL2, d'aproximadament 20000 anys BP, és correcta cal rebutjar les datacions de les mostres VIL1 i VIL3 doncs haurien d'estar extraordinàriament envellides: per una part, hi ha una inversió entre les edats de les mostres VIL2 i VIL3; per altre part, hi ha una diferència d'aproximadament 10000 anys entre les edats de les mostres VIL1 i VIL2 (que són mostres contigües d'un mateix testimoni) sense que el registre sedimentari mostri cap senyal d'un contacte erosiu o d'un hiatus. En aquesta segona hipòtesi, si l'edat de la mostra VIL2 és correcta, l'edat de la *Fase de glaceres de vall* és clarament anterior a 20000 anys BP.

No hi ha cap criteri definitiu que permeti determinar quina de les dues hipòtesis és correcta. Per una part, en el primer cas, una edat superior a 30000 anys BP per la *Fase de glaceres de vall* és perfectament compatible amb les edats superiors a 34000 anys BP (Vilaplana, 1983 a i b) que s'han determinat per la *Fase d'estabilització post-màxim* al complex juxtaglacial de Llestui, a la conca de la Noguera Ribagorçana. Per altra part, en el segon cas, una edat superior a 20000 anys BP per la *Fase de glaceres de vall* permetria correlacionar aquesta fase amb la pulsació detectada a la localitat de Barbazan, a la conca de la Garona, que és anterior a 26000 anys BP (Andrieu *et al.*, 1988 i Andrieu, 1989 i 1991).

Tenint en compte les possibilitats de contaminació per carboni recent, la compatibilitat de les datacions de les mostres VIL1 i VIL3 i la repetició de la datació de la mostra VIL3 es

podria considerar que la primera hipòtesi plantejada és més probable i que, per tant, la *Fase de glaceres de vall* és anterior a 30000 anys BP. En qualsevol cas, sigui quina sigui la hipòtesi correcta, el que cal destacar és que la *Fase de glaceres de vall*, enmarcada clarament dins el període de deglaciació del darrer cicle glacial pirinenc, és sempre anterior a 20000 anys BP. Aquest fet confirma, una vegada més, que el darrer *Màxim glacial* als Pirineus és clarament anterior a 18000-20000 anys BP, edat establerta pel darrer màxim glacial a nivell global.

Un cop plantejades les dues hipòtesis sobre l'edat de la *Fase de glaceres de vall* i, conseqüentment, l'edat de l'inici de la sedimentació en el complex glàcio-lacustre del Seminari de Vilaller, cal determinar el moment en que la cubeta queda totalment reblerta de sediments. Com he dit anteriorment, durant l'Holocè el llac del Seminari de Vilaller ja estava totalment reblert de sediments. Així doncs, el llac del Seminari de Vilaller és funcional des de poc després de la *Fase de glaceres de vall* fins les darreres fases de la deglaciació (*Fase de glaceres d'altitud* o *Fase de glaceres rocalloses*). Molt probablement, i a manca de datacions que confirmin l'edat dels nivells superiors de la seqüència glàcio-lacustre, el període de vida d'aquest llac ha d'ésser relativament curt (de l'ordre d'alguns milers d'anys), tal com apunta Ashley (1988) pels llacs proglacials de barratge morrènic, de manera que ja podria estar totalment reblert de sediments durant la *Fase de glaceres d'altitud*.

V. ELS COMPLEXOS PROGLACIALS LLIGATS A CUBETES DE SOBREEXCAVACIÓ.

V.1. Introducció. Tipus de cubetes de sobreexcavació.

Els perfils longitudinals de les valls glacials presenten una morfologia clarament esglaonada, amb successius replans i llindars rocosos. Aquests replans corresponen generalment a cubetes de sobreexcavació glacial, algunes de les quals es troben en l'actualitat totalment reblertes de sediments i d'altres, sovint a les zones de circ, es troben ocupades per estanys. La gènesi d'aquestes cubetes és deguda a l'erosió glacial que pot accentuar la seva intensitat degut, per exemple, a l'acumulació d'importants masses de gel que es produeix al peu de les parets rocoses on s'hi desenvolupen cascades de *séracs*, a la zona de confluència de diverses llengües glacials i allà on el flux glacial es troba frenat per l'existència d'un llindar rocós constituït per roques resistents. Evidentment, aquestes condicions es poden donar a molts punts del sistema glacial i, per tant, es pot fer una primera classificació de les cubetes de sobreexcavació glacial en funció de la seva localització: Cubetes de fons de circ i cubetes de fons de vall.

Cubetes de fons de circ

Les cubetes de fons de circ són les més abundants als Pirineus i generalment es troben a alçades compreses entre 2000 i 2600 metres ocupant els fons dels circs glacials. A la capçalera d'una determinada vall glacial es pot trobar una única cubeta o diverses cubetes amb una disposició esglaonada. Moltes d'elles estan actualment ocupades per estanys. A tall d'exemple es poden citar les cubetes de sobreexcavació de l'estany de Cregüena, a l'alta conca de l'Esera (vegeu la foto V.1), i de l'Ibón de las Ranas, a l'alta conca del riu Aragón (Montserrat Martí, 1991). Les cubetes de sobreexcavació de fons de circ, amb una extensió d'ordre hectomètric (fins i tot quilomètric en alguns casos) i una profunditat que pot arribar a un centenar de metres, estan limitades generalment per les parets força redreçades del circ glacial i per un llindar rocós a la seva sortida.

Cubetes de fons de vall

Les cubetes de fons de vall estan situades a l'eix de la vall i tenen una major extensió, amb longituds d'ordre quilomètric i amplades de fins a un quilòmetre. Sovint presenten unes parets laterals força verticals que envolten la cubeta i un llindar rocós a la seva sortida. La superfície de moltes d'aquestes cubetes, constituïda per dipòsits al·luvials subactuals, és gairebé plana doncs es troben totalment reblertes de sediments. Segons la seva disposició altitudinal es poden diferenciar les anomenades altes cubetes de fons de vall i baixes cubetes de fons de vall.

Les altes cubetes de fons de vall ocupen els fons de vall prop de les capçaleres, a alçades sovint compreses entre 1600 i 2000 metres. Generalment tenen una llargada inferior a un quilòmetre i una amplada d'alguns centenars de metres. La cubeta de l'Estany de Llauset, a l'alta conca de la Noguera Ribagorçana, n'és un bon exemple (Vilaplana, 1983 a i c; Vilaplana *et al.*, 1983). També es poden citar les cubetes de l'Estany Llong (vegeu la foto V.2), Pla d'Aiguadassí i Aigüestortes, totes elles a la Ribera de Sant Nicolau (alta conca de la Noguera de Tor) (Martí Riba, 1980).

Les baixes cubetes de fons de vall estan situades a alçades compreses entre 900 i 1200 metres i, actualment, totes elles es troben completament reblertes de sediments. Són les més extenses, amb longituds compreses entre 4 i 6 quilòmetres i amplades de fins a un quilòmetre. Al mateix temps, són aquelles on la sobreexcavació glacial ha estat més important, assolint alguns centenars de



Foto V.1: Estany de Cregüeña (2630 metres), a l'alta conca de l'Esera, ocupant una cubeta de sobreexcavació glacial de fons de circ.



Foto V.2: Estany LLong (1980 metres), a la Ribera de Sant Nicolau (alta conca de la Noguera de Tor), ocupant una cubeta de sobreexcavació glacial situada en un fons de vall a altitud elevada.



Foto V.3: Cubeta de Bono (1050 metres), a l'alta conca de la Noguera Ribagorçana, que constitueix una cubeta de sobreexcavació glacial situada en un fons de vall a altitud baixa. La cubeta de Bono està totalment reblerta de sediments.

metres (Vilaplana, 1983 a; Vilaplana i Casas, 1983; Bordonau *et al.*, 1989). A tall d'exemple es poden citar les cubetes de Bono (vegeu la foto V.3) i Barruera, a l'alta conca de la Ribagorça, la cubeta d'Esterrí d'Aneu, a la vall de la Noguera Pallaresa, i la cubeta de Benasc, a la vall de l'Esera (vegeu la situació d'aquestes cubetes a la figura V.1).

El moment de formació de les cubetes de sobreexcavació glacial pirinenques ha de correspondre als períodes de màxim enllaçament durant els quals és possible una major preponderància dels processos erosius. Amb el posterior i progressiu retrocés de les glaceres, aquestes cubetes queden descobertes de gel i constitueixen uns ambients glàcio-lacustres (inicialment proglacials i, més tard, distals) i una bona trampa de sediments. Si bé la formació de totes les cubetes de sobreexcavació en una determinada conca glacial pot ésser més o menys sincrònica, lligada molt probablement al darrer màxim glacial dels Pirineus, la formació d'ambients glàcio-lacustres és clarament diacrònica. Evidentment, els ambients glàcio-lacustres desenvolupats a les anomenades cubetes de fons de vall són més antics que els desenvolupats a les cubetes de fons de circ, doncs aquestes últimes únicament queden lliures del gel després de la *Fase de glaceres d'altitud* i, concretament, de l'*Episodi de glaceres de circ*. Els ambients lacustres que ocupen les cubetes de sobreexcavació glacial poden romandre fins i tot després de la desaparició total de les glaceres, durant el període postglacial, i ésser actualment funcionals, com és el cas de la majoria de les cubetes de fons de circ. Les baixes cubetes de fons de vall, en canvi, es troben actualment totalment reblertes de sediments.

Centraré l'estudi en les cubetes de sobreexcavació glacial situades a les parts baixes de les valls doncs, com ja he dit anteriorment, són les més importants (tant en extensió com en profunditat) i, al mateix temps, són les que presenten la geometria original enmascarada degut al seu total rebliment.

L'existència de grans cubetes de sobreexcavació glacial als Pirineus ja ha estat citada per diversos autors: Mianes (1955) cita les cubetes de sobreexcavació glacial de Bossost i Lés, situades a la Val d'Aran (alta conca de la Garona); Mey (1968) cita les cubetes de Bono, a la vall de la Noguera Ribagorçana, i de Barruera, a la vall de la Noguera de Tor. Ambdós autors, emprant criteris geomorfològics, suposen l'existència d'una important sobreexcavació glacial i plantegen l'hipòtesi de la possible existència de sediments glàcio-lacustres en profunditat.

L'aplicació de mètodes de prospecció geofísica i, concretament, els sondatges elèctrics verticals (vegeu l'apartat I.3.1), va permetre a Vilaplana (1983 a), Vilaplana i Casas (1983) i Bordonau *et al.* (1989) determinar la geometria i el tipus de rebliment sedimentari d'algunes d'aquestes cubetes de sobreexcavació. Evidentment, les dades exactes sobre la profunditat de

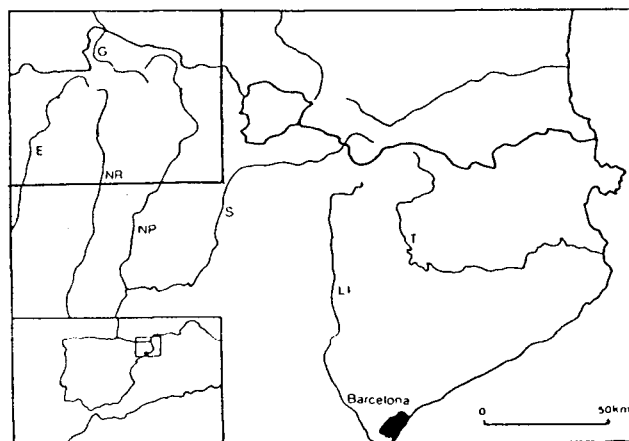
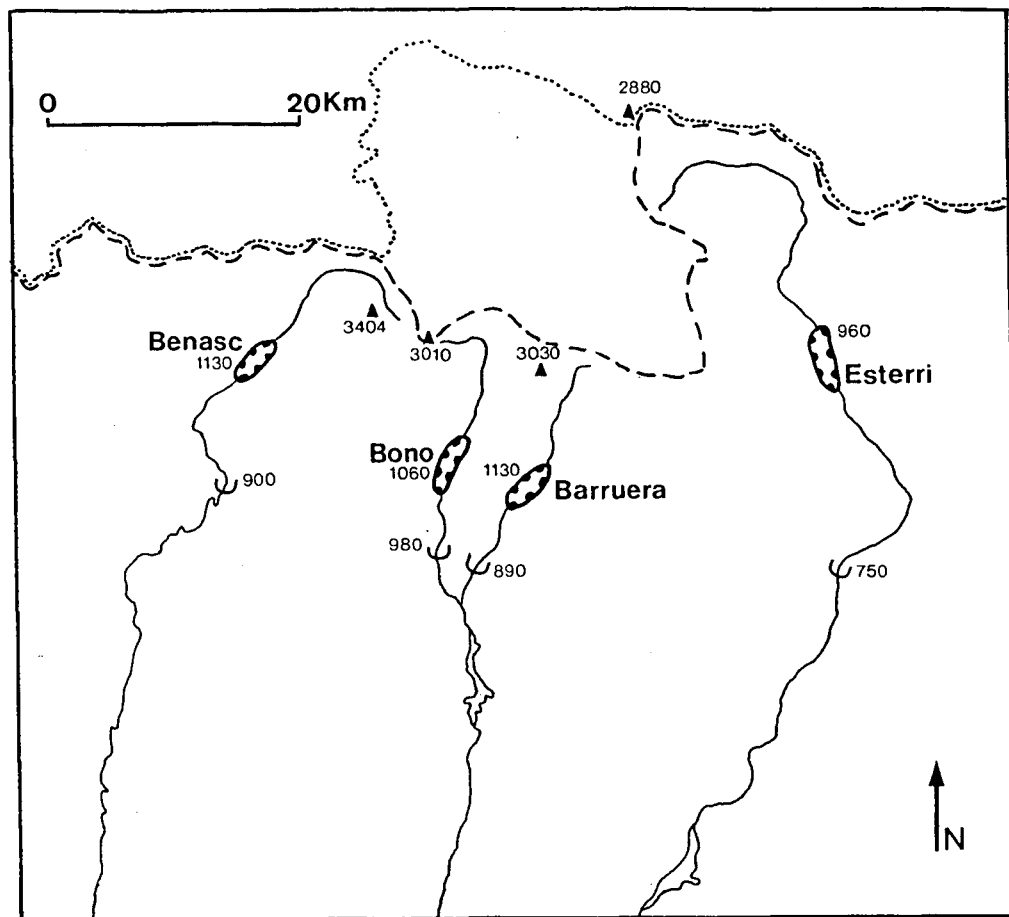


Figura V.1: Mapa de situació de les cubetes de sobreexcavació glacial de Benasc (vall de l'Esera), Bono (vall de la Noguera Ribagorçana), Barruera (vall de la Noguera de Tor) i Esterri d'Aneu (vall de la Noguera Pallaresa).

Llegenda: 1, Divisòria principal vessant atlàntic/vessant mediterrani; 2, Límit estatal; 3, Riu; 4, Cubeta de sobreexcavació; 5, Posició del front de la glacera durant el darrer *Màxim glacial*.

S'indiquen també les cotes màximes de les capçaleres, la cota de les cubetes de sobreexcavació i la cota de la posició dels fronts glacials durant el darrer *Màxim glacial*.

les cubetes i la seva seqüència sedimentària s'obtidran quan sigui possible realitzar sondatges mecànics en aquestes cubetes de sobreexcavació glacial. Malgrat tot, la bona correlació entre les dades obtingudes mitjançant sondatges elèctrics i sondatges mecànics realitzats en diverses cubetes dels Alps (Frank, 1979; Venzo, 1979) i dels Pirineus (cubeta del Seminari de Vilaller -vegeu el capítol IV-; Les Basses d'Ules, a la Val d'Aran -Bordonau *et al.*, 1989-) permet considerar els sondatges elèctrics com un bon mètode de treball en una primera fase d'estudi.

V.2. Les cubetes de sobreexcavació glacial dels Pirineus.

V.2.1. Els antecedents: Les cubetes de Barruera i Bono (Alta Ribagorça).

Les cubetes de sobreexcavació glacial de Bono i Barruera situades, respectivament, a les valls de la Noguera Ribagorçana i de la Noguera de Tor (vegeu la figura V.1), van ésser citades per primera vegada per Mey (1968). Aquest autor, en parlar de l'evolució postglacial d'ambdues valls, fa referència al reblliment dels llacs, alimentats per les aigües de fusió glacial, situats en els fons de valls impermeables corresponents a zones de sobreexcavació glacial, localitzades darrera de llindars rocosos importants (llindars de Forcat i de Cardet). Les afirmacions de Mey (1968) constitueixen una primera hipòtesi de treball basada en criteris geomorfològics i en la comparació amb d'altres exemples similars descrits als Alps.

Posteriorment, Vilaplana (1983 a) i Vilaplana i Casas (1983), mitjançant la realització de sondatges elèctrics, confirmen l'existència de sediments glàcio-lacustres en ambdues cubetes de sobreexcavació glacial. Aquests autors presenten, en el cas de la cubeta de Barruera, un perfil geoelèctric longitudinal i un perfil transversal amb la interpretació de les litofàcies sedimentàries de reblliment. En el cas de la cubeta de Bono es presenten quatre perfils transversals, així com un perfil longitudinal parcial de la mateixa doncs representa únicament les parts mitja i distal de la cubeta, prop del llindar de Forcat. El perfil longitudinal complet de la cubeta de Bono és publicat posteriorment per Bordonau *et al.* (1989).

Seguidament descriuré els trets geomorfològics bàsics d'ambdues cubetes, així com la seva geometria i el seu reblliment sedimentari, basant-me en els treballs de Vilaplana (1983 a) i Vilaplana i Casas (1983) per la cubeta de Barruera, i en els treballs de Vilaplana (1983 a), Vilaplana i Casas (1983) i Bordonau *et al.* (1989) per la cubeta de Bono.

LA CUBETA DE SOBREEXCAVACIÓ DE BARRUERA (vall de la Noguera de Tor).

La cubeta de Barruera, situada a una alçada aproximada de 1100 metres ocupant el fons de vall de la Noguera de Tor (vegeu la figura V.1), constitueix una depressió allargada amb una direcció aproximada NE-SW, una llargada d'uns 5 quilòmetres i una amplada d'uns 800 metres. La cubeta de Barruera comença just després del llindar rocós de Boí-Erill i queda tancada aigües avall pel llindar rocós de Cardet (figura V.2a).

El substrat rocós dels vessants, força redreçats, està constituït per esquistos i gresos del Cambro-Ordovicià, pissarres i calcàries del Devonià i granodiorites tardihercinianes (Mey, 1968).

Els dipòsits quaternaris que entapissen els vessants són, principalment, tills que afloren fins a una alçada màxima d'aproximadament 1600 metres i acumulacions d'esbaldregalls, algunes en forma de con. La plana al·luvial de la Noguera de Tor està constituïda per graves i sorres cobertes per llims i sorres fines. En aquesta plana s'hi ha encaixat el llit actual de la Noguera de Tor, on hi predominen els còdols. Cal remarcar també l'existència de cons de dejecció flúvio-torrencials (cons de Durro, Barruera i Erill), situats a la confluència de les valls tributàries amb la vall principal, constituïts per materials detrítics grollers producte de la degradació, per la dinàmica torrencial, dels tills que entapissen els vessants de la cubeta de Barruera.

A partir de tres sondatges elèctrics verticals, Vilaplana (1983 a i b) i Vilaplana i Casas (1983) interpreten tant la geometria de la cubeta com el seu rebliment sedimentari (vegeu la figura V.2).

Geometria de la cubeta

El tram final de les corbes de resistivitat aparent és de tipus H, degut al contrast de resistivitats entre el substrat rocós paleozoic resistiu i els sediments basals quaternaris que rebleixen la cubeta, menys resistius. D'aquesta manera s'ha determinat una profunditat màxima de la cubeta d'aproximadament 160 metres en el sondeig 5, situat un quilòmetre al SW de Barruera. Aigües amunt, en el sondeig 4 que se situa uns 1500 metres al NE de Barruera, la profunditat de la cubeta és menor, concretament el substrat rocós es troba a una fondària d'uns 60 metres. Evidentment, aquestes profunditats màximes coincideixen amb la màxima potència dels sediments quaternaris que rebleixen la cubeta.

La manca de diversos sondatges elèctrics alineats en direcció transversal a la cubeta és la causa de la major imprecisió en el perfil transversal representat a la figura V.2b. Tanmateix, els perfils longitudinal i transversal realitzats presenten la morfologia típica d'una cubeta de sobreexcavació glacial.

El rebliment sedimentari de la cubeta

A la cubeta de Barruera es diferencien clarament tres unitats geològiques: una unitat inferior amb resistivitats baixes, una unitat intermèdia amb resistivitats mitges i una unitat superior amb resistivitats altes (vegeu la figura V.2).

Unitat inferior

La unitat inferior es troba directament sobre el substrat rocós paleozoic i presenta una resistivitat baixa, d'uns 80 $\Omega\cdot m$. La potència d'aquesta unitat és màxima a la part central de la cubeta, assolint uns 100 metres.

La unitat inferior s'ha interpretat com el resultat d'una sedimentació glàcio-lacustre constituïda fonamentalment per materials lutítics (vegeu la figura V.2). Tanmateix, el valor de resistivitat de 80 $\Omega\cdot m$ que s'ha obtingut per aquesta unitat, clarament superior al que correspondria a un material lutític pur, indica l'existència d'alguns nivells detrítics més grollers, constituïts probablement per sorres, intercalats en la seqüència rítmica glàcio-lacustre. Aquests nivells detrítics podrien ésser deguts a episodis flúvio-torrencials, tant de la vall principal com de les valls tributàries, o a corrents de densitat que afectarien la sedimentació al centre de la cubeta.

Unitat intermèdia

La unitat intermèdia presenta unes resistivitats mitges que oscil·len entre 525 i 800 $\Omega\cdot m$. Aquesta unitat és molt menys potent que la unitat inferior; la seva potència varia des d'uns 20 metres (sondeig 4) fins a uns 40-50 metres (sondatges 4 i 5).

La unitat intermèdia s'ha interpretat com el resultat d'una sedimentació flúvio-deltaica progradant, constituïda per sorres, graves i llims, que representa els darrers episodis del rebliment de la cubeta glàcio-lacustre (vegeu la figura V.2).

Unitat superior

La unitat superior presenta unes resistivitats elevades, compreses entre 1600 i 1700 $\Omega \cdot m$, i la seva potència oscil·la entre 2 i 10 metres. La unitat superior correspon als dipòsits al·luvials actuals i subactuals de la Noguera de Tor i als dipòsits dels cons de dejecció flúvio-torrencials, constituïts tots ells per còdols, graves i sorres (vegeu la figura V.2).

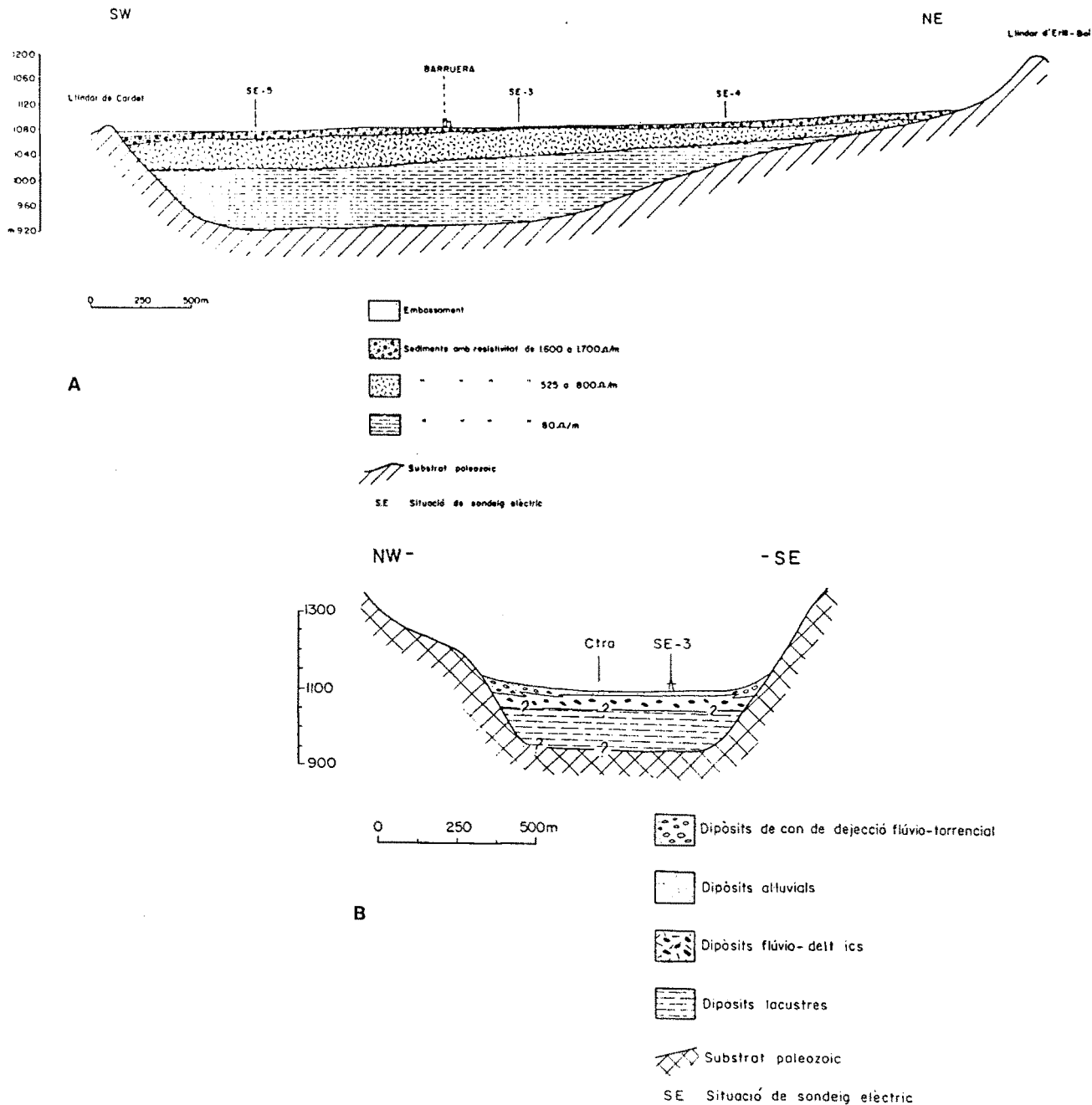


Figura V.2: La cubeta de sobreexcavació glacial de Barruera (vall de la Noguera de Tor) (segons Vilaplana, 1983 a).

A. Perfil geoelectric longitudinal de la cubeta de Barruera.

B. Perfil transversal de la cubeta de Barruera amb la interpretació de les litofacies sedimentàries de reblliment.

LA CUBETA DE SOBREECAVACIÓ DE BONO (vall de la Noguera Ribagorçana).

La cubeta de Bono, situada entre 1000-1100 metres d'alçada ocupant el fons de vall de la Noguera Ribagorçana (vegeu la figura V.1), constitueix una depressió allargada amb una direcció general NNE-SSW, una longitud d'uns 5 quilòmetres i una amplada d'uns 600 metres (vegeu la foto V.3). La cubeta de Bono està limitada per l'estret de Senet al nord i pel llindar rocós de Forcat al sud.

Els vessants que voregen la cubeta, amb una morfologia de vall glacial en obi, estan constituïts principalment per calcàries i pissarres del Devonià (Mey, 1968).

Els materials que afloren a la plana de la cubeta de Bono corresponen als dipòsits al·luvials actuals i subactuals de la Noguera Ribagorçana, constituïts per còdols, graves i sorres. Hom troba també diversos cons de dejecció flúvio-torrencials a les confluències de les valls tributàries amb la vall principal (cons de LLauset, Bono, Estet, l'Artiga, etc.). Aquests cons de dejecció es nodreixen del material morrènic que entapissa els vessants fins a una alçada d'aproximadament 1500 metres i que és degradat per la pròpia dinàmica torrencial.

A partir de 7 sondatges elèctrics verticals emplaçats al sector central i distal de la cubeta de Bono, Vilaplana (1983 a) i Vilaplana i Casas (1983) interpreten la geometria de la cubeta (vegeu la figura V.3a) i el seu rebliment sedimentari. Posteriorment, Bordonau *et al.* (1989) completen el perfil longitudinal de la cubeta de Bono amb les dades de 10 nous sondatges elèctrics verticals (vegeu la figura V.3b).

Geometria de la cubeta

El contrast de resistivitats existent entre el substrat rocós paleozoic i els sediments quaternaris ha permès determinar que la profunditat màxima de la cubeta de Bono és d'aproximadament 200 metres. Aquesta profunditat màxima s'assoleix tant a la part més proximal com al centre de la cubeta. Cap a la part més distal, la profunditat disminueix paulatinament de manera que en el punt d'atribució del sondeig F1+, situat a uns 300 metres del llindar rocós de Forcat que tanca la cubeta, la profunditat és d'uns 70 metres (vegeu la figura V.3b).

El perfil longitudinal de la cubeta de Bono (vegeu la figura V.3b) correspon a un perfil de sobreexcavació glacial típic. Per altra part, el perfil transversal de la cubeta de Bono representat a la figura V.3a correspon clarament al d'una vall glacial en forma d'obi.

El rebliment sedimentari de la cubeta

S'han diferenciat, igual que a la cubeta de sobreexcavació glacial de Barruera, tres unitats geològiques. A la figura V.3b es representa el perfil longitudinal de la cubeta de Bono segons Bordonau *et al.* (1989). En aquest perfil, els dipòsits flúvio-deltaics de la unitat intermèdia i els dipòsits al·luvials subactuals que representen una part de la unitat superior s'han inclòs en una mateixa unitat.

Unitat inferior

La unitat inferior es disposa sobre el substrat rocós paleozoic i presenta una potència considerable, d'uns 110 metres en el sondeig 10 (vegeu la figura V.3b). Les resistivitats d'aquesta unitat són relativament baixes, oscil·lant entre 100 i 200 $\Omega\cdot m$.

La unitat inferior ha estat interpretada com uns sediments principalment lutítics, característics d'una sedimentació glàcio-lacustre. Un fet que considero important i que no ha estat tractat en els treballs anteriors és la variabilitat de les resistivitats mesurades en aquesta unitat inferior. En els sondatges realitzats a la transversal de Bono, que correspon al sector proximal-central de la cubeta, les resistivitats són de l'ordre de 200 $\Omega\cdot m$. Més al sud, en els sondatges realitzats a la transversal de Forcat i Estet, al sector més distal de la cubeta, les resistivitats mesurades són de l'ordre de 100 $\Omega\cdot m$. Aquesta variabilitat dels valors de resistivitat considero que és deguda a una diferent concentració de materials lutítics i de materials detrítics més grollers (sorres) al llarg d'aquesta unitat. En general, la resistivitat augmenta en incrementar-se el percentatge de la fracció detrítica més grollera. Lògicament, en un ambient glàcio-lacustre, les litofàcies més grolleres queden restringides als sectors més proximals i a les vores de la cubeta (resistivitats de 200 $\Omega\cdot m$ mesurades a la transversal de Bono). Per altra part, les litofàcies més fines ocupen principalment els sectors més distals i el centre de la cubeta (resistivitats de 100 $\Omega\cdot m$ mesurades a la transversal de Forcat i Estet).

Unitat intermèdia

La unitat intermèdia presenta unes resistivitats mitges que oscil·len entre 300-550 $\Omega\cdot m$. La potència és molt variable, generalment compresa entre uns 10 i 30 metres. Cal remarcar que la potència de la unitat intermèdia és màxima a les parts

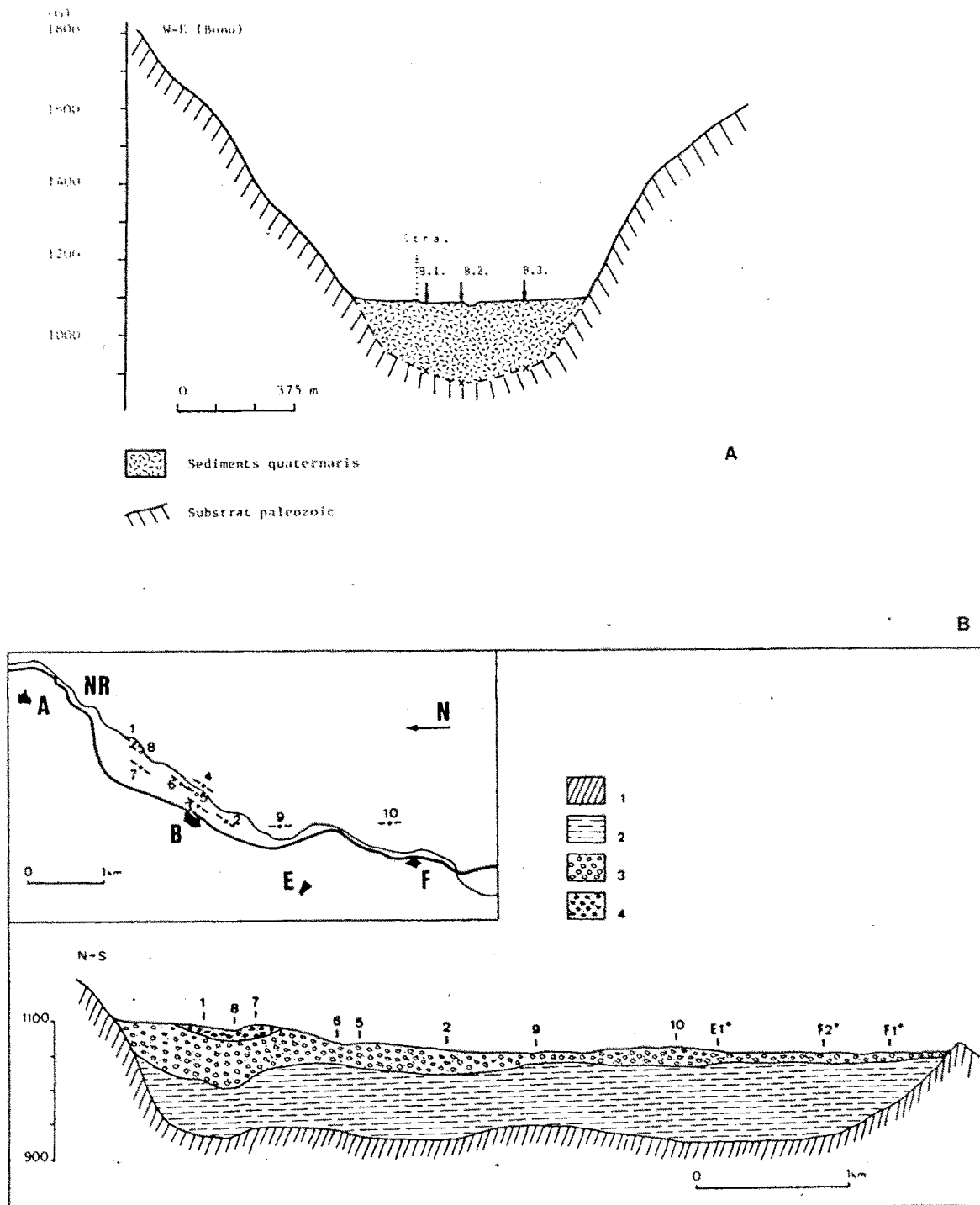


Figura V.3: La cubeta de sobreexcavació glacial de Bono (vall de la Noguera Ribagorçana).

A. Perfil transversal de la cubeta de Bono a l'altura de la població de Bono, amb la topografia del substrat rocós (segons Vilaplana, 1983 a). Es pot observar el perfil transversal de la vall en forma de com glacial.

B. Perfil geoelectric longitudinal de la cubeta de Bono (segons Bordonau *et al.*, 1989). Els sondatges E1+, F1+ i F2+ segons Vilaplana (1983 a).

Llegenda: 1. Substrat rocós paleozoic amb resistivitats superiors a 3000 $\Omega\cdot m$; 2. Ritmites glàcio-lacustres amb resistivitats compreses entre 100 i 200 $\Omega\cdot m$; 3. Dipòsits flúvio-deltaics i dipòsits al·luvials subactuals amb resistivitats compreses entre 400 i 1400 $\Omega\cdot m$; 4. Dipòsits flúvio-torrencials subactuals amb resistivitats de 1500 $\Omega\cdot m$.

NR. Noguera Ribagorçana; B. Bono; E. Estet; F. Forcat; A. Aneto.

més proximals de la cubeta, i disminueix paulatinament en direcció al llinar rocós de Forcat que tanca la cubeta de sobreexcavació de Bono (vegeu la figura V.3b).

La unitat intermèdia s'ha interpretat com els sediments flúvio-deltaics progradients que constitueixen el rebliment final de la cubeta glàcio-lacustre. Les litofàcies més característiques serien graves i sorres amb alguns nivells de llims. La major potència de la unitat intermèdia als sectors més proximals de la cubeta evidencia el major desenvolupament de la formació flúvio-deltaica a l'entrada de la cubeta.

Unitat superior

La unitat superior presenta unes resistivitats molt elevades, de 1500 a 1700 $\Omega\cdot m$, i una potència inferior a una desena de metres. Aquesta unitat correspon tant als dipòsits al·luvials actuals i subactuals de la Noguera Ribagorçana com als dipòsits dels cons de dejecció que constitueixen la part més superficial de la cubeta de Bono. Les litofàcies característiques són blocs, còdols i graves amb sorres.

V.2.2. La cubeta de sobreexcavació de Benasc (vall de l'Esera).

La vall de l'Esera, entre la població de Benasc i l'estret de Linsoles situat un quilòmetre al SW de la població d'Eriste (on hi ha el barratge de l'embassament de Linsoles), constitueix una ample vall de fons pla limitada per vessants força redreçats. Aquest tram de la vall de l'Esera constitueix la que he anomenat cubeta de Benasc (vegeu la figura V.1).

La cubeta de Benasc té una longitud màxima de 4.5 quilòmetres i una amplada bastant variable, amb un màxim d'aproximadament 1000 metres a la transversal de Benasc (vegeu la figura V.4 i la foto V.4). L'alçada a la que es troba la cubeta va dels 1140 metres a Benasc fins els 1080 metres a l'estret de Linsoles. Els vessants que limiten la cubeta tenen un pendent força elevat, especialment el vessant rocós del marge dret de la cubeta.

Segons Ríos (1977), el substrat rocós està constituït majoritàriament per roques poc resistents (pissarres micàcies) de la Formació Civis, d'edat devoniana. També afloren roques carbonàtiques (calcàries nodulars bigarrades) força resistents de la Formació Mañanet (Devonià) que donen un relleu en barres clarament visibles tant en els vessants com al fons de la vall, just al nord de la població de Benasc. Finalment, les pissarres gris fosques amb alguns

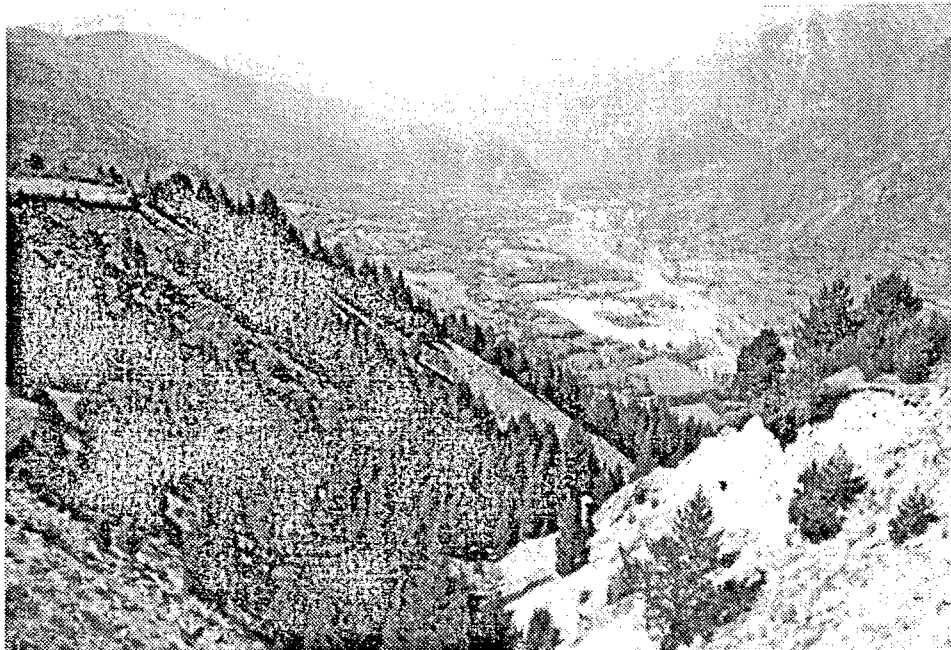


Foto V.4: La cubeta de sobreexcavació glacial de Benasc (vall de l'Esera). En primer terme, els dipòsits glacials de la Montaña de Rueda, situats uns 600 metres per sobre del nivell actual del riu Esera.

nivells carbonàtics de la Formació Fonchanina (Devonià) constitueixen també roques poc resistents.

El límit septentrional de la cubeta de Benasc és l'anomenat estret de Benasc, situat just al nord de la població del mateix nom, constituït per diverses barres de calcàries nodulars de la Formació Mañanet. El límit meridional de la cubeta és l'estret de Línsoles, constituït també per calcàries nodulars de la Formació Mañanet.

Un tret que diferencia la cubeta de Benasc de la resta de cubetes de sobreexcavació glacial estudiades és l'existència de llindars rocosos transversals a la cubeta. Aquests llindars rocosos, clarament visibles al camp en els vessants i identificats també en profunditat en alguns dels sondatges elèctrics realitzats, tenen una direcció aproximada NW-SE i permeten subdividir la cubeta de Benasc en tres sectors (vegeu la figura V.4). Aquests tres sectors són, del més septentrional al més meridional, els de Benasc, Anciles i Eriste, anomenats segons el nom de la població que es troba en cadascun d'ells. El llindar rocós que separa el sector de Benasc del sector d'Anciles és el més important i està constituït per felsites tardihercinians (Wennekers, 1968) i calcàries nodulars de la Formació Mañanet. El llindar rocós que separa els sectors d'Anciles i d'Eriste és molt menys important i representa únicament un alt del substrat rocós devonià.

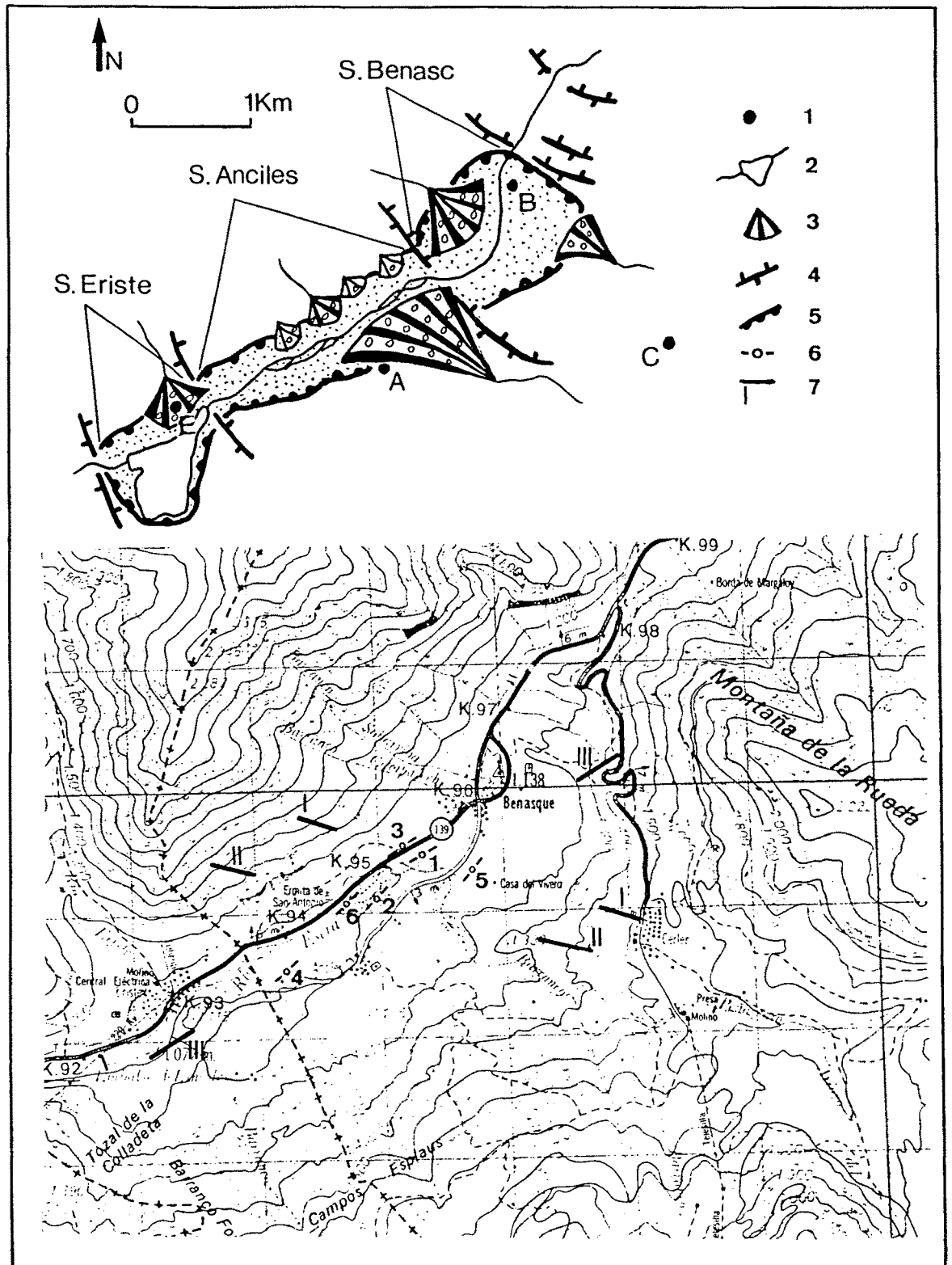


Figura V.4: Esquema geomorfològic i mapa topogràfic de la cubeta de sobreexcavació glacial de Benasc (vall de l'Esera), amb els tres sectors diferenciats (Benasc, Anciles i Eriste).

Llegenda: 1. Població; 2. Riu, embassament; 3. Con de dejecció flúvio-torrencial; 4. Llindar rocós, barra rocosa; 5. Límit de la cubeta de sobreexcavació; 6. Situació dels sondatges elèctrics verticals realitzats; 7. Situació dels perfils transversals i longitudinal representats a la figura V.7.

Els dos vessants que voregen la cubeta de Benasc estan coberts parcialment per tills sedimentats durant el darrer màxim glacial i que arriben fins una alçada aproximada de 1700 metres a la transversal de Benasc, en el vessant meridional de la Montaña de Rueda (vegeu la foto V.4), i de 1650 metres a la transversal d'Eriste, en els Campos Esplaus. Per tant, durant el darrer màxim glacial, el sostre de la glacera de l'Esera es trobava, a l'indret de la cubeta de Benasc, uns 550-600 metres per sobre del nivell actual de la plana al·luvial. Les formacions morrèniques són més abundants en el marge esquerre de la cubeta de Benasc degut al menor pendent d'aquest vessant que facilita la preservació del material morrènic, força inestable en retirar-se i desaparèixer les glaceres quaternàries. Els tills afloren també en alguns punts al fons de la vall, cobrint parcialment el llindar rocós devonià que separa els sectors d'Anciles i d'Eriste.

Les parts més baixes dels vessants es troben cobertes per un mantell d'esbaldregalls i per dipòsits de regularització de vessant. La morfologia actual del fons de la cubeta de Benasc està condicionada pels dipòsits al·luvials actuals i subactuals de l'Esera, i pels cons de dejecció flúvio-torrencials d'Eriste, Remáscaro i Campalech situats, respectivament, als sectors d'Eriste, Anciles i Benasc. De tots aquests cons de dejecció, el de Remáscaro n'és el més important doncs es nodreix dels dipòsits del complex glàcio-lacustre juxtaglacial de Cerler (vegeu el capítol VII), molt degradat degut tant a la dinàmica torrencial molt activa del torrent de Remáscaro com als moviments de massa generalitzats que afecten tot el complex de Cerler. Evidentment, la dinàmica d'aquests cons de dejecció com el de Remáscaro no és pròpia únicament del període postglacial, doncs pot iniciar-se en el mateix moment en que la glacera de l'Esera retrocedeix aigües amunt de la cubeta de Benasc.

Per determinar tant la geometria de la cubeta de sobreexcavació glacial de Benasc com el seu rebliment sedimentari s'han realitzat 6 sondatges elèctrics verticals, la situació dels quals es pot veure a la figura V.4. Els sondatges B-1 i B-5 s'han realitzat al sector de Benasc, prop del llindar rocós que separa els sectors de Benasc i d'Anciles. Sobre aquest mateix llindar s'ha realitzat el sondeig B-3 a fi i efecte de mesurar directament la resistivitat del substrat rocós paleozoic. Finalment, els sondatges B-2, B-4 i B-6 s'han realitzat a la part central del sector d'Anciles. L'existència de l'embassament de Linsoles no ha permès realitzar cap sondeig al sector d'Eriste. Els resultats d'aquests sondatges elèctrics realitzats a la cubeta de Benasc ja han estat descrits parcialment en el treball de Bordonau *et al.* (1989).

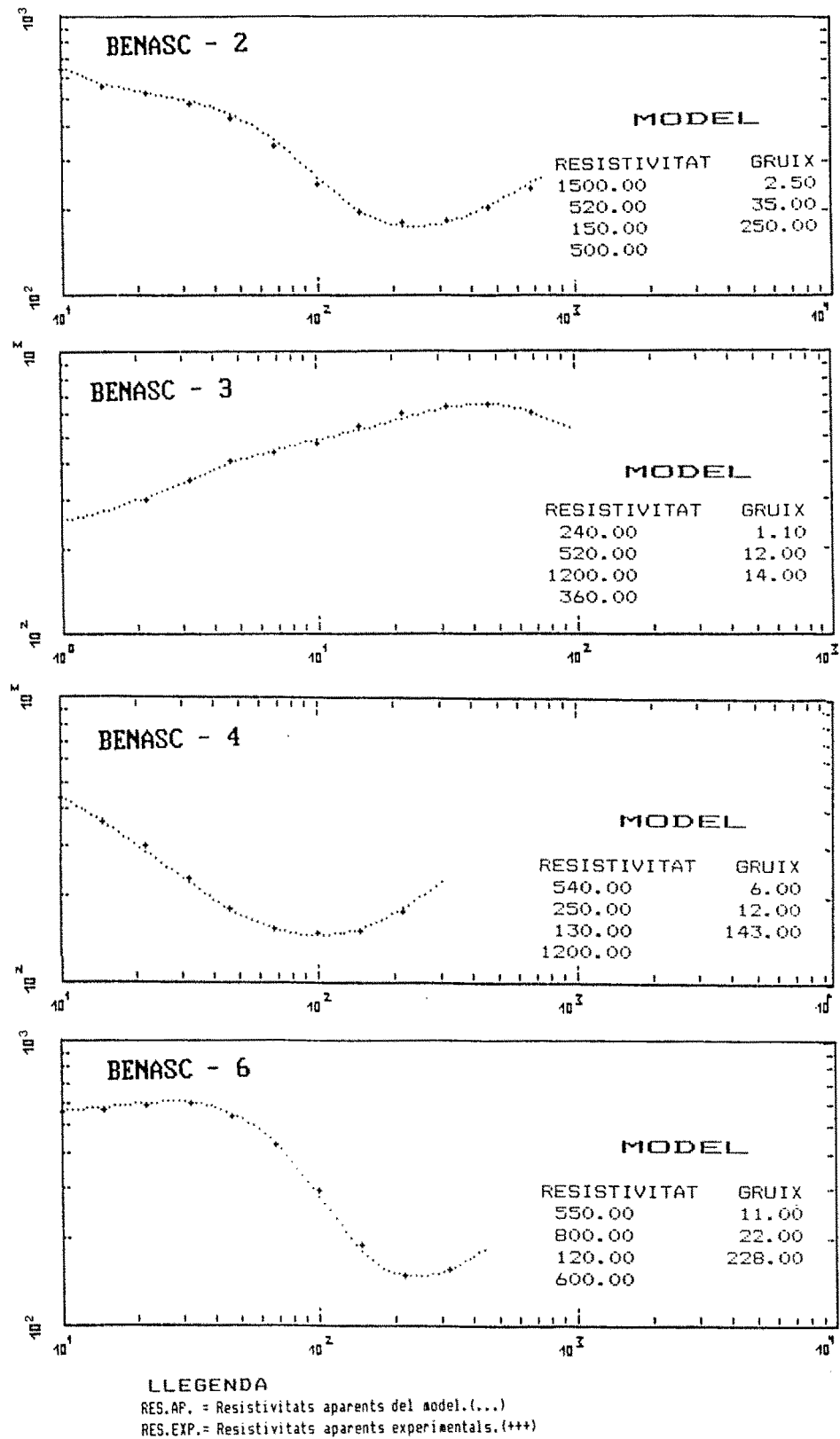


Figura V.5: Corbes de resistivitat aparent dels sondatges elèctrics verticals Benasc-2, 3, 4 i 6. Les resistivitats s'expressen en $\Omega\cdot m$ i les potències i les distàncies AB/2 s'expressen en metres.

Geometria de la cubeta

El substrat rocós paleozoic queda caracteritzat per resistivitats superiors a 1000 $\Omega\cdot\text{m}$ (1200 $\Omega\cdot\text{m}$ en el sondeig B-3, vegeu la figura V.5). El substrat rocós és molt resistiu en comparació amb la resistivitat dels materials quaternaris que constitueixen la base del reblliment de la cubeta de Benasc. Aquest fet determina que el tram final de les corbes de resistivitat aparent sigui de tipus H, amb un mínim relatiu característic (vegeu la figura V.5). Tanmateix, la impossibilitat d'allargar suficientment la distància màxima entre electrodes de corrent determina que les corbes de resistivitat aparent obtingudes no assoleixin una tendència asimptòtica horitzontal. Per aquest motiu, generalment s'obtenen únicament cotes inferiors del valor de la resistivitat del substrat rocós, sovint d'alguns centenars d' $\Omega\cdot\text{m}$ i fins i tot superiors a 1000 $\Omega\cdot\text{m}$.

L'existència del llindar rocós que aflora en el punt de realització del sondeig B-3 i que travessa transversalment la cubeta de sobreexcavació de Benasc, sense aflorar en superfície, pot induir a errors considerables en la interpretació dels sondatges B-1 i B-5, situats prop d'aquest llindar. Ambdós sondatges no admeten una interpretació d'estratificació horitzontal degut a l'efecte del llindar rocós en profunditat (vegeu la figura V.6a). Per poder interpretar acuradament els sondatges B-1 i B-5, Queralt (1989) i Queralt *et al.* (1989) han resolt diversos models de dues capes sobre un substrat resistiu que forma un llindar en la capa inferior. Com a resultat s'obtenen diversos àbacs de corbes de resistivitat aparent pels diferents valors dels paràmetres del model, entre els que cal destacar l'amplada del llindar rocós (a) i la distància del centre del dispositiu tetraelectròdic al llindar rocós (d) (vegeu la figura V.6b).

Els resultats obtinguts demostren que la profunditat màxima al sector de Benasc (sondeig B-5) és lleugerament superior a 300 metres. Al sector d'Anciles, la profunditat màxima és d'aproximadament 275 metres (uns 260 metres en el sondeig B-6 i uns 290 metres en el sondeig B-2). Aquesta profunditat disminueix paulatinament en direcció a la part distal del sector d'Anciles, de manera que en el sondeig B-4 és únicament d'uns 160 metres.

El perfil longitudinal de la cubeta de Benasc correspon a un perfil de sobreexcavació glacial típic (vegeu la figura V.7). En una cubeta de sobreexcavació simple (com les de Barruera i Bono que he descrit anteriorment) la profunditat és màxima en els sectors proximal i central de la mateixa, i mínima en el sector més distal, prop del llindar rocós que tanca la cubeta. En el cas d'una cubeta de sobreexcavació composta com la de Benasc, en la que dos llindars rocosos transversals a la cubeta permeten diferenciar-hi tres sectors, l'afirmació anterior també és vàlida. A cada sector estudiat (Benasc i Anciles), la profunditat disminueix en direcció al llindar rocós que el delimita. Per altra part, a aquesta tendència particular de cada

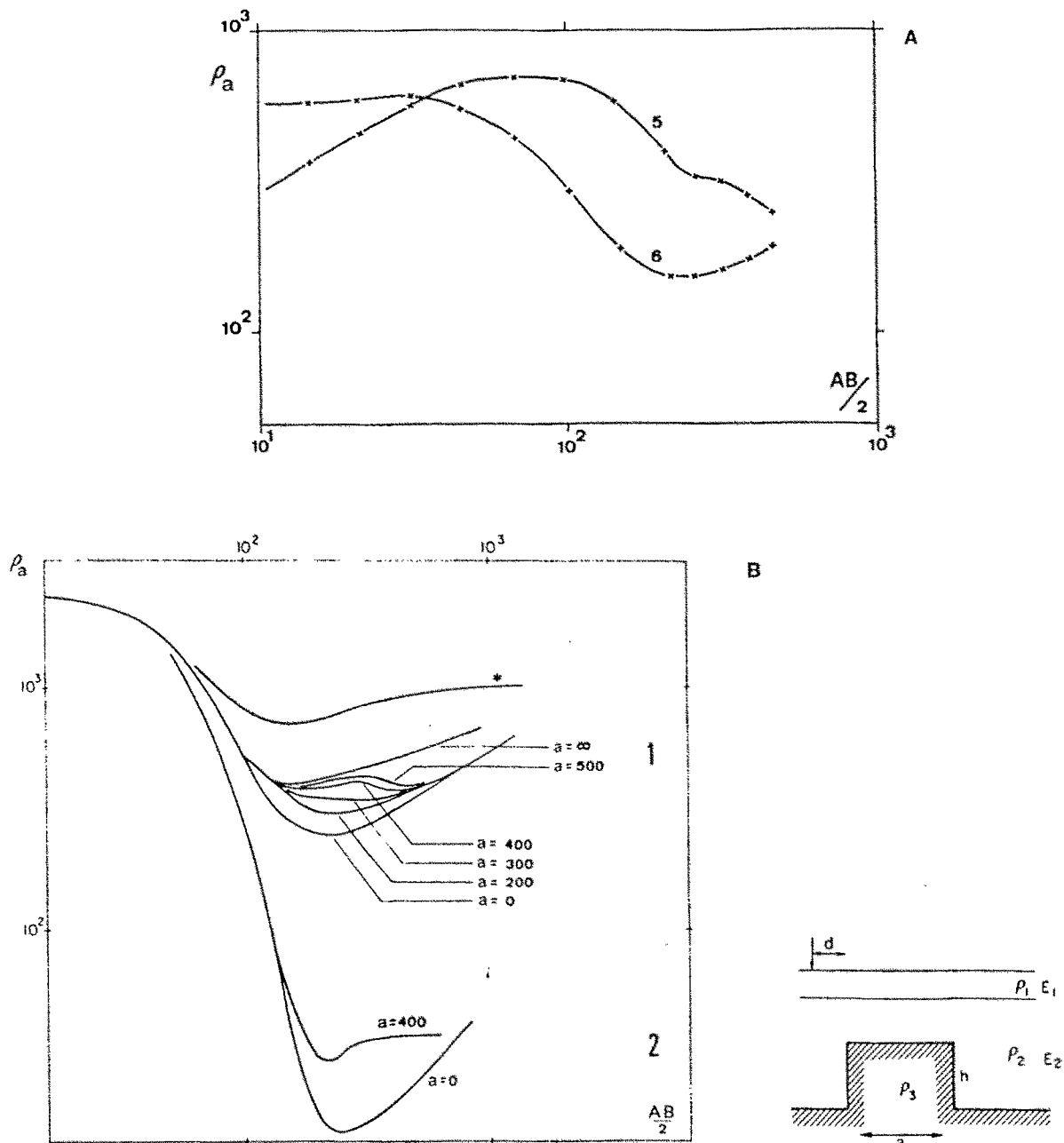


Figura V.6:

A. Corbes de resistivitat aparent dels sondatges elèctrics verticals Benasc-5 i Benasc-6 (segons Bordonau *et al.*, 1989). La corba del sondeig Benasc-5 mostra l'efecte del llindar rocós que separa els sectors de Benasc i d'Anciles. Les resistivitats s'expressen en $\Omega \cdot m$ i les distàncies $AB/2$ en metres.

B. Abac de corbes de resistivitat aparent segons el model que simula el llindar del substrat rocós i el dispositiu tetraelectròdic perpendicular al llindar rocós (segons Bordonau *et al.*, 1989).

1. Model: $\rho_1=2400$ ($\Omega \cdot m$), $\rho_2=200$, $\rho_3=1000$, $E_1=30$ (m), $E_2=230$, $h=210$ m, $d=50$ m.

(*: corba corresponent a un model estratificat de tres capes amb $E_2=20$ m).

2. El mateix model que 1 però amb $\rho_2=10$ ($\Omega \cdot m$).

sector cal afegir-hi una tendència general aplicable a tot el conjunt de la cubeta, de manera que la profunditat màxima del sector més septentrional és superior a la profunditat màxima dels sectors més meridionals (vegeu el perfil longitudinal de la figura V.7).

El rebliment sedimentari de la cubeta

En el registre sedimentari de la cubeta de sobreexcavació glacial de Benasc s'hi han diferenciat tres unitats geoelèctriques: una unitat inferior amb resistivitats baixes, una unitat intermèdia amb resistivitats mitges i una unitat superior amb resistivitats elevades (vegeu la figura V.7).

Unitat inferior

La unitat inferior es troba en contacte amb el substrat rocós paleozoic i presenta uns valors de resistivitat relativament baixos, oscil·lant entre 120-180 $\Omega\cdot m$. La unitat inferior constitueix la part principal del rebliment sedimentari de la cubeta de Benasc, representant aproximadament d'un 75 a un 85% del total de la columna sedimentària. La potència màxima d'uns 250 metres s'ha mesurat en el sondeig B-2.

Els sediments de la unitat inferior poden interpretar-se com materials fins, en part lutífics, característics d'una sedimentació en un ambient glàcio-lacustre (vegeu la figura V.7). Tanmateix, els valors de la resistivitat que s'han mesurat, molt alts respecte als que correspondrien a uns sediments purament lutífics, poden ésser deguts a la presència de nivells de sorres (i graves?) provinents de la dinàmica flúvio-torrencial (per exemple, en el con de dejecció de Remáscaro) pròpia dels vessants que limiten la cubeta. Evidentment aquesta dinàmica flúvio-torrencial als marges de la cubeta és sincrònica amb la dinàmica lacustre d'aigües tranquil·les característica del centre de la cubeta.

Unitat intermèdia

La unitat intermèdia presenta valors de resistivitat bastant variables que oscil·len generalment entre 500-800 $\Omega\cdot m$. Els valors més elevats s'han mesurat en els sondatges elèctrics realitzats tant a les parts més proximals de la cubeta com a sobre de l'actual con de dejecció de Remáscaro (sondatges B-2 i B-6 amb resistivitats d'uns 520 i 800 $\Omega\cdot m$, respectivament). A la part més distal del sector

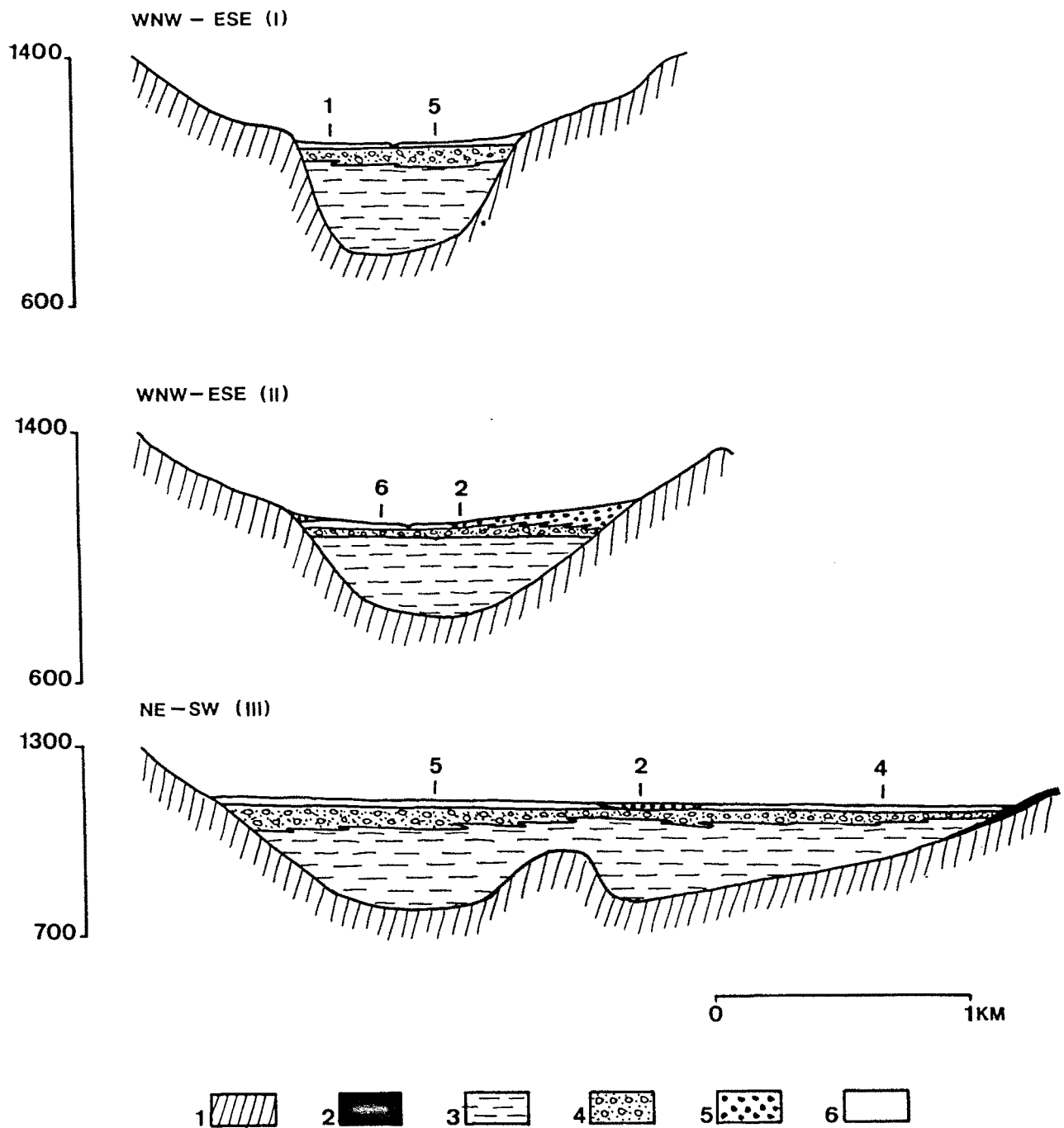


Figura V.7: Perfils geolèctrics transversals (I i II) i longitudinal (III) de la cubeta de sobreexcavació glacial de Benasc (vegeu la seva situació a la figura V.4). Els perfils transversals no mostren una clara morfologia de vall glacial en obri perquè no són perpendiculars a l'eix de la vall. El perfil longitudinal mostra únicament els sectors de Benasc (al NE) i d'Anciles (al SW), separats per un llindar rocós en profunditat.

Llegenda: 1. Substrat rocós paleozoic amb resistivitats superiors a $1000 \Omega \cdot m$; 2. Till; 3. Ritmites glàcio-lacustres amb resistivitats compreses entre 120 i $180 \Omega \cdot m$; 4. Dipòsits flúvio-deltaics amb resistivitats compreses entre 500 i $800 \Omega \cdot m$; 5. Cons de dejecció subactuals; 6. Dipòsits al·luvials subactuals.

d'Anciles i, concretament, en el sondeig B-4, s'ha mesurat una resistivitat d'uns 250 $\Omega\cdot m$. La potència de la unitat intermèdia també és molt variable, amb un màxim d'aproximadament 70 metres en el sector de Benasc. En el sector d'Anciles, la potència és d'uns 20 i 35 metres en els sondatges B-6 i B-2, i disminueix considerablement en direcció a la part més distal, aproximadament 10 metres en el sondeig B-4 (vegeu la figura V.7).

Les litofàcies de la unitat intermèdia poden interpretar-se com sorres i graves, amb alguns nivells llimosos, que corresponen a una sedimentació flúvio-deltaica progradant que representa els darrers episodis del rebliment de la cubeta glàcio-lacustre. El major desenvolupament de la formació flúvio-deltaica en els sectors més proximals de la cubeta és evident a partir dels resultats obtinguts que confirmen una disminució gradual de la potència de la unitat intermèdia des del NE cap el SW (vegeu la figura V.7). Per altra part, es pot parlar també d'una certa granoclassificació en sentit longitudinal dels materials que constitueixen la unitat intermèdia. Els valors més alts de la resistivitat, associats a litofàcies més grolleres, s'enregistren als sectors proximals de la cubeta. En canvi, els valors més baixos de la resistivitat, associats a litofàcies més fines, s'enregistren als sectors distals de la mateixa. A aquesta tendència general cal afegir-hi l'efecte de la dinàmica flúvio-torrencial, per exemple en el torrent de Remáscaro, que aporta materials detrítics grollers que, lògicament, provoquen un augment puntual del valor de la resistivitat d'aquesta unitat.

Unitat superior

La unitat superior correspon als sediments al·luvials de l'Esera i dels cons de dejecció actuals i subactuals, constituïts per blocs, graves, sorres i llims que afloren en superfície. Les resistivitats mesurades són molt variables, de 550 a 1500 $\Omega\cdot m$, lògicament en funció del punt de situació del sondeig. Així, en el sondeig B-2, situat sobre el con de dejecció de Remáscaro, s'ha mesurat una resistivitat màxima de 1500 $\Omega\cdot m$. La potència de la unitat superior és molt irregular, generalment compresa entre 2 i 15 metres. Aquesta irregularitat pot explicar-se considerant un contacte no planar, tal vegada erosiu, de la unitat al·luvial superior amb la unitat flúvio-deltaica intermèdia.

V.2.3. La cubeta de sobreexcavació d'Esterrí d'Aneu (vall de la Noguera Pallaresa).

La cubeta d'Esterrí d'Aneu, a la vall de la Noguera Pallaresa (vegeu la figura V.1), és la més gran, tant en extensió com en profunditat, de totes les que s'han estudiat fins ara als Pirineus. La vall de la Noguera Pallaresa, entre la població d'Esterrí d'Aneu i la confluència del torrent d'Espot amb la vall principal (on se situa la presa de l'embassament de la Torrassa), presenta una morfologia de vall de fons pla amb els vessants força verticalitzats (vegeu la figura V.8 i la foto V.5). La cubeta d'Esterrí d'Aneu es troba a una alçada compresa entre 940 i 980 metres sobre el nivell del mar. Orientada en una direcció N-S té una longitud màxima d'aproximadament 6.5 quilòmetres. La seva amplada és màxima en el sector més septentrional de la cubeta (d'uns 1500 metres a la transversal d'Escalarre) i disminueix paulatinament cap els sectors més meridionals (500 metres a la transversal de La Guingueta i 250 metres a l'embassament de La Torrassa) (vegeu la figura V.8).

El substrat rocós està constituït per una sèrie bastant monòtona de pissarres, fil·lites i esquistos d'edat Cambro-Ordovicià (Zandvliet, 1959 i 1960). La cubeta d'Esterrí d'Aneu està limitada, tant al nord com al sud, per llimdars rocosos constituïts per roques carbonàtiques de l'Ordovicià superior que donen un relleu acusat en forma de barres transversals a l'eix de la vall.

Durant el darrer màxim glacial, en el sector més septentrional de la cubeta d'Esterrí d'Aneu confluen tres importants llengües glacials: la glacera de la Noguera Pallaresa, la glacera de la Bonaigua i la glacera d'Unarre. En els vessants que voregen la cubeta hom troba talls fins a una alçada superior als 1500 metres. Per altra part, el complex glàcio-lacustre juxtaglacial de Son del Pi (Ventura, 1983 i 1986), situat al marge dret de la cubeta d'Esterrí d'Aneu, és degut a l'obtenció de la vall de Son produïda per la glacera de la vall principal durant la Fase d'estabilització post-màxim (vegeu l'apartat II.4.1).

La morfologia actual de la cubeta d'Esterrí d'Aneu està condicionada pels dipòsits actuals i subactuals de la plana al·luvial de la Noguera Pallaresa que ocupen el fons de la vall. En els marges de la cubeta hom troba importants cons de dejecció, destacant els de Son, Escalarre, el del barranc d'Arrosse i el de la Guingueta, formats a expenses de la degradació dels dipòsits glacials que entapissen els vessants.

Per determinar la profunditat a la que hom troba el substrat rocós paleozoic, així com les diferents unitats geoelectriques en els sediments quaternaris que rebleixen la cubeta d'Esterrí d'Aneu, s'han realitzat 9 sondatges elèctrics verticals, la situació dels quals es pot

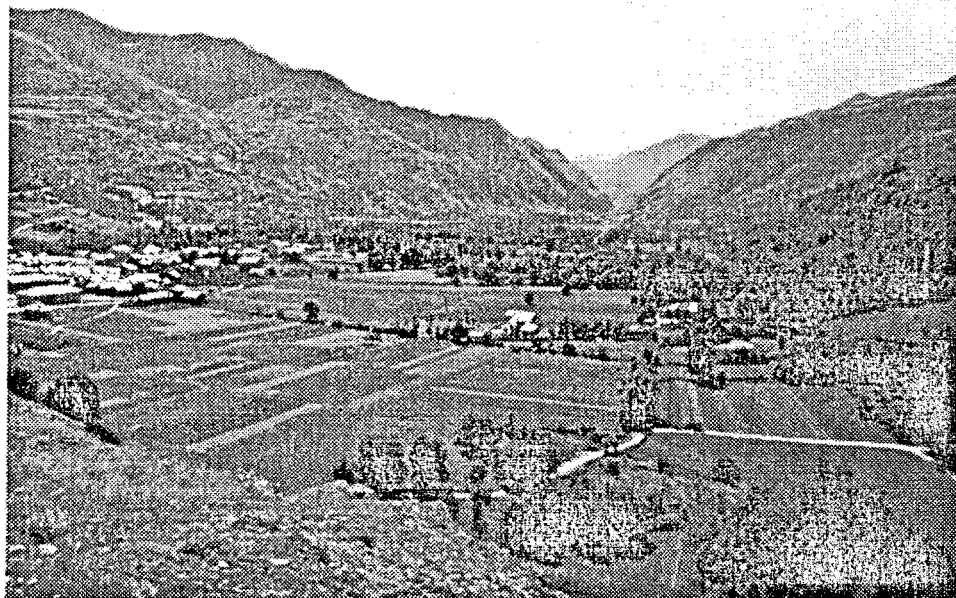


Foto V.5: La cubeta de sobreexcavació glacial d'Esterrí d'Aneu (vall de la Noguera Pallaresa).

veure a la figura V.8. En els sondatges E-3 i E-5, per problemes tècnics, no es va arribar a determinar la profunditat a la que es troba el substrat rocós. Com es pot veure a la figura V.8, tots els sondatges se situen als sectors més septentrional i central de la cubeta d'Esterrí d'Aneu, exceptuant el sondeig E-4 realitzat uns 500 metres al sud de la població de La Guingueta. Aquesta distribució irregular dels sondatges és deguda a dos factors:

- La major amplada de la cubeta d'Esterrí d'Aneu en el seu sector més septentrional, fet que minimitza els efectes de vora de conca en els sondatges elèctrics realitzats a la part central de la cubeta.

- L'estretor de la cubeta d'Esterrí d'Aneu aigües avall de La Guingueta i, al mateix temps, la dificultat logística que suposa, de cara a la realització de sondatges elèctrics, l'existència de l'embassament de La Torrassa que ocupa gairebé tot el fons de vall.

Per aquest motiu, els resultats obtinguts a la cubeta d'Esterrí d'Aneu, que ja han estat descrits en part en el treball de Bordonau *et al.* (1989), es refereixen únicament al sector més septentrional de la cubeta, de manera que el perfil longitudinal que es presenta a la figura V.10 és parcial.

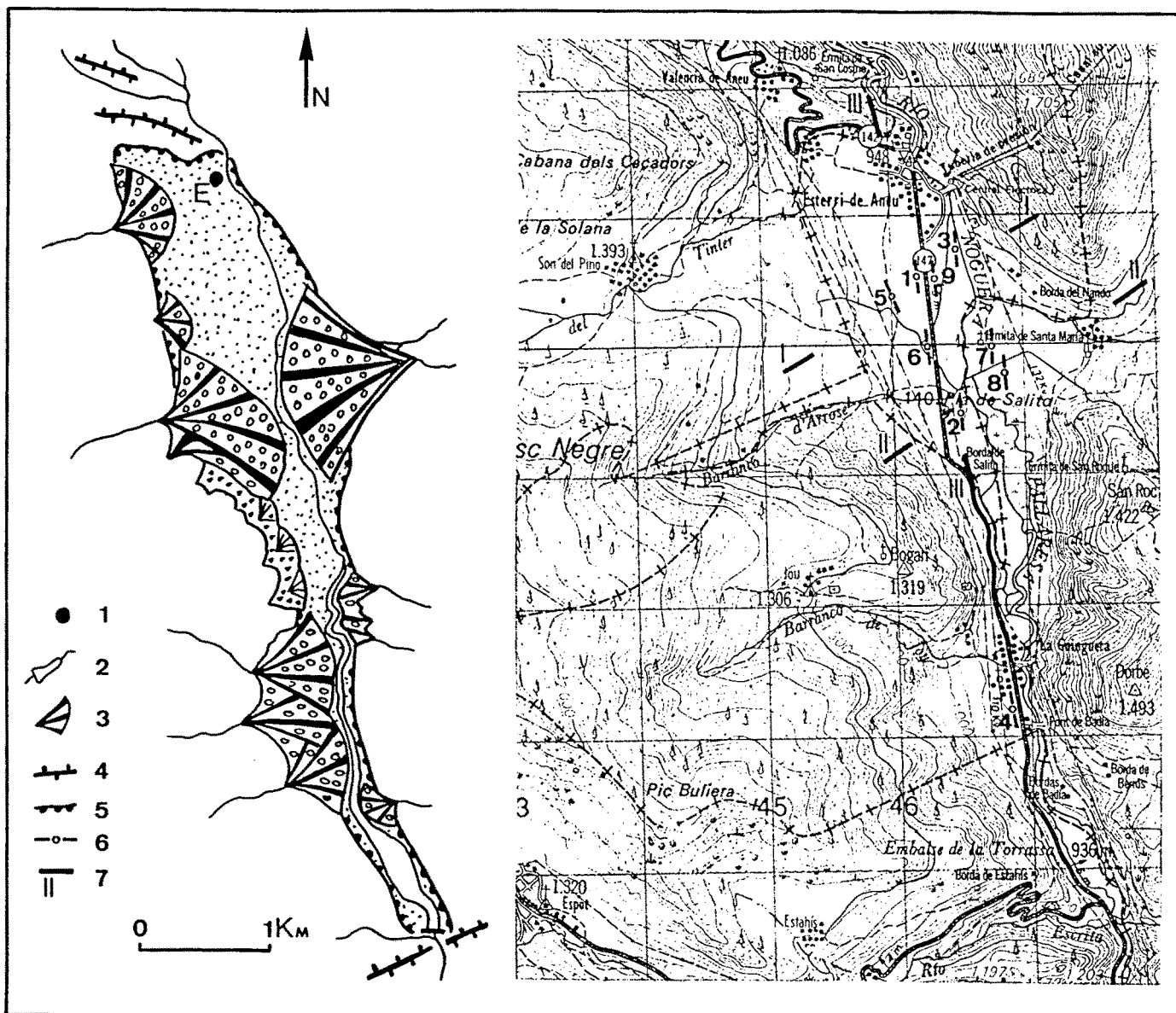


Figura V.8: Esquema geomorfològic i mapa topogràfic de la cubeta de sobreexcavació glacial d'Esterri d'Aneu (vall de la Noguera Pallaresa).
 Llegenda: 1. Població; 2. Riu, embassament; 3. Con de dejecció; 4. Llindar rocós, barra rocosa; 5. Límit de la cubeta de sobreexcavació; 6. Situació dels sondatges elèctrics verticals realitzats; 7. Situació dels perfils transversals i longitudinal representats a la figura V.10.

Geometria de la cubeta

El contacte entre els sediments quaternaris i el substrat rocós paleozoic resistiu s'identifica clarament a partir de les corbes de resistivitat aparent ja que correspon a trams de tipus H que presenten el mínim relatiu característic (vegeu la figura V.9). En el sondeig E-1, situat un quilòmetre al sud de la població d'Esterrí d'Aneu, la profunditat de la cubeta de sobreexcavació és màxima, arribant fins a uns 400 metres. Aquesta profunditat disminueix progressivament en els sondatges realitzats més al sud, arribant a uns 300 metres en el sondeig E-2 i a uns 200 metres en el sondeig E-4.

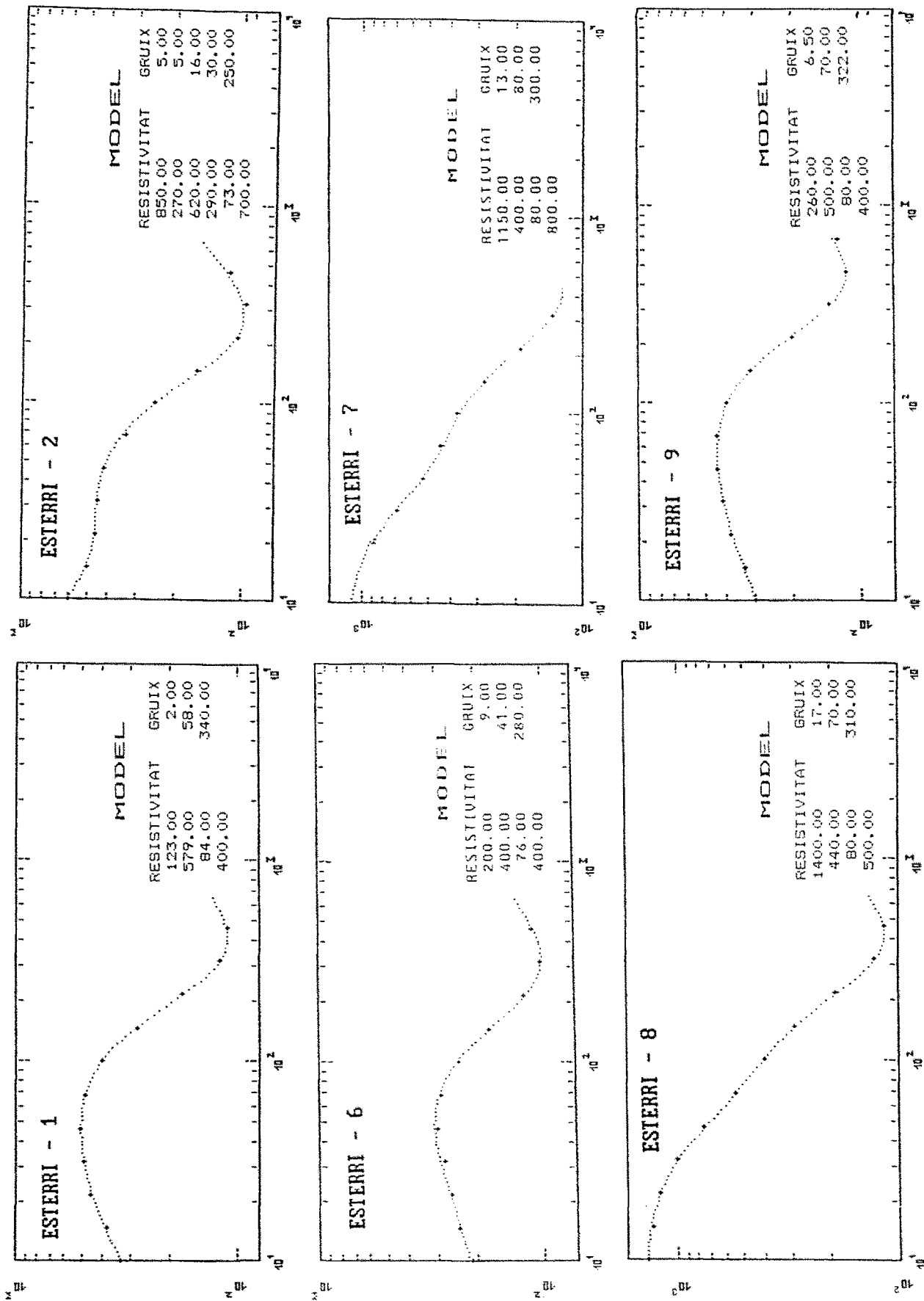
Amb les dades dels sondatges elèctrics verticals s'han realitzat dos perfils transversals i un perfil longitudinal del sector més septentrional de la cubeta d'Esterrí d'Aneu (vegeu la figura V.10), que mostren el perfil típic d'una cubeta de sobreexcavació glacial. Cal remarcar que la cubeta d'Esterrí d'Aneu és la més profunda de totes les cubetes de sobreexcavació glacial estudiades fins ara als Pirineus i, per tant, aquella on l'erosió glacial ha estat màxima. Així, en el punt on s'ha realitzat el sondeig E-1 (aproximadament un quilòmetre al sud de la població d'Esterrí d'Aneu), la base de la cubeta se situa a una alçada d'aproximadament 550 metres sobre el nivell del mar.

El rebliment sedimentari de la cubeta

A la cubeta d'Esterrí d'Aneu, de la mateixa manera que a la resta de cubetes de sobreexcavació glacial estudiades, s'han diferenciat tres unitats geològiques. De base a sostre es diferencien una unitat inferior amb resistivitats baixes, una unitat intermèdia amb resistivitats mitges i una unitat superior amb resistivitats elevades (vegeu la figura V.10).

Unitat inferior

La unitat inferior, situada sobre el substrat rocós paleozoic, presenta valors de resistivitat baixos, compresos entre uns 70-80 $\Omega \cdot m$. La potència d'aquesta unitat és variable, amb un màxim d'uns 350 metres en el sondeig E-1 i un mínim d'uns 250 metres en el sondeig E-2. Tanmateix, aquesta variabilitat és deguda únicament a la diferent potència de tot el conjunt de sediments quaternaris al llarg de la cubeta. Així doncs, en tots els sondatges elèctrics verticals, la unitat inferior representa, aproximadament, d'un 75 a un 85 % del total de la columna sedimentària (vegeu la figura V.10).



LLEGENDA
 RES.AP. = Resistivitats aparents del model. (.....)
 RES.EXP. = Resistivitats aparents experimentals. (+++)

Figura V.9: Corbes de resistivitat aparent dels sondatges elèctrics verticals Esterrí-1, 2, 6, 7, 8 i 9. Les resistivitats s'expressen en $\Omega \cdot m$ i les potències i les distàncies AB/2 s'expressen en metres.

Aquests valors relativament baixos de la resistivitat permeten interpretar la unitat inferior com uns sediments predominantment lutítics amb alguns nivells sorrencs intercalats. Aquests materials correspondrien a la sedimentació pròpia d'un ambient glàcio-lacustre. És important destacar que els valors de la resistivitat de la unitat inferior mesurats a la cubeta d'Esterrí d'Aneu (70-80 $\Omega\cdot m$) són notablement més baixos que els mesurats a les cubetes de Bono (100-200 $\Omega\cdot m$) i Benasc (120-180 $\Omega\cdot m$). Aquest fet pot explicar-se fàcilment si es tenen en compte les dimensions de les cubetes: en una cubeta gran com la d'Esterrí d'Aneu, la influència que té la dinàmica flúvio-torrencial en la sedimentació al centre de la cubeta és menor que en el cas d'una cubeta més petita. Per tant, en la sedimentació rítmica glàcio-lacustre hi haurà menys intercalacions de materials detrítics més grollers, fet que farà disminuir la resistivitat del conjunt sedimentari.

Unitat intermèdia

La unitat intermèdia presenta valors de resistivitat compresos entre 400-600 $\Omega\cdot m$. La potència és bastant variable, entre uns 40 metres (sondeig E-6) i uns 80 metres (sondeig E-7). Les màximes potències s'enregistren en els sondatges situats al sector més septentrional de la cubeta d'Esterrí d'Aneu, així com en els sondatges situats sobre l'actual con de dejecció d'Escalarre (sondatges E-7 i E-8).

La unitat intermèdia pot interpretar-se com una unitat flúvio-deltaica progradant constituïda per sorres, graves i llims. Lògicament, aquesta unitat flúvio-deltaica està més desenvolupada als sectors més proximals de la cubeta d'Esterrí d'Aneu, ja sigui a la desembocadura del riu principal o de les valls tributàries laterals, tal com ho demostren les màximes potències mesurades en aquests sectors.

Unitat superior

La unitat superior, amb una potència variable d'uns 2 a 20 metres, correspon als sediments al·luvials subactuals i actuals (plana al·luvial de la Noguera Pallaresa i cons de dejecció) que afloren en superfície. La unitat superior presenta valors de resistivitat molt diversos en funció del lloc on s'han realitzat els sondatges elèctrics verticals. Així, en els sondatges E-7 i E-8, situats sobre el con de dejecció d'Escalarre, s'han enregistrat els valors màxims de resistivitat, superiors a 1000 $\Omega\cdot m$, que corresponen a materials detrítics molt grollers (blocs, còdols, graves i sorres). En canvi, en els sondatges realitzats sobre la plana al·luvial subactual de la Noguera Pallaresa s'han enregistrat resistivitats més

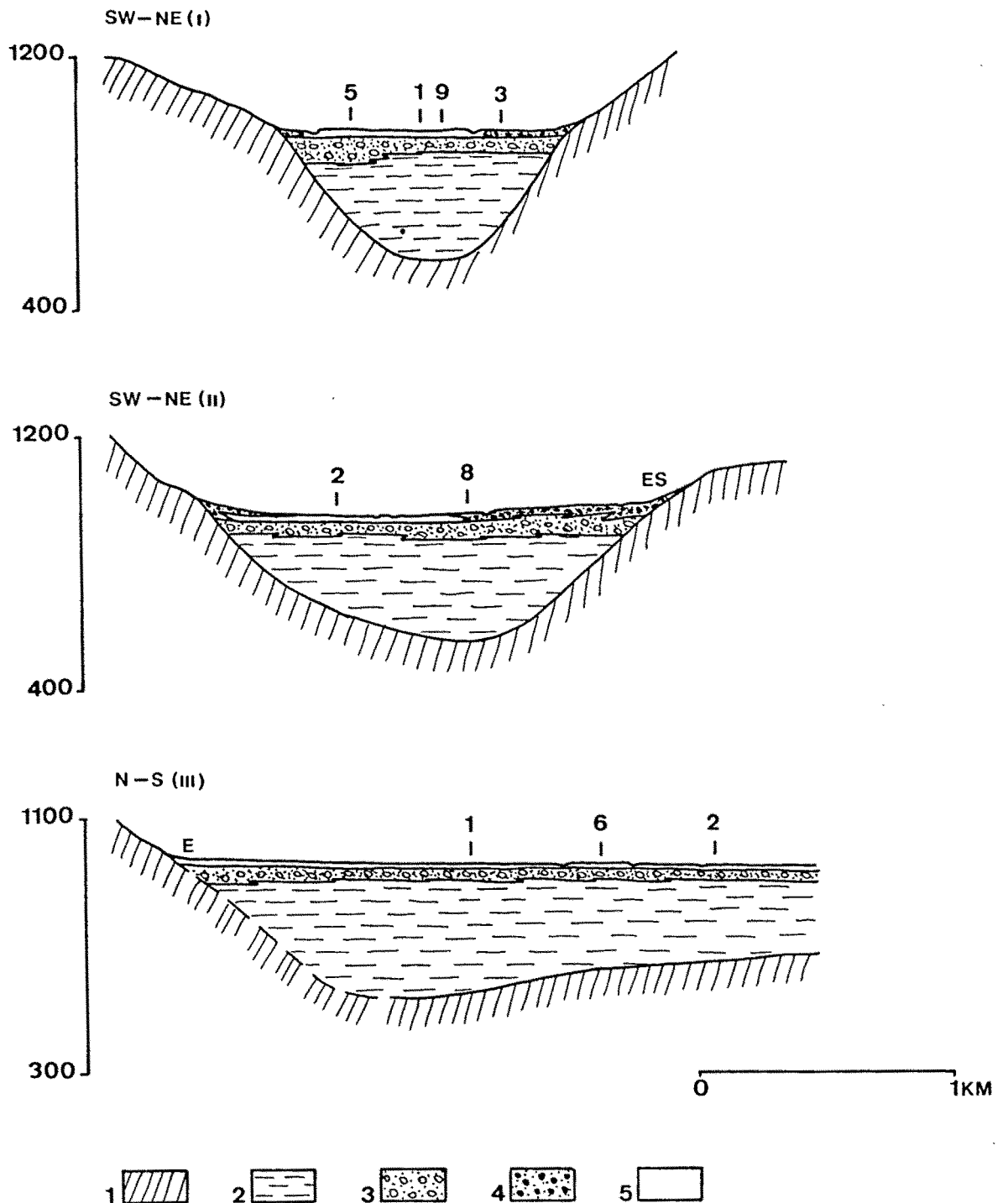


Figura V.10: Perfils geoelectrics transversals (I i II) i longitudinal (parcial) (III) de la cubeta de sobreexcavació glacial d'Esterrí d'Aneu (vegeu la seva situació a la figura V.8). Els perfils transversals no mostren una clara morfologia de vall glacial perquè no són perpendiculars a l'eix de la vall.

Llegenda: 1. Substrat rocós paleozoic resistent; 2. Ritmites glàcio-lacustres amb resistivitats inferiors a $90 \Omega \cdot m$; 3. Dipòsits flúvio-deltaics amb resistivitats compreses entre 400 i $600 \Omega \cdot m$; 4. Cons de dejecció subactuals amb resistivitats superiors a $1000 \Omega \cdot m$; 5. Dipòsits al·luvials subactuals amb resistivitats molt variables.

baixes: uns 120 $\Omega\cdot\text{m}$ (sondeig E-1) i uns 850 $\Omega\cdot\text{m}$ (sondeig E-2) que poden associar-se, respectivament, a llims de decantació en el llit extraordinari de la Noguera Pallaresa i a nivells de graves i sorres amb blocs.

V.3. Trets comuns de les cubetes de sobreexcavació glacial.

En aquest apartat descriuré breument els trets més característics comuns a totes les cubetes de sobreexcavació glacial descrites a l'apartat anterior. Es poden considerar tres elements principals que defineixen les cubetes de sobreexcavació glacial dels Pirineus i als quals cal fer referència en aquest assaig de síntesi:

- Característiques geomorfològiques i situació de les cubetes.
- Geometria de les cubetes: Perfils transversals i perfil longitudinal.
- Rebliment de les cubetes: Les unitats geoelèctriques i la seva interpretació com a litofàcies genètiques.

V.3.1. Característiques geomorfològiques i situació de les cubetes.

Característiques geomorfològiques

Les cubetes de sobreexcavació glacial estudiades presenten unes característiques geomorfològiques comunes, com és ara les dimensions, el tipus de límit, la morfologia dels vessants i els dipòsits quaternaris que els entapissen i les característiques geomorfològiques del fons de la cubeta.

Les cubetes de sobreexcavació glacial descrites a l'apartat anterior constitueixen unes depressions allargades seguint l'eix principal de la vall (vegeu la figura V.1). La longitud màxima és d'ordre quilomètric (entre els 4.5 quilòmetres de la cubeta de Benasc i els 6.5 quilòmetres de la cubeta d'Esterrí d'Aneu) i l'amplada màxima oscil·la entre 600 i 1500 metres. Amb el seu fons gairebé pla, estan limitades als costats per vessants rocosos molt abruptes i, als extrems, per llindars rocosos i/o estrets constituïts per roques resistents. El perfil transversal de la vall és sovint en forma d'obi, encara que els dipòsits que rebleixen la cubeta i que determinen el seu fons pla enmascaren lleugerament aquest perfil típic de vall glacial. Tanmateix, en els perfils transversals de les cubetes on es representa la topografia del substrat

rocós i els dipòsits quaternaris de rebliment (vegeu, per exemple, la figura V.3a), la morfologia en forma de com glacial és evident.

En els vessants que voregen les cubetes, hom troba morrenes laterals i acumulacions de tills fins a uns 500-600 metres per sobre del nivell actual de la vall que indiquen la cota del sostre de la glacera. Amb aquestes dades, i coneixent la profunditat de les cubetes, poden estimar-se les gruixàries màximes de les llengües de glaç, que oscil·len entre 600 i 850 metres. A les parts baixes, els vessants estan coberts sovint per mantells d'esbaldregalls, de vegades en forma de con.

La morfologia i els dipòsits que constitueixen la part més superficial de les cubetes de sobreexcavació són degudes a la dinàmica fluvial i flúvio-torrencial recent. Per una part, cal destacar les planes al·luvials constituïdes per blocs, graves, sorres i llims en les que s'ha encaixat, entre 1 i 3 metres, la llera actual dels rius. Per altra part, en els marges de les cubetes, a la confluència de les valls tributàries amb la vall principal, hi ha importants cons de dejecció formats a expenses de la degradació, per la pròpia dinàmica torrencial, dels dipòsits glacials que cobreixen els vessants.

Situació de les cubetes

La situació de les cubetes de sobreexcavació glacial es pot considerar des de tres punts de vista: la situació altitudinal, la situació respecte a les antigues llengües glacials i la situació respecte a les característiques litoestructurals del substrat rocós.

Les cubetes de sobreexcavació glacial de fons de vall citades en aquest treball se situen a alçades relativament baixes, entre 900 i 1100 metres per sobre del nivell del mar. Un tret característic és la posició que ocupen aquestes cubetes de sobreexcavació respecte a tota la conca glacial: sovint es troben bastant allunyades (entre 10 i 25 quilòmetres) dels circs més importants de la capçalera de la conca glacial, i més properes (entre 5 i 15 quilòmetres) al límit de la màxima extensió assolida per les glaceres durant el darrer màxim glacial (vegeu la figura V.1). Tenint en compte que el límit de neus permanents als Pirineus durant el darrer màxim glacial pot situar-se al voltant dels 2150 metres sobre el nivell del mar (Serrat, 1983), es pot afirmar que aquestes cubetes on la sobreexcavació glacial ha estat màxima estan situades a la zona d'ablació del sistema glacial. Als Alps septentrionals austríacs, les cubetes de sobreexcavació de Salzburg, a la vall del Salzach, i de Gmunden, a la vall del Traun, també se situen a la zona d'ablació, a no gaire distància aigües amunt dels arcs morrènics més externs (van Husen, 1979).

El gran desenvolupament d'aquestes cubetes situades a la zona d'ablació pot ésser degut tant a una major velocitat del flux glacial en aquests sectors, causada per la major quantitat d'aigua subglacial, com a un major contingut d'arrossegalls glacials en el tram final de la glacera. Ambdós factors determinen un increment de la capacitat erosiva de la glacera.

Un altre tret característic és la formació de les cubetes de sobreexcavació glacial allà on es produeix la confluència de llengües glacials tributàries amb la glacera principal. A tall d'exemple es poden citar les cubetes d'Esterrí d'Aneu i de Bono: a la cubeta de Bono conflua la glacera de Llauset amb la glacera de la Noguera Ribagorçana (vegeu la figura VI.2); a la cubeta d'Esterrí d'Aneu confluen les glaceres de la Bonaigua i d'Unarre amb la glacera de la Noguera Pallaresa. De la mateixa manera, la cubeta de Benasc es troba 2.5 quilòmetres aigües avall de l'antiga confluència entre les glaceres d'Estós i de l'Esera. En aquest cas, però, la cubeta no està situada a la mateixa confluència doncs el substrat rocós en aquest sector està constituït per roques molt resistents que configuren una vall força estreta.

Si bé les cubetes de sobreexcavació poden ocupar qualsevol punt al llarg d'una determinada vall glacial, és evident que la sobreacumulació de gel que es produeix en unir-se dues o més glaceres comporta una major capacitat erosiva i, conseqüentment, una sobreexcavació glacial més important. Aquest factor ja ha estat citat per Seiler (1979) en el seu estudi sobre les cubetes de sobreexcavació glacial dels Alps bàvars.

Finalment, cal fer referència al substrat rocós (tant la litologia com l'estructura) com a factor determinant de la situació de les cubetes de sobreexcavació glacial. A totes les cubetes de sobreexcavació estudiades, el substrat rocós està constituït per roques poc resistents (pissarres, esquistos, etc.) en comparació amb les roques que constitueixen els llindars rocosos que delimiten les cubetes (calcàries, quarsites, etc.). Aquest contrast de resistència possibilita una erosió diferencial i una sobreexcavació glacial més intensa en els materials més tous. Tanmateix, també es poden trobar cubetes de sobreexcavació glacial formades sobre materials molt resistents, sempre i quan aquests presentin moltes superfícies de discontinuïtat (diàclasis, estratificació, clivatge, etc.) (Seiler, 1979). Per altra part, Moya i Vilaplana (1992 en premsa), en el seu estudi sobre la neotectònica al marge septentrional del batòlit de La Maladeta (alta conca de l'Esera), fan referència al desenvolupament de cubetes de sobreexcavació glacial, com és el cas de la cubeta de l'Estany de Barrancs, coincidint amb fractures que presenten moviments recents.

Segons Frank (1979), la localització de les cubetes de sobreexcavació glacial està fortament condicionada per la morfologia de les valls preglacials. Els llindars rocosos que delimiten les actuals cubetes de sobreexcavació constitueixen, durant el període preglacial, trams

estrets de la vall. Durant el període glacial, les glaceres, en trobar el seu flux glacial frenat, van augmentar la seva capacitat erosiva aigües amunt del llindar rocós, iniciant-se el procés de sobreexcavació.

V.3.2. La geometria de les cubetes.

Els sondatges elèctrics verticals constitueixen un bon mètode per determinar la profunditat de les cubetes de sobreexcavació i, per tant, la seva geometria. Hi ha un contrast de resistivitats important entre el substrat rocós paleozoic, molt resistiu (uns 1200 $\Omega\cdot m$ determinats directament en el sondeig Benasc-3 realitzat sobre un aflorament rocós), i els sediments quaternaris relativament poc resistius (de 70 a 200 $\Omega\cdot m$) que constitueixen la unitat geoelectrica inferior del reblliment de la cubeta. Per tant, el contacte entre el substrat rocós i els sediments quaternaris que rebleixen la cubeta queda caracteritzat pel tram final de tipus H de les corbes de resistivitat aparent (vegeu les figures V.5 i V.9).

La profunditat màxima de les cubetes estudiades oscil·la entre 150 metres (cubeta de Barruera) i 400 metres (cubeta d'Esterri d'Aneu), fet que demostra la importància de la sobreexcavació glacial. Els resultats obtinguts en els sondatges elèctrics han permès la realització de perfils longitudinals i transversals a les diferents cubetes de sobreexcavació (vegeu les figures V.2, V.3, V.7 i V.10).

Es poden diferenciar dos tipus de cubetes de sobreexcavació en funció de la seva geometria: *cubetes simples*, constituïdes per una única depressió (cubetes de Barruera, Bono i Esterri d'Aneu), i *cubetes compostes* en les que un o més llindars rocosos transversals divideixen la cubeta en diversos sectors (cubeta de Benasc).

Els perfils transversals realitzats a les diverses cubetes mostren que la profunditat és màxima a la part central de la cubeta i que disminueix progressivament cap a les vores de la mateixa. La morfologia de la vall en forma de com glacial resulta també evident (vegeu, a tall d'exemple la figura V.3a).

Els perfils longitudinals de les cubetes de Barruera, Bono i Esterri d'Aneu mostren que la profunditat és màxima al tram mig de la cubeta i que disminueix en direcció als llindars rocosos que la delimiten. Aquest perfil longitudinal resulta un xic més complicat a la cubeta de Benasc degut a l'existència de dos llindars rocosos transversals que divideixen la cubeta en tres sectors: a cada sector, la profunditat és màxima a la part central i disminueix paulatinament en direcció als llindars rocosos que el delimiten. Per altra part, la profunditat

màxima absoluta de la cubeta de Benasc s'assoleix en el sector més septentrional (sector de Benasc) (vegeu la figura V.8).

Els perfils longitudinals i transversals de totes les cubetes estudiades corresponen a perfils de sobreexcavació glacial típics, similars als descrits en diverses cubetes de sobreexcavació dels Alps (Matter *et al.*, 1973; Frank, 1979; van Husen, 1979).

V.3.3. El rebliment sedimentari de les cubetes.

A totes les cubetes estudiades s'han diferenciat tres unitats geoelèctriques: una unitat glàcio-lacustre inferior amb resistivitats baixes, una unitat flúvio-deltaica intermèdia amb resistivitats mitges i una unitat al·luvial superior amb resistivitats altes.

L'atribució d'una litofàcies genètica a cadascuna d'aquestes unitats geoelèctriques s'ha realitzat tenint en compte els valors de resistivitat mesurats i la seqüència teòrica que cal esperar en el rebliment de les cubetes de sobreexcavació. La coincidència entre les litofàcies interpretades en els sondatges elèctrics realitzats al complex del Seminari de Vilaller i les mostres obtingudes en un sondeig mecànic, realitzat amb posterioritat en el mateix punt (vegeu el capítol IV), corrobora la validesa de la interpretació que s'ha efectuat de les corbes de resistivitat aparent obtingudes en els diversos sondatges elèctrics.

La figura V.11 representa la síntesi de les seqüències geoelèctriques obtingudes en tots els sondatges elèctrics verticals realitzats, així com la seva interpretació com a litofàcies genètiques. La columna de la figura V.11 no té escala vertical, doncs únicament representa la potència relativa aproximada de cadascuna de les unitats geoelèctriques respecte la potència total dels sediments quaternaris que rebleixen les cubetes de sobreexcavació.

A continuació descriuré breument les característiques geoelèctriques i la interpretació sedimentària de cadascuna de les unitats diferenciades.

Unitat inferior.

La unitat inferior es troba sobre el substrat rocós paleozoic. Els valors de resistivitat són relativament baixos: 70-80 $\Omega\cdot m$ (cubeta d'Esterrí d'Aneu), 80 $\Omega\cdot m$ (cubeta de Barruera), 120-180 $\Omega\cdot m$ (cubeta de Benasc) i 100-200 $\Omega\cdot m$ (cubeta de Bono). La unitat inferior representa d'un 70 a un 85 % del total de la seqüència sedimentària (vegeu la figura V.11) i les màximes potències d'aquesta unitat s'enregistren sovint als sectors centrals de les cubetes estudiades.

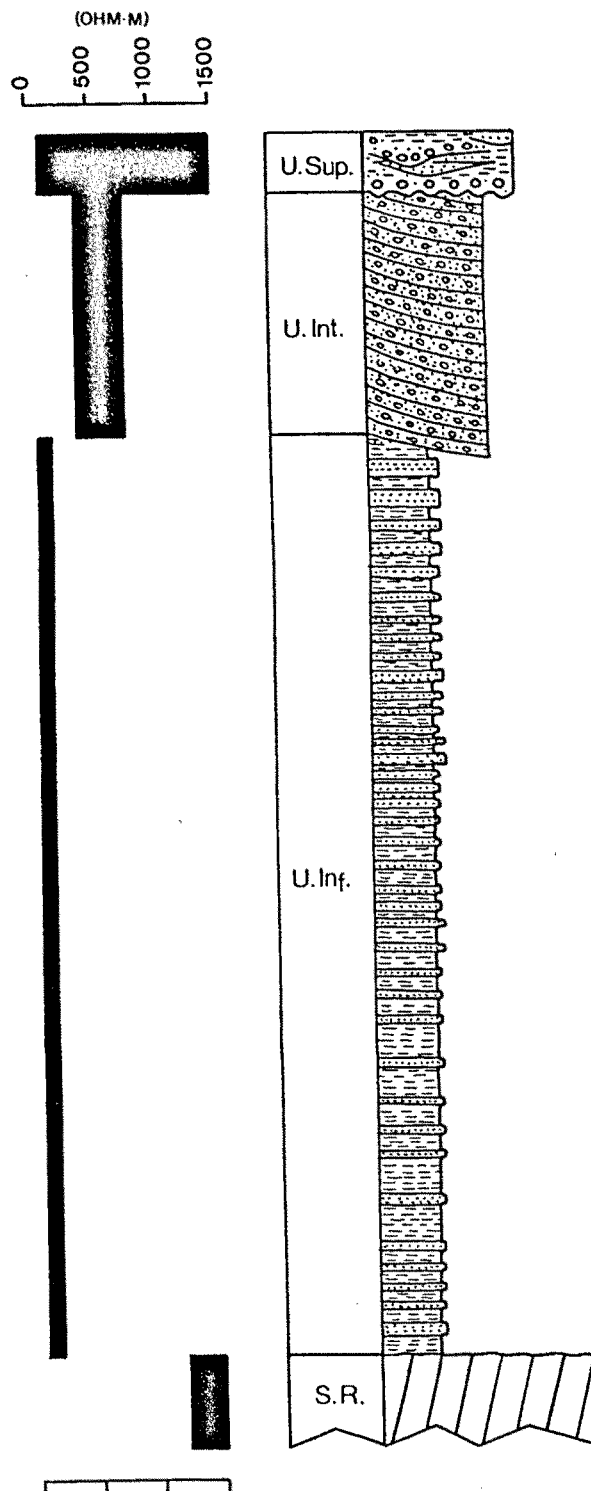


Figura V.11: Columna geolèctrica sintètica de les cubetes de sobreexcavació glacial estudiades amb la interpretació de les litofàcies genètiques corresponents. S'expressa la potència relativa de cadascuna de les unitats geolèctriques respecte la potència total de la seqüència sedimentària que oscil·la, segons les cubetes, entre 150 i 400 metres.

S.R. Substrat rocós paleozoic amb resistivitats superiors a $1200 \Omega \cdot m$.

U.Inf. Unitat geolèctrica inferior, amb resistivitats compreses entre 70 i $200 \Omega \cdot m$, interpretada com a ritmites glàcio-lacustres (lutites i sorres fines) amb intercalacions de nivells detrítics més grollers.

U.Int. Unitat geolèctrica intermèdia, amb resistivitats compreses entre 400 i $800 \Omega \cdot m$, interpretada com a dipòsits flúvio-deltaics (sorres i graves).

U.Sup. Unitat geolèctrica superior, amb resistivitats compreses entre 100 i $1500 \Omega \cdot m$, constituïda pels dipòsits al·luvials i flúvio-torrencials actuals i subactuals.

Hi ha dos fets que cal destacar respecte a la variabilitat de les resistivitats mesurades:

- A la cubeta de Bono s'ha observat una variació longitudinal dels valors de la resistivitat de la unitat inferior: les resistivitats mesurades al tram central de la cubeta (200 $\Omega\cdot m$) són més altes que les mesurades al tram més distal de la mateixa (100 $\Omega\cdot m$), prop del llindar rocós de Forcat.

- Les resistivitats mesurades a la cubeta d'Esterrí d'Aneu, que és la de majors dimensions, i a la cubeta de Barruera, que és la que rep menys aports provinents de torrents laterals, són sensiblement inferiors a les resistivitats mesurades a les cubetes de Bono i Benasc.

La unitat inferior s'interpreta com uns sediments fins, predominantment lutítics, propis d'una sedimentació en un ambient glàcio-lacustre que comença quan alguna part de la cubeta de sobreexcavació queda lliure de gel. Malgrat tot, les resistivitats mesurades (entre 70 i 200 $\Omega\cdot m$) són prou altes com per interpretar també l'existència de nivells detrítics més grollers, sorres (i graves?), intercalats en els sediments fins de la unitat inferior (vegeu la figura V.11).

En un estadi inicial, les cubetes de sobreexcavació constitueixen ambients glàcio-lacustres proglacials en contacte amb la glacera (*ice-marginal lakes dammed by topography*, segons la terminologia d'Ashley, -1988-). Posteriorment, en retirar-se les glaceres aigües amunt de la posició actual de les cubetes de sobreexcavació, aquestes constitueixen ambients glàcio-lacustres distals alimentats principalment per les aigües de fusió de les glaceres (*distal glacier-fed lakes*, segons la terminologia d'Ashley, -1988-).

Els dipòsits de la unitat inferior que ocupen la part central de la cubeta poden estar constituïts per ritmites glàcio-lacustres (alternances de nivells lutítics i sorrencs) que reflexen les variacions temporals en l'entrada de sediments en el llac i en els mecanismes de dispersió dels mateixos. En canvi, a les vores de la cubeta se sedimenten materials més grollers, tant en els deltes (con-deltes) formats a la desembocadura dels diferents cursos d'aigua que alimenten el llac com en els cons d'esbaldregalls que van a parar al llac. També cal considerar les corrents de densitat (*underflows*) que poden afectar la sedimentació a les parts centrals de la cubeta (Ashley, 1975 i 1988; Shaw i Archer, 1978; Sturm i Matter, 1978).

La variabilitat de les resistivitats mesurades a la unitat inferior, en una mateixa cubeta i en cubetes diferents, evidencia una irregular distribució dels sediments més fins doncs, en general, la resistivitat augmenta en incrementar-se el percentatge de sediments detrítics més grollers. Lògicament, a les cubetes de majors dimensions i a les que reben menys aports

provinents de torrents laterals, en general, la proporció de sediments fins serà major i determinarà uns valors de resistivitat de la unitat inferior més baixos. De la mateixa manera, la sedimentació més fina predominarà a la part distal de cadascuna de les cubetes estudiades, on s'enregistren les resistivitats menors.

Unitat intermèdia

La unitat intermèdia se situa sobre les ritmites glàcio-lacustres de la unitat inferior. Presenta resistivitats molt variables, generalment compreses entre 400-800 $\Omega\cdot m$. La potència de la unitat intermèdia representa aproximadament d'un 10 a un 25 % del total de la columna sedimentària (vegeu la figura V.11). Com es pot veure a les figures V.3, V.7 i V.10, la unitat intermèdia està més desenvolupada als marges de les cubetes, prop de les desembocadures del riu principal que alimenta el llac i dels torrents de les valls laterals.

Es interessant remarcar la variabilitat que presenta la resistivitat de la unitat intermèdia en els diversos sondatges elèctrics verticals realitzats en una mateixa cubeta. A la cubeta de Benasc, per exemple, els valors màxims de resistivitat s'enregistren en els sondatges elèctrics situats tant a les parts més proximals de la cubeta com a sobre dels cons de dejecció actuals.

La unitat intermèdia s'interpreta com uns sediments grollers constituïts per sorres, graves i llims, propis d'una dinàmica flúvio-deltaica progradant que representa els darrers episodis del rebliment final de la cubeta de sobreexcavació (vegeu la figura V.11).

La major potència de la unitat intermèdia en els sectors més proximals de la cubeta és deguda, lògicament, al major desenvolupament que presenten els diversos deltes (con-deltes), que poden arribar a ésser coalescents, en els marges de la cubeta. Per altra part, en els marges de la cubeta i en els sectors proximals dels deltes es produeix la sedimentació dels materials més grollers mentre que la sedimentació dels materials més fins queda restringida als sectors central i distal de la cubeta. Aquest fet determina la disminució gradual de la resistivitat de la unitat intermèdia des dels marges de la cubeta cap el sector central de la mateixa.

Unitat superior

La unitat superior està constituïda pels sediments al·luvials actuals i subactuals que afloren en superfície a les diverses cubetes de sobreexcavació glacial estudiades. Les resistivitats d'aquesta unitat són extremadament variables, de 100 a 1500 $\Omega\cdot m$. La potència de la unitat superior varia de 1 a 20 metres degut, probablement, a un contacte erosiu amb la

unitat flúvio-deltaica intermèdia. Tanmateix, la potència de la unitat superior representa, com a màxim, un 5 % del total de la columna sedimentària del rebliment de la cubeta (vegeu la figura V.11).

El valor de resistivitat mesurat depèn del lloc on es realitza el sondeig elèctric. Les resistivitats més baixes, de poc més de 100 $\Omega\cdot m$, corresponen a nivells llimosos del llit d'inundació extraordinari de la vall principal. Les resistivitats de l'ordre d'alguns centenars d' $\Omega\cdot m$ corresponen als dipòsits de la plana al·luvial constituïts per còdols, graves, sorres i llims amb blocs. Finalment, les resistivitats més altes, de 1100 a 1500 $\Omega\cdot m$, corresponen als dipòsits grollers dels cons de dejecció flúvio-torrencials, constituïts per blocs, còdols, graves, sorres i llims. Es en aquests cons de dejecció on també s'enregistren les màximes potències de la unitat superior.

V.4. El registre sedimentari de les cubetes de sobreexcavació glacial.

Fins el moment no s'ha realitzat cap sondeig mecànic a les cubetes de sobreexcavació glacial descrites en aquest treball que permeti determinar amb exactitud la seva seqüència sedimentària. Es coneixen, però, els registres sedimentaris de diversos estanys que ocupen cubetes de sobreexcavació glacial en altitud: l'Estany de Llauset (2132 metres), a l'alta conca de la Noguera Ribagorçana; l'Ibón de las Ranas (2092 metres), a l'alta conca del riu Aragón i l'Ibón de Tramacastilla (1668 metres), a l'alta conca del riu Gállego.

L'Estany de Llauset ocupa una cubeta de sobreexcavació glacial de fons de vall a elevada altitud i es disposa d'una columna sedimentària obtinguda mitjançant una excavació i un sondeig mecànic (Vilaplana, 1983 a; Vilaplana *et al.*, 1983 i 1989). L'Ibón de las Ranas ocupa una cubeta de sobreexcavació de fons de circ on s'ha realitzat un sondeig mecànic que ha permès determinar la seqüència sedimentària (Montserrat Martí, 1991).

Descriuré breument ambdues seqüències abans d'exposar l'evolució sedimentària i el tipus de rebliment que cal esperar en les cubetes de sobreexcavació glacial de fons de vall estudiades en el present treball. Finalment compararé la seqüència obtinguda en els sondatges elèctrics amb les dades del model sedimentari, tot analitzant les similituds i les causes que permeten explicar les diferències.

V.4.1. Les seqüències sedimentàries en els estanys d'altitud.

Tant l'Estany de Llauset com l'lbón de las Ranas ocupen cubetes de sobreexcavació glacial de dimensions molt més reduïdes (extensió d'ordre hectomètric i profunditat d'ordre decamètric) que les de les cubetes de Barruera, Bono, Benasc i Esterri d'Aneu (extensió quilomètrica i profunditat hectomètrica). Per tant, les seqüències sedimentàries d'aquests estanys constitueixen únicament una primera aproximació a la seqüència teòrica que cal esperar en el rebliment de les grans cubetes de sobreexcavació estudiades en aquest treball.

L'Estany de Llauset (2132 metres)

L'Estany de Llauset, situat a 2132 metres d'alçada a la vall de Llauset (conca de la Noguera Ribagorçana), ocupa una cubeta de sobreexcavació glacial de fons de vall a elevada altitud. La dessecació i excavació de l'estany de cara a la construcció de l'actual embassament de Llauset va possibilitar el mostreig dels sediments i la realització d'un sondeig mecànic. Vilaplana (1983 a) i Vilaplana *et al.* (1983 i 1989) descriuen la seqüència sedimentària de l'Estany de Llauset (vegeu la figura V.12) que, de base a sostre, està constituïda per:

- Unitat basal (Tram beige inferior): fangs lutítics de color beige amb laminació paral·lela i nivells sorrencs intercalats. Els *dropstones* són freqüents. Aquesta unitat correspon a la sedimentació en un ambient glàcio-lacustre proglacial durant els darrers episodis de la deglaciació.

- Unitat intermèdia (Tram groc mig): fangs lutítics de color groc amb laminació paral·lela i alguns *dropstones*. La fracció fina està constituïda per òxids i hidròxids de ferro. Aquesta unitat correspon a una sedimentació química en condicions climàtiques fredes i seques característiques del període tardiglacial.

- Unitat superior (Tram negre superior): llims de color negre amb alguns nivells sorrencs. El contingut bioclàstic (diatomees) és molt important. Aquesta unitat correspon a la sedimentació lacustre durant el període postglacial Holocè.

Aquestes tres unitats corresponen a la sedimentació en el centre de la cubeta i estan recobertes per una acumulació deltaica progradant situada a la part proximal de la cubeta de Llauset. Per altra part, en els marges de la cubeta cal considerar també l'existència dels cons d'esbaldregalls, la sedimentació dels quals ha estat sincrònica amb la de les altres unitats diferenciades.

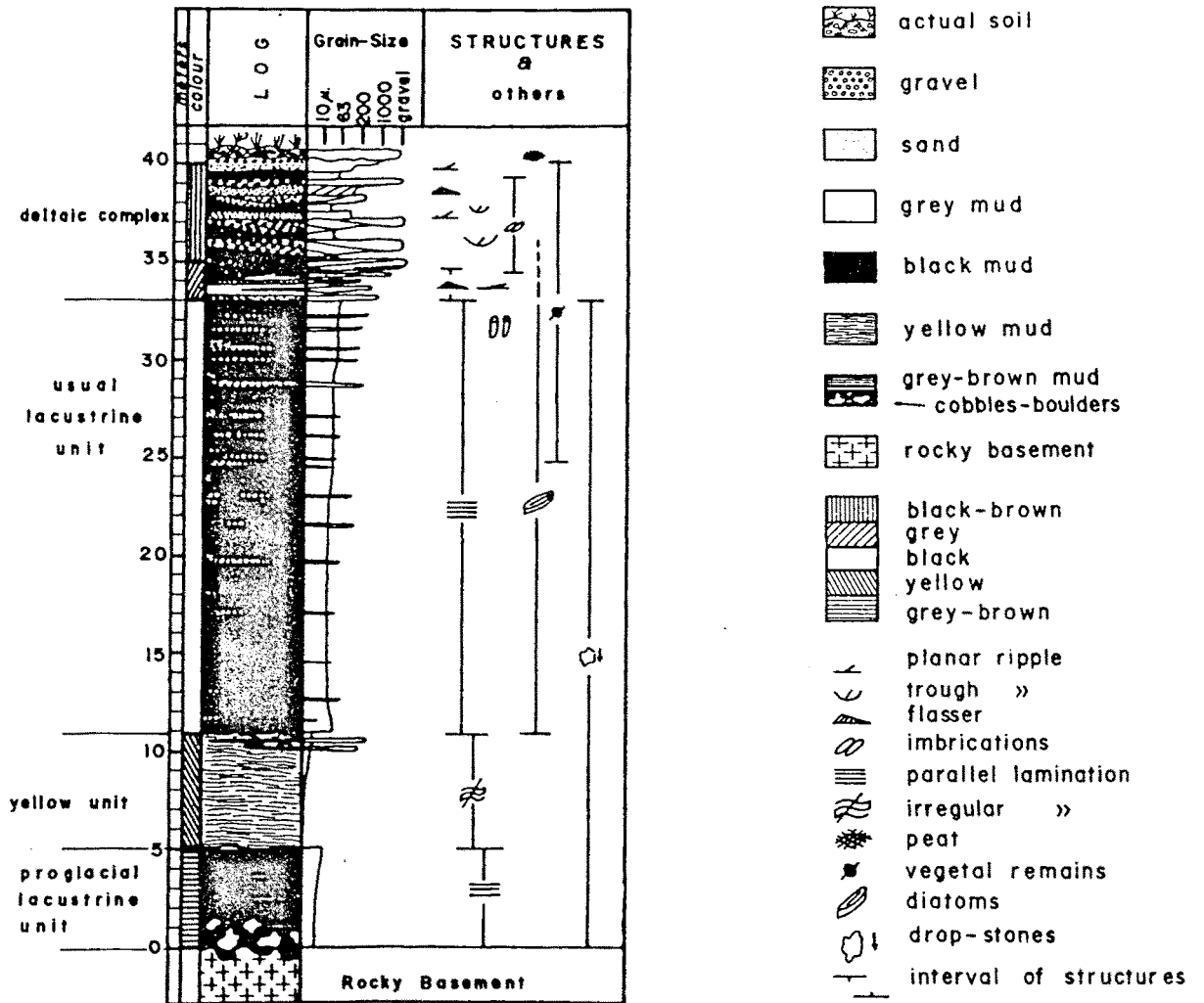


Figura V.12: Columna estratigràfica sintètica de la seqüència de l'Estany de Llauset (2132 metres), a l'alta conca de la Noguera Ribagorçana (segons Vilaplana *et al.*, 1983).

L'Ibón de las Ranas (2092 metres)

L'Ibón de las Ranas, situat a 2092 metres d'alçada a la capçalera del riu Aragón, ocupa una cubeta de sobreexcavació glacial de fons de circ. La realització d'un sondeig mecànic ha permès a Montserrat Martí (1991) establir la seqüència sedimentària d'aquest estany (vegeu la figura V.13) que, de base a sostre, està constituïda per:

- Unitat inferior: sorres i graves en contacte amb el till basal que ocupa el fons de la cubeta. Aquesta unitat correspon a la sedimentació en un ambient glàcio-lacustre proglacial.
- Unitat intermèdia: argiles blaves, diferenciant-se un tram massiu i un tram laminat. Aquesta unitat correspon a la sedimentació en el trànsit d'un ambient glàcio-lacustre distal a un ambient lacustre sense influència glacial.
- Unitat superior: sediments lacustres orgànics (*Gyttja*). Aquesta unitat correspon a la sedimentació en un ambient lacustre durant el període postglacial Holocè.

El Ibón de las Ranas, 2092 m

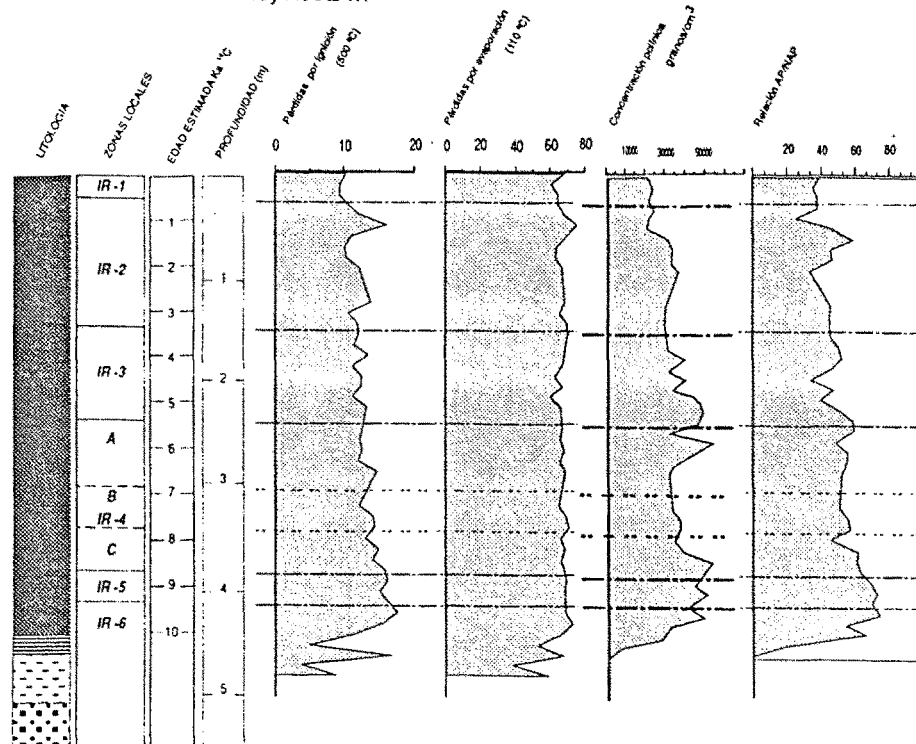


Figura V.13: El registre sedimentari de l'Ibón de las Ranas (2092 metres), a l'alta conca del riu Aragón (segons Montserrat Martí, 1991): biozonació, cronologia i característiques dels sediments.

V.4.2. L'evolució de les cubetes de sobreexcavació glacial de fons de vall.

En l'evolució d'una cubeta de sobreexcavació com les estudiades en el present treball es poden diferenciar diverses etapes amb una sedimentació característica per cadascuna d'elles:

1. Etapa de formació de la cubeta (figura V.14): Durant el moment de màxim enllaçament es produeix la sobreexcavació de la cubeta.

2. Etapa de cubeta glàcio-lacustre proglacial (figura V.15): Durant la deglaciació, la glacera retrocedeix un xic aigües amunt del llindar rocós que tanca la cubeta i les aigües de fusió alimenten un llac proglacial en contacte amb la glacera. Aquesta etapa, relativament curta, dura mentre la llengua glacial ocupa parcialment la cubeta de sobreexcavació.

3. Etapa de cubeta glàcio-lacustre distal (figura V.16): La glacera deixa totalment descoberta la cubeta de sobreexcavació que constitueix un llac distal alimentat principalment per les aigües de fusió de la glacera.

4. Etapa de cubeta lacustre (figura V.18): La glacera queda confinada a les parts altes de la conca (o pot fins i tot desaparèixer), de manera que la influència de la glacera tant en l'alimentació del llac com en el rebliment sedimentari és nul·la. Aquesta etapa, relativament llarga, acaba amb el rebliment total de la cubeta.

5. Etapa al·luvial recent (figura V.19): La superfície de la cubeta de sobreexcavació, totalment reblerta de sediments, constitueix la plana al·luvial subactual i actual.

Seguidament descriuré d'una manera breu les característiques de cadascuna d'aquestes etapes, tot indicant els principals processos sedimentaris i els dipòsits resultants.

1. Etapa de formació de la cubeta

Durant el màxim glacial, allà on hi ha una sobreacumulació de gel deguda a la confluència de dues o més glaceres i just darrera d'un llindar rocós constituït per roques

resistents, la capacitat erosiva de la glacera és màxima. Com a resultat es forma una cubeta de sobreexcavació glacial (vegeu la figura V.14). La cubeta de sobreexcavació glacial té una longitud d'uns pocs quilòmetres i una profunditat d'alguns centenars de metres.

Durant aquesta etapa es produeix també la sedimentació de dipòsits glacials (cordons morrènics laterals) en els marges de la glacera. Segons Schlüchter (1979), a les cubetes de sobreexcavació dels Alps es pot diferenciar una primera fase d'erosió seguida d'una fase de sedimentació de tills en el fons de la vall. Per aquest motiu, en el perfil longitudinal de la figura V.14 es representen uns dipòsits glacials (en negre) que no han de presentar, necessàriament, una gran continuïtat lateral. Aquests tills podrien correspondre tant a tills subglacials de fusió com d'acreció (*lodgement tills*).

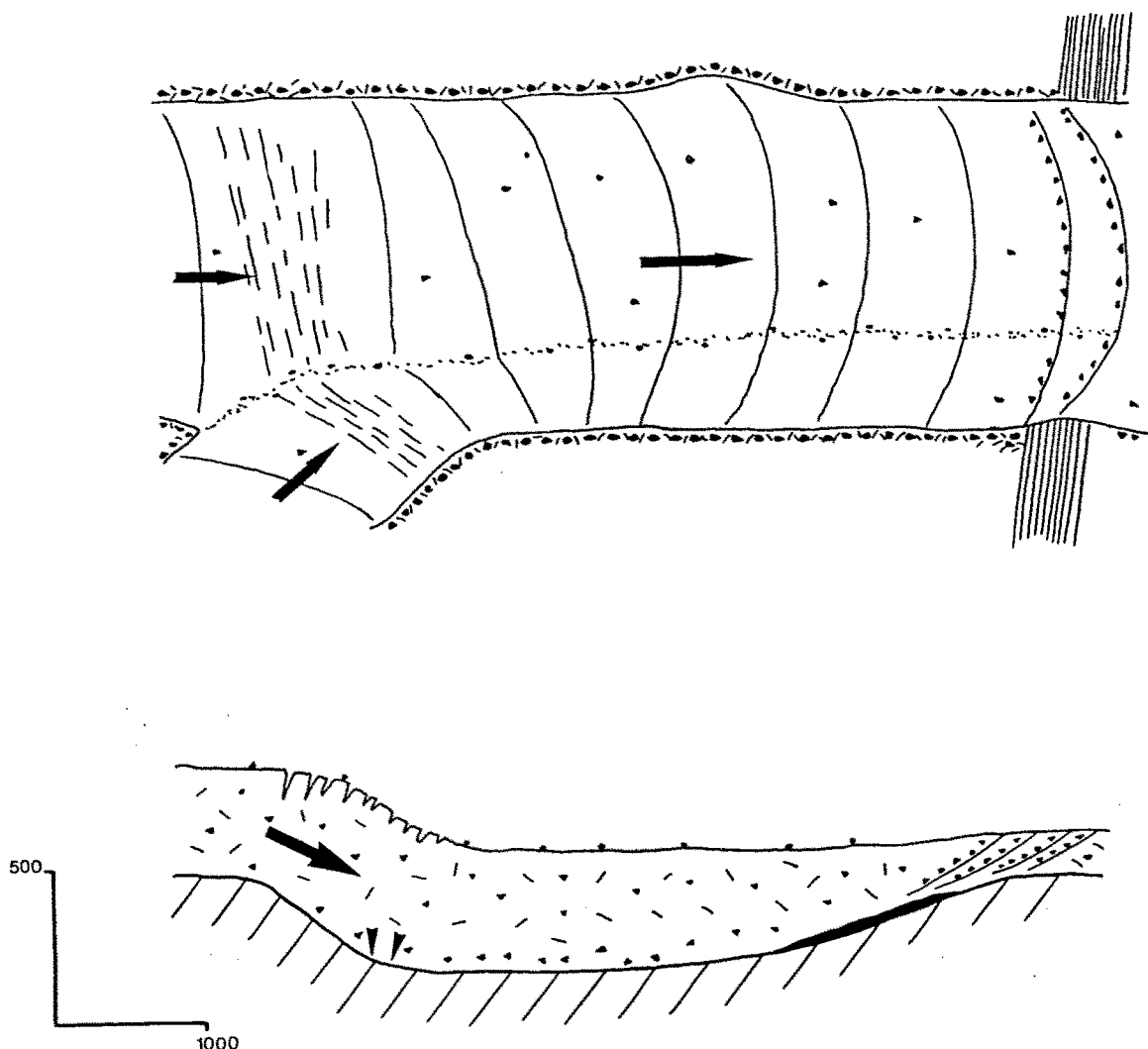


Figura V.14: Reconstrucció paleogeogràfica i perfil longitudinal d'una cubeta de sobreexcavació glacial durant l'anomenada *Etapa de formació de la cubeta* (vegeu l'explicació en el text).

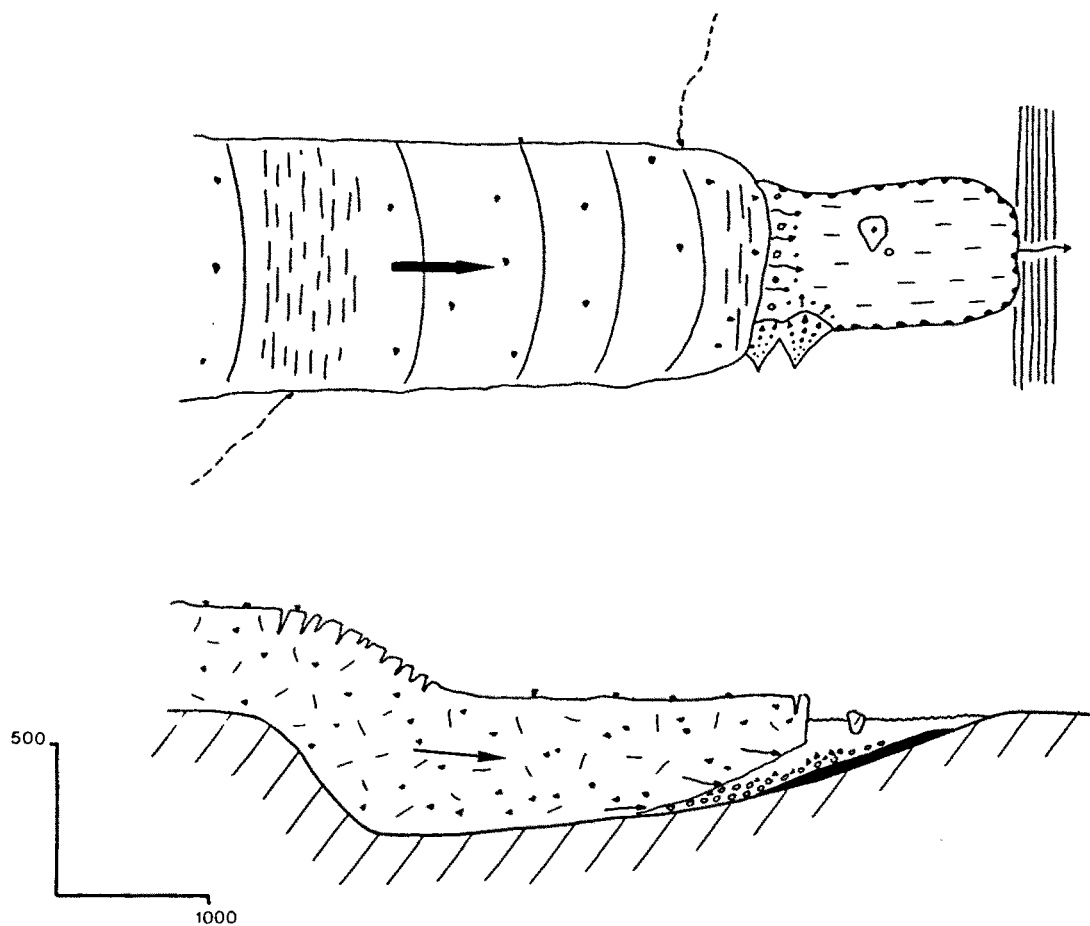


Figura V.15: Reconstrucció paleogeogràfica i perfil longitudinal d'una cubeta de sobreexcavació glacial durant l'anomenada *Etapa de cubeta glàcio-lacustre proglacial* (vegeu l'explicació en el text).

2. Etapa de cubeta glàcio-lacustre proglacial

Durant la deglaciació, la glacera retrocedeix aigües amunt del llindar rocós que tanca la cubeta i deixa al descobert, d'una forma més o menys gradual, sectors cada vegada més extensos de la cubeta de sobreexcavació. D'aquesta manera, les aigües de fusió de la glacera alimenten un llac proglacial que es troba en contacte amb la glacera (vegeu la figura V.15). Aquesta segona etapa acaba quan la glacera deixa totalment al descobert la cubeta de sobreexcavació i, per tant, deixa d'estar en contacte amb les aigües del llac. La durada d'aquesta etapa pot ésser bastant curta (algun centenar d'anys) si es considera el retrocés anual que pot experimentar una glacera que té el seu front en un llac. Només a tall d'exemple es pot citar el retrocés d'aproximadament 2 quilòmetres en un període de 30 anys (1937-1967) que s'ha mesurat a la glacera de Nigardsbreen (Noruega), al front de la qual es troba el llac de Nigardsvatnet (Østrem, 1975). Com es pot veure a la figura V.15, durant aquesta fase també hi ha con-deltes i cons d'esbaldregalls que afecten en gran mesura la sedimentació en els marges de la cubeta.

Segons Eyles i Menzies (1983), la sedimentació en ambients subaquàtics propers al marge d'una glacera, ja sigui flotant o en contacte amb el substrat, és molt complexa i està caracteritzada per l'acumulació ràpida de tills subaquàtics (*waterlain tills*), dipòsits d'*outwash*, *flow-tills* i *dropstones* de material supraglacial i englacial. Les aigües de fusió, carregades de sediments, entren al llac provinents de corrents subglacials, englacials i supraglacials i formen sovint corrents de densitat (Gustavson, 1975). Els corrents subglacials poden formar *eskers* subaquàtics (Banerjee i McDonald, 1975) o acumulacions de materials grollers en forma de con anomenades *subaqueous outwash* (Rust i Romanelli, 1975). També cal considerar la possible existència d'importants masses de gel mort al fons de la cubeta (Shaw i Archer, 1979).

Les litofàcies característiques d'un ambient glàcio-lacustre proglacial, en contacte amb la glacera, com el descrit són diamictons, graves massives o mal estratificades, sorres amb laminació paral·lela i creuada, *dropstones* i llims i argiles laminades (Ashley, 1988).

3. Etapa de cubeta glàcio-lacustre distal

Amb el progressiu retrocés de la glacera, la cubeta de sobreexcavació glacial queda totalment descoberta de glaç i constitueix un ambient glàcio-lacustre distal alimentat principalment per les aigües de fusió de la glacera (vegeu la figura V.16). Aquesta situació es manté mentre la glacera té una influència rellevant en l'aport d'aigua i de sediments a la cubeta. Al mateix temps, durant aquesta etapa, segueix la sedimentació en els con-deltaes i els cons d'esbaldregalls que voregen la cubeta.

Segons Mathews (1956), les cubetes glàcio-lacustres distals acostumen a presentar una acusada estratificació tèrmica i de sediments. La densitat de les aigües de fusió glacial i de les aigües torrencials que nodreixen el llac pot ésser superior (hiperpícnica), igual (homopícnica) o inferior (hipopícnica) a la densitat de les aigües del llac. Així, els corrents que entren al llac donen lloc, respectivament, a corrents profunds de densitat o de terbolesa (*underflows*), corrents subsuperficials (*interflows*) o corrents superficials (*overflows*) (Bates, 1953; Sturm i Matter, 1978) (vegeu la figura V.17a).

Evidentment, quan la glacera està molt propera a la cubeta, les aigües de fusió que arriben al llac tenen una càrrega sòlida molt important i, consegüentment, una densitat elevada. En aquestes condicions, les corrents de densitat o terbolesa són força freqüents i poden afectar fins i tot la sedimentació a les parts centrals de la cubeta.

Durant aquesta etapa es construeix un delta principal a la part proximal de la cubeta. Els primers *fore-sets*, formats quan la glacera està gairebé en contacte amb el llac, estan constituïts per sediments molt grollers (còdols, graves i sorres). Posteriorment, amb el progressiu retrocés de la glacera, el material més groller és sedimentat a la plana d'*outwash* situada aigües amunt de la cubeta glàcio-lacustre, de manera que els *fore-sets* estan constituïts per sediments menys grollers (graves i sorres). Els sediments que constitueixen els *bottom-sets* són generalment fins, transportats en suspensió lluny de l'entrada dels corrents que nodreixen el llac, tot i que també es poden trobar nivells més grollers caiguts del front deltaic (Allen, 1968).

En el centre de la cubeta, els sediments rítmics constituïts per materials fins poden presentar intercalacions de nivells més grollers, sorrencs, producte de corrents de densitat o torbolesa, formats al peu del delta principal o dels petits con-deltaes dels marges, que poden afectar tota la cubeta (Ashley, 1975; Shaw i Archer, 1978; Sturm i Matter, 1978; Lambert i Hsü, 1979) (vegeu la figura V.17b).

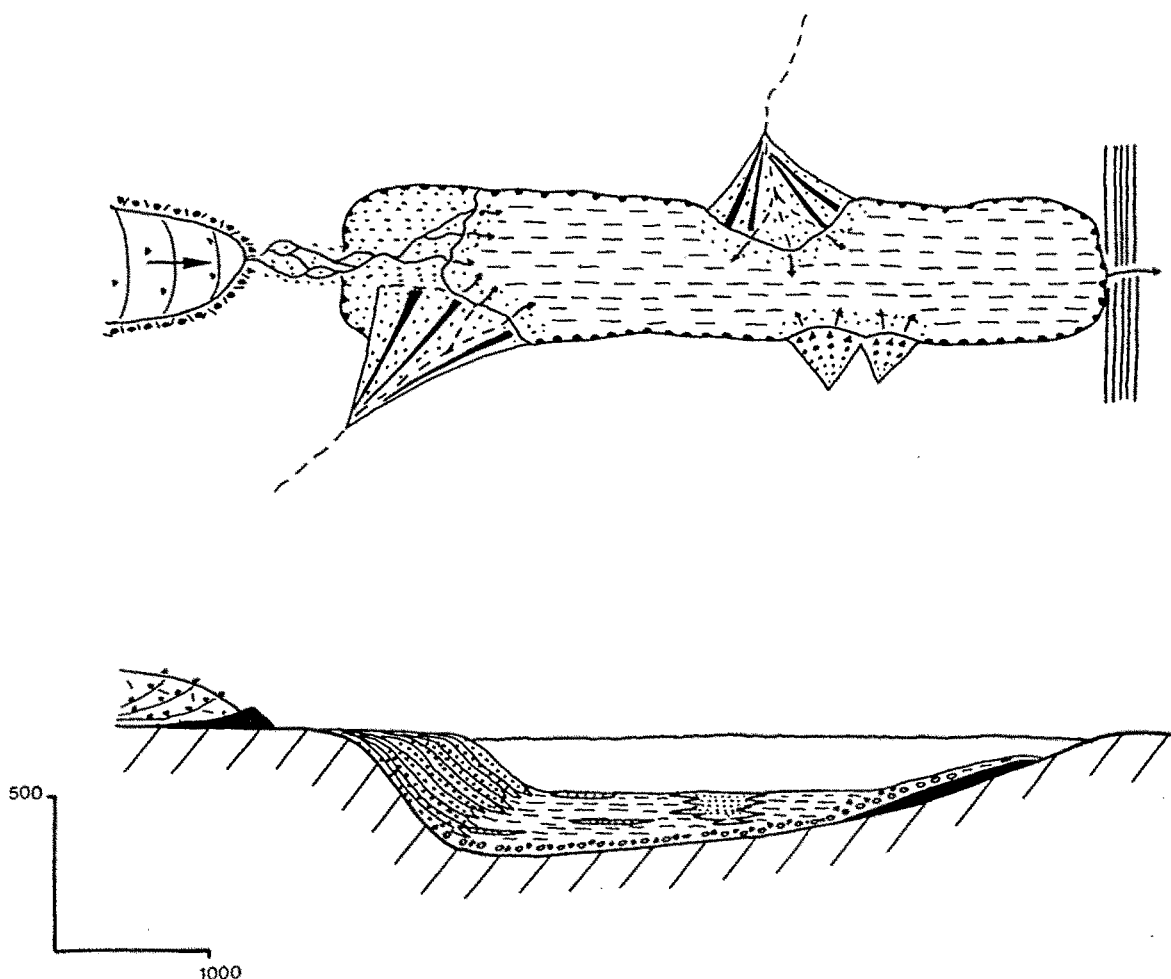
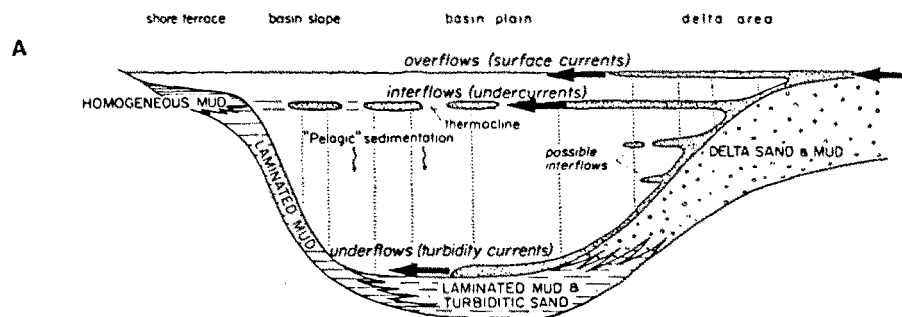
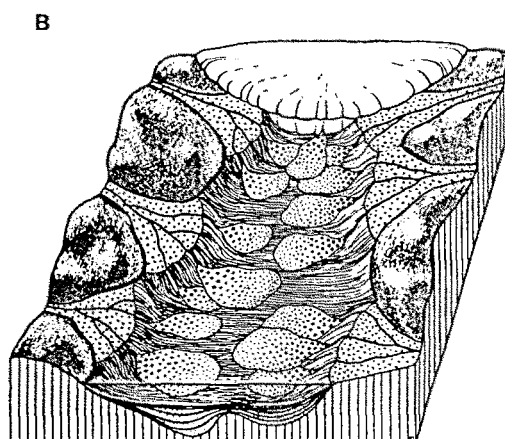


Figura V.16: Reconstrucció paleogeogràfica i perfil longitudinal d'una cubeta de sobreexcavació glacial durant l'anomenada *Etapa de cubeta glàcio-lacustre distal* (vegeu l'explicació en el text).



Distribution mechanisms and resulting sediment types proposed for clastic sedimentation in oligotrophic lakes with annual thermal stratification. Note that hypothetical shore terrace is situated higher than depth of thermocline. Width of basin and sediment thickness are not to scale.



The density underflow pattern suggested here is for a portion of one summer. During the rest of the summer and in succeeding years, fans would continue to overlap and interfinger with each other.

Figura V.17:

A. Mecanismes de distribució i tipus de sediments resultants en llacs oligotròfics amb estratificació tèrmica anual (segons Sturm i Matter, 1978).

B. Distribució dels corrents de densitat en una cubeta glàcio-lacustre proglacial (segons Ashley, 1975). El mateix model, sense la glacera en contacte amb el llac és aplicable també en el cas d'una cubeta glàcio-lacustre distal o d'una cubeta lacustre.

4. Etapa de cubeta lacustre

Amb la glacera confinada a les parts més altes de la conca, o fins i tot sense cap glacera a la conca, continua la sedimentació fins el total rebliment del llac que ocupa la cubeta de sobreexcavació glacial. L'aport de sediments des dels marges de la cubeta és també molt important durant aquesta etapa (vegeu la figura V.18). El trànsit de l'etapa de cubeta glàcio-lacustre distal a l'etapa de cubeta lacustre és gradual doncs, amb el progressiu retrocés de la glacera, la influència d'aquesta tant en l'aport d'aigües de fusió com de sediments és cada cop menor.

Els processos sedimentaris són similars als de l'etapa anterior doncs continua la sedimentació deltaica progradant: els *fore-sets* estan constituïts per sorres i graves; els *bottom-sets* estan constituïts per sediments rítmics lacustres. Durant aquesta etapa també es produeixen corrents de terbolesa que aporten sediments detrítics més grollers al centre de la cubeta. Així doncs, al llarg de l'etapa de cubeta lacustre, tant l'extensió del llac com la gruixària de la làmina d'aigua es redueixen progressivament.

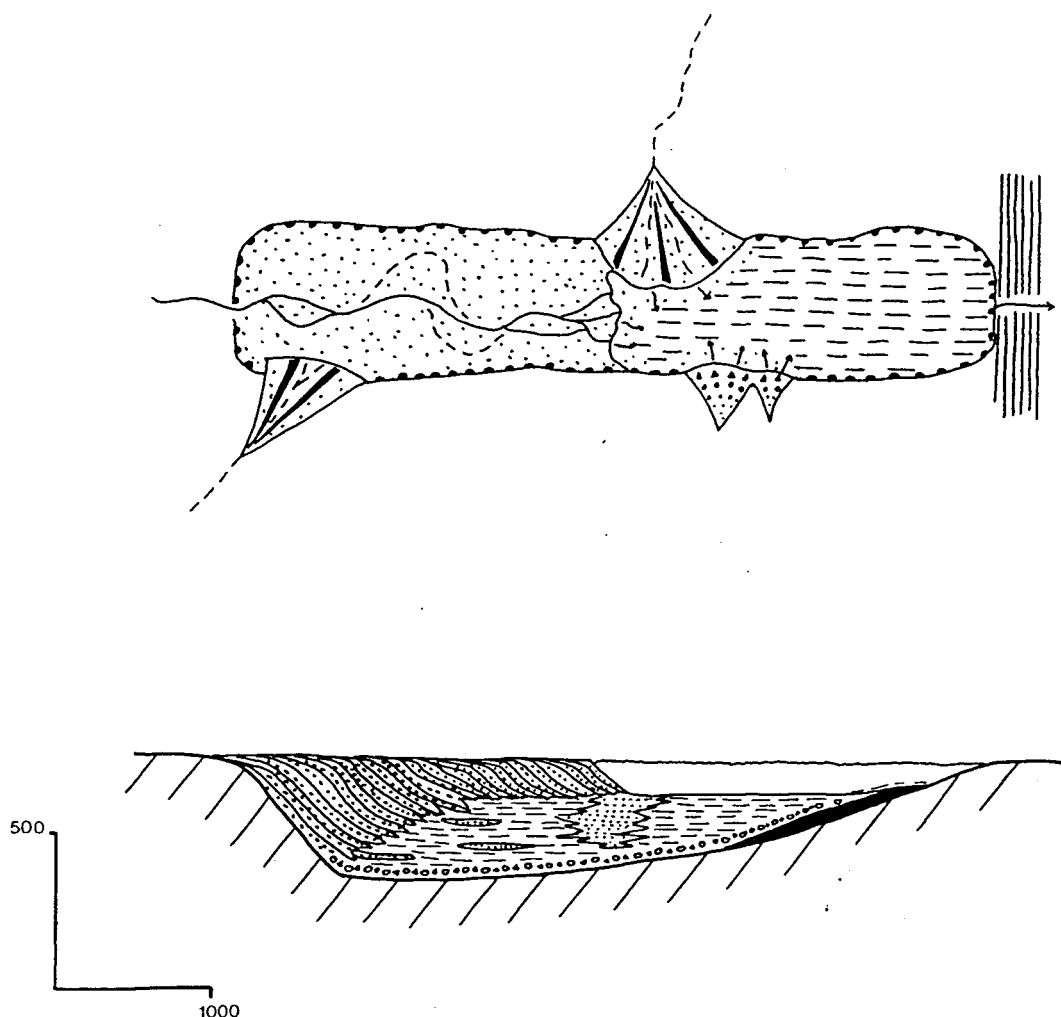


Figura V.18: Reconstrucció paleogeogràfica i perfil longitudinal d'una cubeta de sobreexcavació glacial durant l'anomenada *Etapa de cubeta lacustre* (vegeu l'explicació en el text).

Gràcies a la millora climàtica durant el període postglacial Holocè, la sedimentació orgànica (*gyttja*) és molt important en els darrers episodis del reblliment del llac, sempre i quan el règim hidrològic ho permeti. Fins i tot, en alguns indrets amb la circulació d'aigua força restringida es pot arribar a formar una turbera en l'estadi final abans de la desaparició del llac.

5. Etapa al·luvial recent

Un cop desapareix el llac que ocupa la cubeta de sobreexcavació glacial, degut al seu total reblliment sedimentari, les dinàmiques fluvial i flúvio-torrencial (vegeu la figura V.19), tant a la plana al·luvial del fons de la vall com als cons de dejecció, situats a la confluència de les valls tributàries amb la vall principal, són les responsables de la sedimentació de blocs, còdols, graves, sorres i llims. Aquests sediments corresponents a l'etapa al·luvial recent (actual i subactual) són els únics que afluïren actualment i els que configuren la morfologia superficial (plana al·luvial i cons de dejecció) de les cubetes de sobreexcavació glacial estudiades.

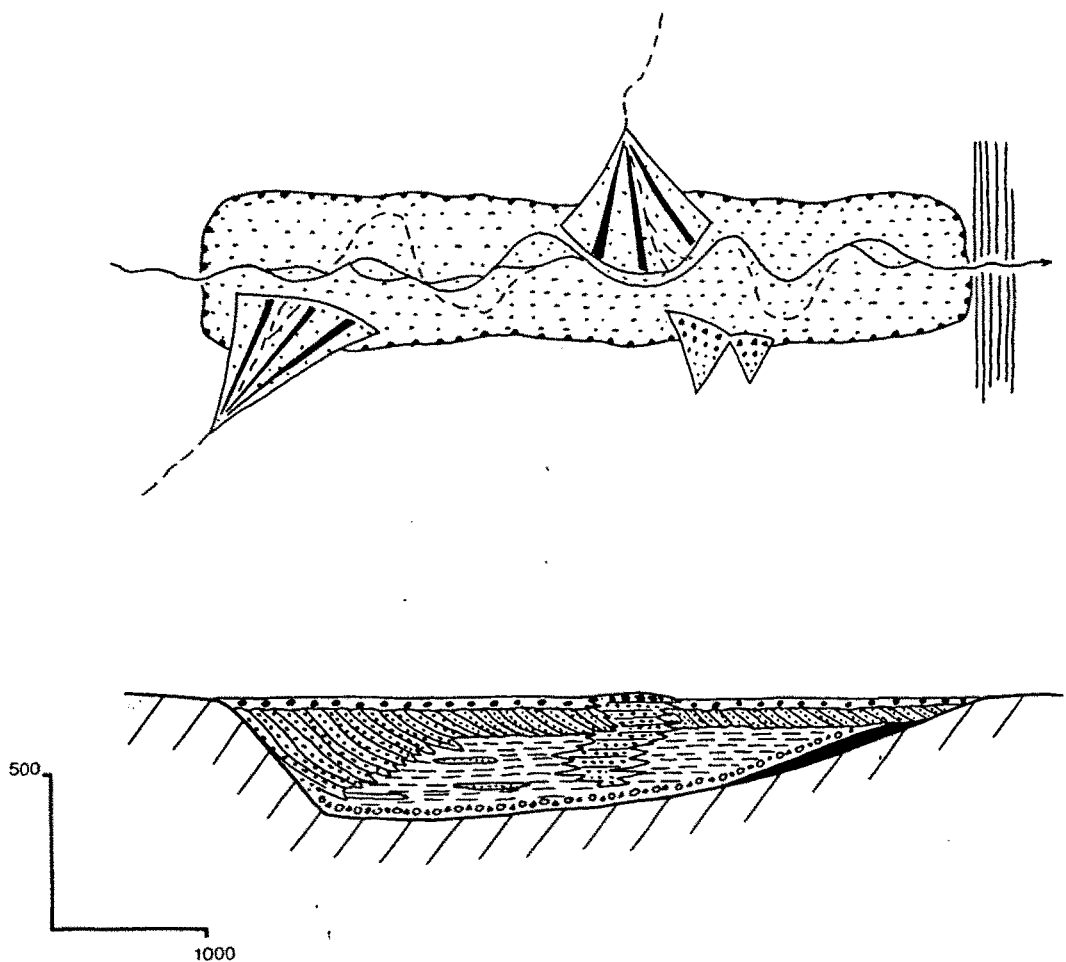


Figura V.19: Reconstrucció paleogeogràfica i perfil longitudinal d'una cubeta de sobreexcavació glacial durant l'anomenada *Etapa al·luvial recent* (vegeu l'explicació en el text).

V.4.3. Consideracions finals.

Les unitats geolèctriques diferenciades en els sondatges elèctrics verticals (vegeu l'apartat V.3.3 i la figura V.11) i la seva interpretació com a litofàcies genètiques s'aproximen en gran mesura a la seqüència que caldria esperar en el rebliment d'una cubeta de sobreexcavació glacial atenent a les etapes que s'han descrit a l'apartat anterior i que es resumeixen a la figura V.20:

La unitat geolèctrica superior amb resistivitats elevades correspon, sense cap mena de dubte, als dipòsits al·luvials actuals i subactuals formats durant l'anomenada Etapa al·luvial recent.

La unitat geolèctrica intermèdia amb resistivitats mitges correspon als nivells detrítics grollers (graves i sorres amb llims) pròpis de la sedimentació flúvio-deltaica proximal (*fore-sets*) que té lloc durant les anomenades Etapa de cubeta glàcio-lacustre distal i Etapa de cubeta lacustre.

La unitat geolèctrica inferior amb resistivitats relativament baixes correspon als materials fins (lutites i sorres fines) que constitueixen els *bottom-sets* en el centre de la cubeta, sedimentats també durant les Etapes de cubeta glàcio-lacustre distal i de cubeta lacustre. Els valors de resistivitat mesurats, força elevats si es comparen amb els que correspondrien a unes lutites pures, demostren l'existència d'intercalacions de materials detrítics més grollers en les ritmites del centre de la cubeta degudes, probablement, als corrents de densitat o terbolesa (*turbidites lacustres*).

Cal destacar que en cap dels sondatges elèctrics realitzats s'ha detectat una unitat basal, en contacte amb el substrat rocós, que pugui associar-se als possibles tills sedimentats durant l'Etapa de formació de la cubeta o als dipòsits grollers (tills, *outwash* subaquàtic, etc.) característics de l'Etapa de cubeta glàcio-lacustre proglacial.

Podem proposar dues hipòtesis per explicar aquesta manca de correspondència entre la seqüència d'unitats geolèctriques obtinguda (vegeu la figura V.11) i la seqüència sedimentària teòrica:

- Que manquin, a les cubetes de sobreexcavació glacial estudiades, els tills i els dipòsits grollers característics de l'Etapa de formació de la cubeta i de l'Etapa de cubeta glàcio-lacustre proglacial.

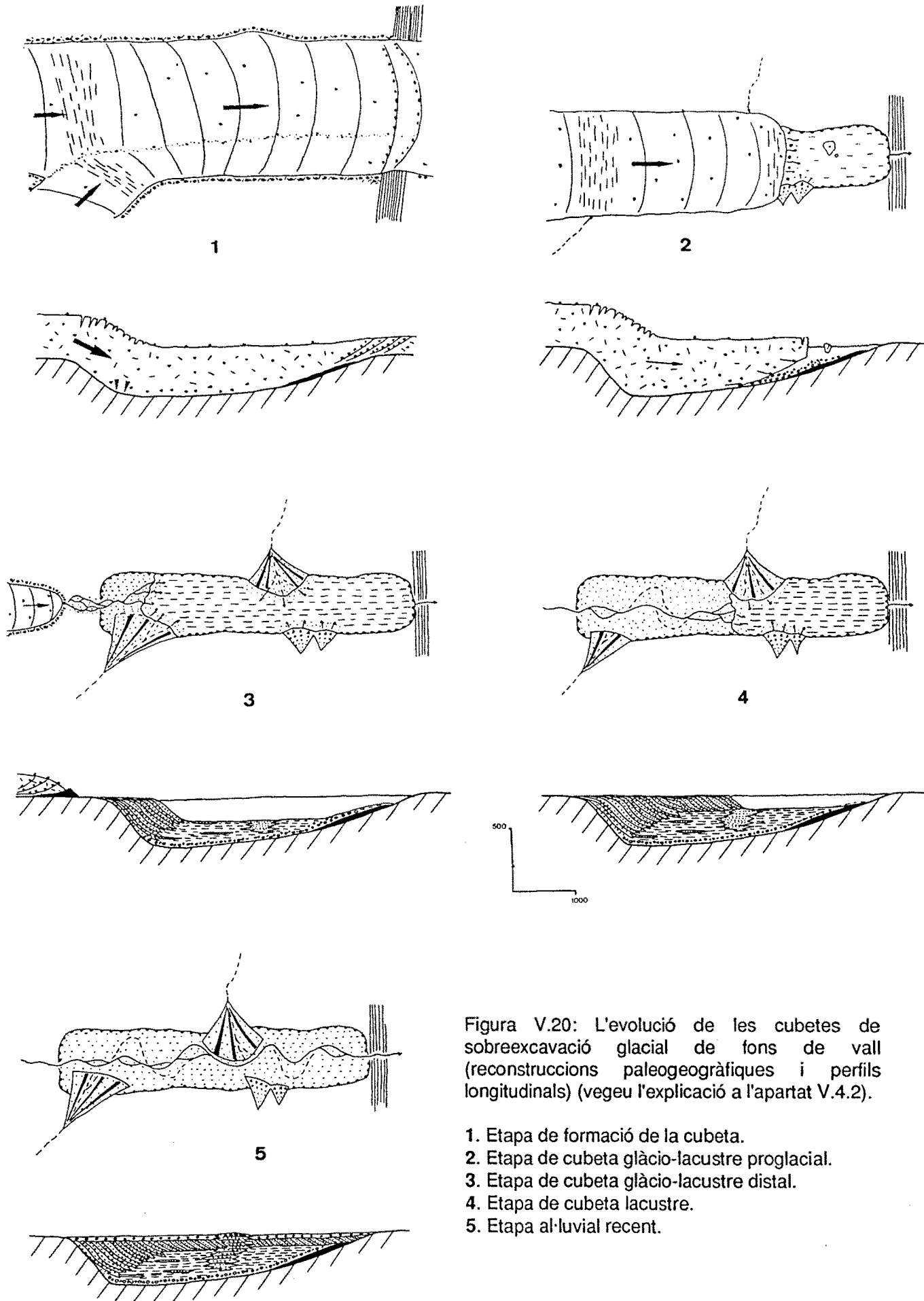


Figura V.20: L'evolució de les cubetes de sobreexcavació glacial de fons de vall (reconstruccions paleogeogràfiques i perfils longitudinals) (vegeu l'explicació a l'apartat V.4.2).

1. Etapa de formació de la cubeta.
2. Etapa de cubeta glàcio-lacustre proglacial.
3. Etapa de cubeta glàcio-lacustre distal.
4. Etapa de cubeta lacustre.
5. Etapa al·luvial recent.

- Que els tills i els dipòsits grollers, característics de les dues primeres etapes de l'evolució de les cubetes de sobreexcavació glacial, tinguin una potència relativament petita i, conseqüentment, no es detectin en els sondatges elèctrics realitzats.

Atenent a les seqüències sedimentàries de l'Estany de LLauset i de l'Ibón de las Ranas, descrites a l'apartat V.4.1, i als resultats obtinguts en el complex glàcio-lacustre proglacial del Seminari de Vilaller (vegeu el capítol IV), considero més plausible la segona hipòtesi. Per altra part, també cal tenir en compte que els tills i els sediments grollers de la possible unitat basal, degut a la seva composició granulomètrica, presentarien valors de resistivitat similars als del substrat rocós paleozoic o bé valors compresos entre les baixes resistivitats mesurades a la unitat inferior i les altes resistivitats del substrat rocós.

Exceptuant aquesta petita manca de correspondència entre les dades reals i el model teòric a la base de la seqüència, els sondatges elèctrics han resultat totalment vàlids, amb un grau de resolució acceptable, per l'estudi de la geometria i del rebliment de les cubetes de sobreexcavació glacial dels Pirineus.

V.5. La cronologia de les cubetes de sobreexcavació glacial.

Com he dit anteriorment, la formació de totes les cubetes de sobreexcavació glacial pirinenques pot ésser més o menys sincrònica, coincident amb el moment de màxim enllaçament. No es disposa de cap sondeig mecànic a les cubetes de Barruera, Bono, Benasc i Esterri d'Aneu i, per tant, no es poden datar els sediments que constitueixen la base del rebliment i que ens donarien l'edat mínima de la sobreexcavació. Així doncs, cal fer referència a d'altres cubetes datades als Alps i establir alguna possible hipòtesi sobre l'edat de formació de les cubetes de sobreexcavació glacial dels Pirineus.

Existeixen diverses opinions referents a l'evolució polifàsica de les cubetes de sobreexcavació dels Alps i a la seva edat en relació a les diferents glaciacions. Segons Jerz (1979) i Frank (1979), els trets bàsics de les cubetes de sobreexcavació van quedar determinats durant la glaciació Mindel; posteriorment, durant la glaciació Riss la sobreexcavació va ésser màxima i, finalment, durant la glaciació Würm, les cubetes de sobreexcavació van ésser únicament reexcavades parcialment. Seiler (1979) considera que la màxima sobreexcavació es va produir durant la glaciació Riss. Segons Schlüchter (1979), la màxima sobreexcavació es va produir durant la glaciació Mindel (?) o a l'inici de la glaciació Riss.

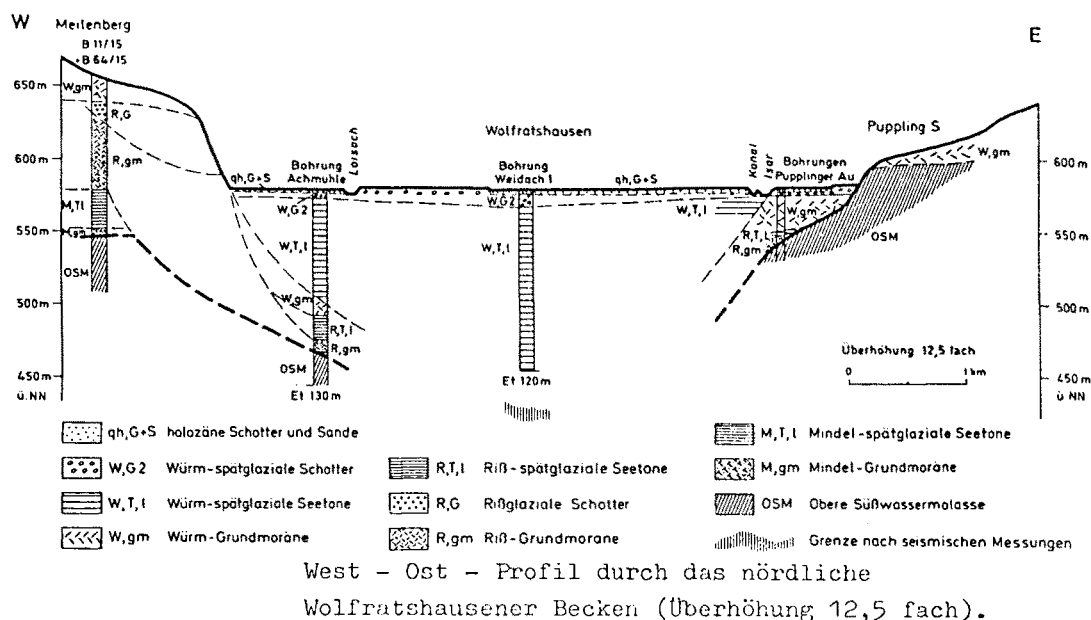


Figura V.21: Perfil de la cubeta de sobreexcavació glacial de Wolfratshausen que mostra la superposició de tills corresponents a les dues darreres glaciacions (Riss i Würm) (segons Jerz, 1979).

L'evolució polifàsica de les cubetes de sobreexcavació dels Alps sembla evident a partir de les dades dels sondatges mecànics realitzats (Jerz, 1979; Frank, 1979). Només a tall d'exemple es pot citar la cubeta de sobreexcavació de Wolfratshausen (Jerz, 1979) (vegeu la figura V.21). En el sondeig d'Achmühle, hom troba tills i ritmites corresponents a les dues darreres glaciacions (Riss i Würm): el till subglacial rissà conté una gran proporció de material provinent del substrat rocós molàssic; en canvi, el till subglacial würmià conté una gran proporció de llims provinents del retreballament de les ritmites que fossilitzen el till rissà.

Les dades que forneixen els sondatges elèctrics verticals realitzats a les cubetes de sobreexcavació dels Pirineus mostren una única seqüència constituïda, de base a sostre, per ritmites glàcio-lacustres, sediments flúvio-deltaics i dipòsits al·luvials. Per tant, l'hipòtesi més senzilla sobre l'edat de formació de les cubetes de sobreexcavació glacial dels Pirineus és considerar que la màxima sobreexcavació observada es produeix durant la *Fase de màxim glacial* corresponent a la darrera glaciació. En aquest cas, el rebliment de la cubeta es produeix de forma contínua durant la deglaciació i el període interglacial Holocè donant lloc a una seqüència sedimentària com la descrita als apartats V.3.3 i V.4.2. Evidentment, aquesta hipòtesi no implica necessàriament que no hi hagués cap tipus de sobreexcavació glacial durant les possibles glaciacions anteriors. En tot cas, la sobreexcavació durant les glaciacions antigues seria menor que la assolida durant la darrera glaciació.

Amb les dades que hom disposa actualment resulta difícil establir un paral·lelisme entre les edats de les cubetes de sobreexcavació pirinenques i alpines. Si la sobreexcavació als Pirineus hagués estat màxima durant la penúltima glaciació ("Riss") i durant la darrera glaciació s'hagués produït únicament una reexcavació parcial de les cubetes, caldria trobar, com succeeix a les cubetes dels Alps, dues seqüències superposades, la més antiga de les quals podria estar parcialment erosionada. Els sondatges elèctrics verticals, tot i les seves limitacions, no confirmen aquesta repetició de la seqüència i, per tant, a manca d'un sondeig mecànic que aportí dades definitives, considero que als Pirineus la màxima sobreexcavació correspon a la darrera glaciació.

Considerant que la màxima sobreexcavació es produeix durant el darrer màxim glacial, el rebliment de les cubetes ha de correspondre a la deglaciació i al període interglacial Holocè. L'inici del rebliment en cadascuna de les cubetes de sobreexcavació glacial és diacrònic en funció de la posició que ocupa la cubeta respecte a la conca glacial, fet que determina el moment en que la cubeta queda lliure de gel constituïnt un ambient glàcio-lacustre. D'aquesta manera, en una mateixa conca glacial, l'inici del rebliment en les cubetes de sobreexcavació localitzades a les parts baixes de la vall, com les que he descrit en aquest capítol, és anterior a l'inici de la sedimentació en les cubetes situades a les parts altes de la vall o en els fons de circ.

En el cas de la cubeta de sobreexcavació glacial de Bono, a la vall de la Noguera Ribagorçana, situada aigües amunt de l'arc morrènic frontal del Seminari de Vilaller (vegeu la figura IV.1) que correspon a l'anomenada *Fase de glaceres de vall*, el rebliment de la cubeta comença poc després de la *Fase de glaceres de vall* i continua durant l'anomenada *Fase de glaceres d'altitud* i durant els períodes *Tardiglacial* i *Postglacial*. No es coneix el moment en que el llac de la cubeta de Bono queda totalment reblert de sediments i deixa d'ésser funcional, probablement en algun moment de l'Holocè. Per tant, no es pot avaluar acuradament la taxa de sedimentació. En tot cas, considerant l'edat de la *Fase de glaceres de vall* (>20000 anys BP ó >30000 anys BP -vegeu la discussió de les datacions a l'apartat IV.4-), la taxa de sedimentació a la cubeta de Bono ha d'ésser bastant elevada, probablement compresa entre 0.5 cm/any i 1.5 cm/any.

A les valls de la Noguera de Tor, Noguera Pallaresa i de l'Esera no es troba cap arc morrènic frontal corresponent a la *Fase de glaceres de vall* i, per tant, determinar el moment en que s'inicia el rebliment de les cubetes de sobreexcavació de Barruera, Esterri d'Aneu i Benasc és més difícil. En qualsevol cas, l'inici del rebliment d'aquestes cubetes és sempre anterior a l'anomenada *Fase de glaceres d'altitud* i posterior a l'anomenada *Fase d'estabilització post-màxim*.

Les edats de la formació i de l'inici del rebliment de les cubetes de sobreexcavació glacial pirinenques, així com les taxes de sedimentació a les mateixes, no es podran determinar amb certesa fins que no es disposi del registre sedimentari obtingut mitjançant un sondeig mecànic i es realitzin datacions absolutes i/o anàlisis palinològiques.

