

TURU, V (1999) Application des différentes méthodes géophysiques et géomécaniques pour le projet d'une étude de prospection hydrogéologique dans la cuvette d'Andorre (Pyrénées Orientales) : Implications paléohydrogéologiques dans le contexte glaciaire andorran; ACTUALITE DES TECHNIQUES DE GEOPHYSIQUE APPLIQUEE EN HYDROGEOLOGIE, (M. Olmo Alarcón i J.A. López Geta, Eds.), ITGE, 203-210
http://aguas.igme.es/igme/publica/libros2_TH/actu_tec_geofi/pdf/14a_comunicacion.pdf

Application des différentes méthodes géophysiques et géomécaniques pour le projet d'une étude de prospection hydrogéologique dans la cuvette d'Andorre (Pyrénées Orientales) : Implications paléohydrogéologiques dans le contexte glaciaire andorran

Valentí TURU I MICHELS*

(*) Igeotest, Av. Príncep Benlloch 66-72, Bureau 308-408, Andorra la Vella

Traduction par Romain Roger Roch GIL, Ingénieur géologue de l'école nationale supérieure de géologie (Nancy)

RESUME

Ce travail présente la méthodologie appliquée à la prospection du sous-sol avec des méthodes géophysiques (SEV et profils sismiques de réfraction) et des méthodes mécaniques (sondages et essais pressiométriques), avec le but de pouvoir réaliser une campagne d'essais de pompage et d'obtenir les paramètres hydrogéologiques du sous-sol, et d'identifier les niveaux perméables et les aquifères présents. La campagne de prospection a été réalisée pour dimensionner un mur d'écran qui permettrait d'abaisser le niveau phréatique dans une parcelle où on veut construire. A partir des données obtenues, on a exécuté le projet de rabattement du niveau phréatique avec succès. Par la même occasion, les données ont révélé une histoire complexe de remplissage de la cuvette, en relation avec un paléocourant hydrique sous-glaciaire qui a consolidé plusieurs couches sédimentaires de la cuvette. Les variations de consolidation de ces niveaux ont abouti à la compartimentation hydrique de l'aquifère.

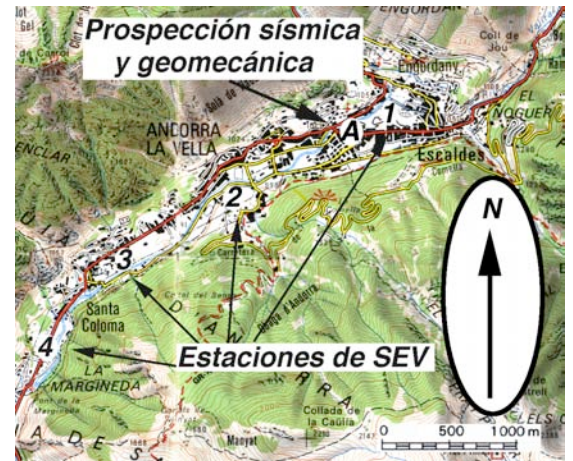
OBJECTIF DE LA PROSPECTION ET ETUDES PRECEDENTES

L'objectif de la prospection était de connaître l'emplacement de la base imperméable de l'aquifère dans la cuvette de surcreusement glaciaire en Andorre, avec en perspective la réalisation d'une œuvre en ingénierie civile dans *l'avinguda Meritxell N°81* d'Andorra la Vella. Les données disponibles relatives au sous-sol de la cuvette d'Andorre étaient rares, confuses et parfois même contradictoires. A partir des prospections (sondages mécaniques), on situait le substratum rocheux de la cuvette, à une profondeur inférieure à 20 mètres, cependant ces données n'ont pas été retenues, car jugées non représentatives de la zone d'étude, étant donné que des études réalisées à l'aide de la prospection électrique dans différentes cuvettes de surcreusement glaciaires des Pyrénées catalanes et aragonaises (VILAPLANA, 1983 a y b, VILAPLANA y CASAS, 1983, BORDONAU *et al.* 1989 y BORDONAU, 1992) ont montré que le remplissage sédimentaire peut atteindre 400 mètres d'épaisseur (Esterrí d'Àneu, Pallars Sobirà, Lleida). Afin de savoir ce qu'il en était dans la zone d'étude, plusieurs sondages électriques verticaux (SEV) ont été réalisés, complétant ainsi une prospection basée sur de la sismique réfraction dans la zone d'étude visant à déterminer la continuité des couches les plus superficielles.

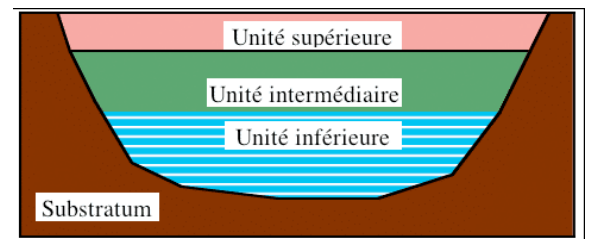
CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

La cuvette étudiée (**figure 1**) présente un axe principal de direction NE-SW, avec une longueur de 5 km, et 500 mètres de largeur. Plusieurs agglomérations sont présentes dans la cuvette: Escaldes-Engordany (1030 m) dans la partie la plus septentrionale, Andorra la Vella (1015 m) et Santa Coloma (1000 m) dans la partie centrale; et enfin La Margineda (940 m) dans la partie méridionale. D'après le modèle sédimentaire proposé par BORDONAU (1992) pour la mise en place de la cuvette et son remplissage postérieur postglaciaire, on considère les différents épisodes suivants :

- 1- Surcreusement glaciaire de la cuvette
- 2-Sédimentation glaciolacustre proglaciaire, la cuvette est inondée et le front glaciaire se retrouve au contact du lac
- 3-Sédimentation lacustre distale, le glacier la recouvre.
- 4-Sédimentation lacustre, la sédimentation n'est pas influencée par le front glaciaire, ce qui perdure jusqu'au remplissage total de la cuvette
- 5-Sédimentation alluviale récente



Figures 1 et 2



Cet auteur, en se basant sur des SEV, identifie quatre unités géoélectriques qui sont (voir **figure 2**): Le **substratum**, avec des résistivités supérieures à $1200 \Omega.m$; l'**unité inférieure** avec des résistivités comprises entre 70 et $200 \Omega.m$, interprétée comme des rythmites glaciolacustres (lutites et sables fins); **unité intermédiaire**, avec des valeurs de résistivité comprises entre 400 et $800 \Omega.m$. Cette unité est interprétée comme constituée de dépôts fluviodeltaïques (sables et graviers); **unité supérieure**, avec des valeurs de résistivité comprises entre 100 et $1500 \Omega.m$, constituée par des dépôts alluviaux et fluvio-torrentiels, avec prédominance de graviers subactuels.

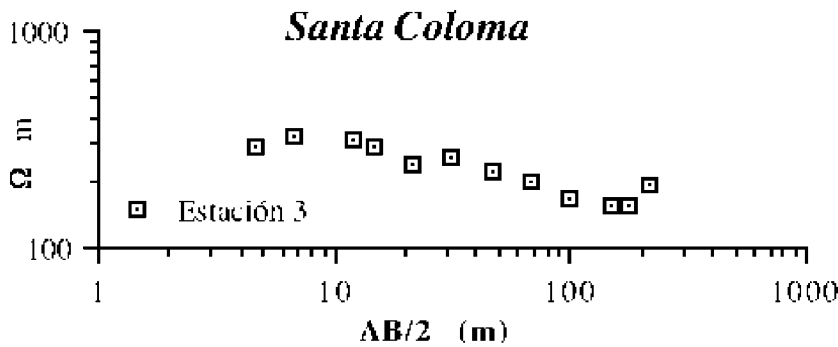
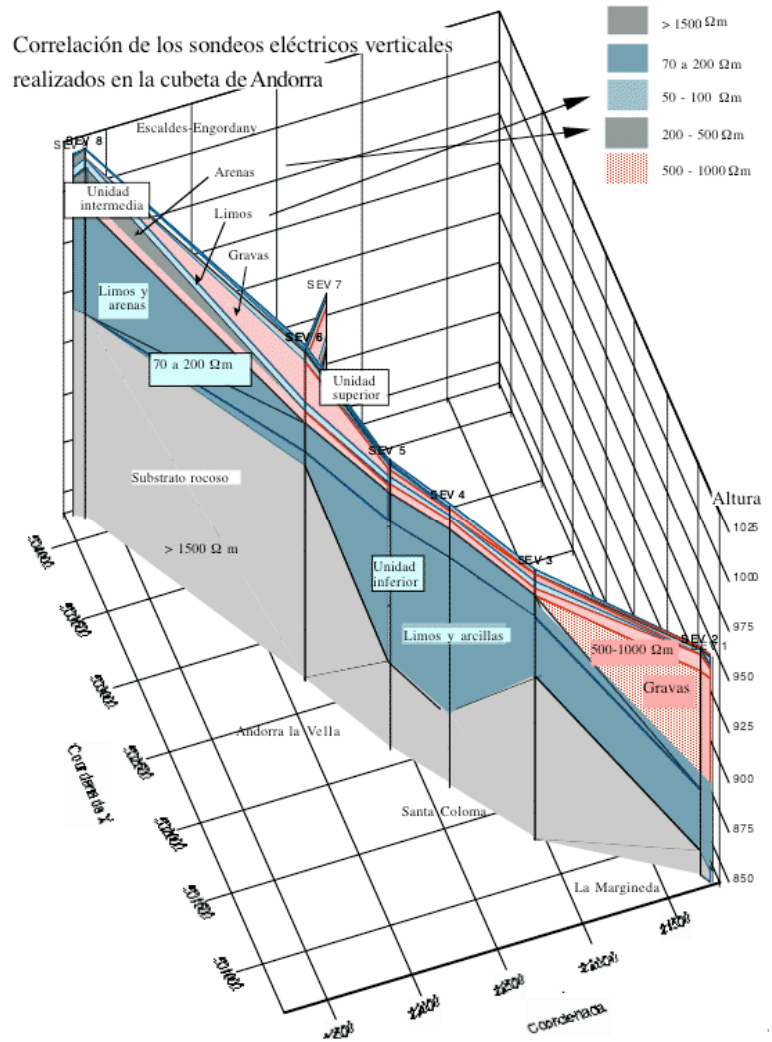
A partir de ce modèle, on pouvait aisément prévoir, avant toute prospection, de rencontrer un substratum rocheux à une profondeur importante (plus de 100m). Au-dessus de ce substratum, on devait rencontrer des matériaux de valeur de résistivité faible et finalement, à une profondeur modérée (de l'ordre de 30m), l'unité géoélectrique supérieure. Du point de vue hydrogéologique, on pouvait s'attendre à ce que les deux unités géoélectriques présentent un aquifère bien connecté et que la base imperméable de l'aquifère soit le toit de l'unité inférieure. Pour le projet de rabattement du niveau phréatique, il fallait impérativement connaître l'épaisseur de l'unité supérieure et intermédiaire, c'est-à-dire celles qu'on pouvait supposer les plus perméables, et évaluer ainsi la faisabilité d'un mur écran autour du chantier. On réalisa donc une première prospection à l'aide de SEV, selon le dispositif Schlumberger, pour avoir une idée de l'ensemble des formations ayant rempli la cuvette, et pour comparer les résultats avec ceux que BORDONAU(1992) avait obtenu dans d'autres cuvettes des Pyrénées.

PROSPECTION GEOELECTRIQUE

On a utilisé 4 stations de mesure le long de la cuvette. Ces stations sont localisées sur la **figure 1**. La station 1 se trouve à Escaldes-Engordany, la station 2 à Andorre la Vieille, la station 3 à Santa Coloma, et la dernière (station 4) à La Margineda. La distance moyenne entre les stations est de 1,25 km et on a réalisé entre 3 et 4 SEV par station, ce qui a permis d'aboutir à un total de 15 SEV. Le résultat de l'interprétation et de la corrélation des différents niveaux géoélectriques a confirmé le modèle sédimentaire attendu. Ce modèle est présenté en **figure 3**.

La cuvette présente deux dépressions séparées par une élévation structurale du substratum, qui coïncide avec le contact entre les schistes avec le granite. La première dépression se situe entre Escaldes-Engordany et Santa Coloma, et la seconde à la Margineda. Les SEV ont montré que dans les deux dépressions, on trouve des sédiments présentant une puissance de 100m (voir par exemple le SEV 4 de la **figure 4**). Ce sondage a été interprété par un modèle de couche KHKH ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 < \rho_4 > \rho_5 > \rho_6 < \rho_7$) d'après la nomenclature proposée par ORELLANA (1982) et avec les couches regroupées selon les unités géoélectriques de BORDONAU (1992). On observe que l'unité supérieure présente plusieurs niveaux avec des résistivités très contrastées, ce qui peut être interprété comme des niveaux de granulométries très différentes.

Figure 3

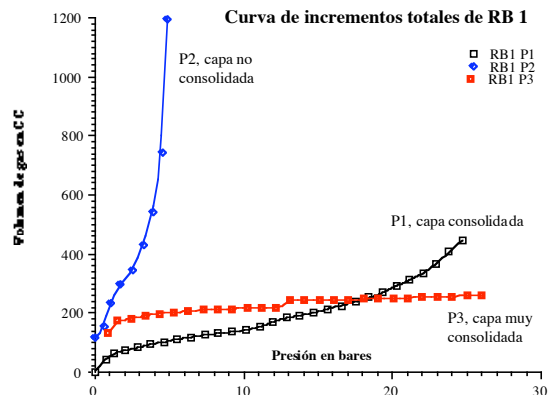
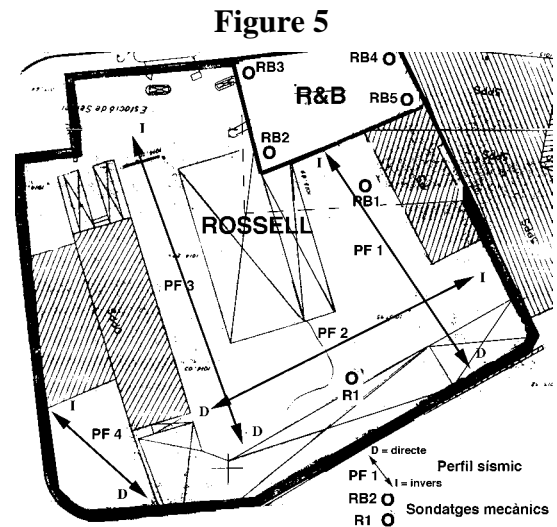


Resist.	Prof.	Unidad
220	2	Superior
650	5	
55	8	
1500	12	Intermedia
135	27	
85	104	Inferior
1200		Substrato
Ωm	m	

Figure 4

PROSPECTION GEOMECHANIQUE

Concrètement, pour l'étude du projet du mur écran de la zone (identifié par la lettre A sur la **figure 1**), on a réalisé 5 sondages mécaniques à rotopercussion (appelés RB1 à RB5 sur la **figure 5**), avec 7 essais pressiométriques et 4 profils sismiques de réfraction (PF1 à PF4 sur la **figure 5**). Les sondages à rotopercussion ont été interprétés sur le terrain et les essais ont été réalisés et interprétés selon la norme NFP 94-110. Le calcul des paramètres géomécaniques a été réalisé d'après la bibliographie existante (BAGUELIN *et al.*, 1978, CASSAN, 1982; DEVINCENZI et TURU, 1999). De plus, on disposait d'informations supplémentaires correspondant à deux travaux contigus au secteur étudié, avec au total : 7 sondages à rotopercussion et 38 essais pressiométriques. Ces résultats étaient semblables à ceux obtenus lors de la campagne actuelle. A partir des essais pressiométriques, on a pu démontrer l'existence de deux niveaux très consolidés dans les 12 premiers mètres, séparés par une couche intermédiaire peu consolidée. Le premier niveau préconsolidé se trouvait entre 2 et 5 mètres de profondeur, tandis que l'on rencontrait le deuxième à 11 mètres. Sur la **figure 6**, on peut voir les courbes de pression-déformation des essais réalisés sur le sondage RB1, à des profondeurs de 4,5 m (P1), 9,5 m (P2) et 11,5 m (P3).



La pression de fluage pressiométrique maximale de ces essais correspond à la pression maximale de pression de consolidation de ceux-ci. On obtient 14,7 bars pour P1, 4,9 bars pour P2 et 28,4 bars pour P3. Sur d'autres essais réalisés, proches du chantier, on avait obtenu une pression de fluage de 23,6 bars pour la première couche préconsolidée, une pression moindre (4,1 bars) pour le niveau intermédiaire ayant une préconsolidation moins importante.

PROSPECTION SISMIQUE

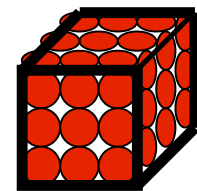
Au total, on a réalisé 7 profils de sismique réfraction, avec les mesures des ondes longitudinales (4 profils) et des ondes transversales (3 profils). Avec les essais pressiométriques, on a montré que la pression de fluage décroît avec la profondeur, puis augmente dès qu'elle rencontre une nouvelle couche consolidée. Pour cette raison, les vitesses sismiques obtenues par la méthode de sismique réfraction regroupent des niveaux consolidés et non consolidés, puisque cette technique n'est valable que si la compacité des couches n'augmente pas avec la profondeur, étant donné que, sinon, les ondes ne sont pas réfractées vers la surface. On a identifié 4 couches d'après la sismique tout au long des 20 premiers mètres de profondeur (tableau 1), avec des vitesses qui, dans certains cas sont supérieures à ce que l'on peut attendre d'un sol (cas de la couche 3).

A partir du quotient entre la vitesse des ondes P et S, on a calculé les paramètres élastiques dynamiques des terrains (**tableau 1**). Ceux-ci sont peu différents des paramètres élastiques obtenus à partir des essais pressiométriques, et on a constaté que le ratio entre les deux paramètres élastiques est proche de 1. Les valeurs du module pressiométrique de Ménard (Ge), qui correspond à un module de contrainte tangentielle, est du même ordre de grandeur que le module de cisaillement dynamique (Gd) pour les essais P1 et P3. Ce phénomène s'observe pour les terrains rocheux sains (JIMENEZ *et al.*, 1981), mais très rarement dans des sols. La valeur du ratio Gd/Ge pour P3 correspond plus à un sol que les valeurs de Gd/Gd pour P1 et P3. Dans ce dernier cas, les valeurs traduisent une compacité importante.

Tabla 1		AVINGUDA MERITXELL 81									
Couche	Profondeur	V _L	V _T	v _d	γ	Ed	Kd	Gd	Essai	Ge	Gd/Ge
0	0 - 2 m	433 m/s	188 m/s	0,38	1,7 T/m ³	1662 Bars	1653 Bars	1150 Bars	-	?	-
1	2 - 12 m	877 m/s	400 m/s	0,36	2,1 T/m ³	9399 Bar	7601 Bars	6412 Brs	P1	6382	1,00
1	2 - 12 m	877 m/s	400 m/s	0,36	2,1 T/m ³	9399 Bar	7601 Bars	6412 Brs	P2	31,6	270
2	12 - 18 m	1850 m/s	470 m/s	0,46	2,2 T/m ³	14244 Bar	61378 Bar	10437 Bar	P3	6037	1,72
3	> 18 m	3150 m/s	1500 m/s	0,35	2,3 T/m ³	140074 B	101835 B	94786 B	-	?	-
		m/s		Poisson	Densité	Modules de déformation dynamique			Presiom.	Bar	-

Figure 7

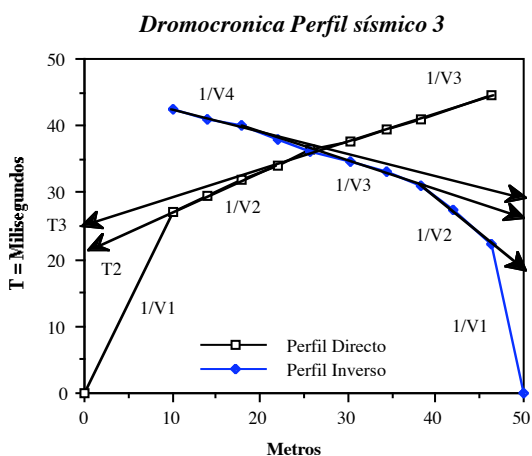
Un des facteurs lié à la propagation des ondes sismiques est la porosité qui décroît avec la profondeur. On peut attribuer cet effet à un changement de la structure interne du sédiment que l'on peut assimiler à un réagencement des grains, suivant une certaine géométrie. Dans le cas de l'agencement cubique des particules, elles sont considérées comme des sphères de même rayon, agencées selon une géométrie cubique (**figure 7**) et soumises à une pression de compression *P*.



Agencement cubique

La densité moyenne est le poids d'une sphère divisée par le volume du cube circonscrit, c'est-à-dire :

$$\bar{\delta} = (4/3 \pi R^3 \delta) / (2R)^3 = 1/6 \pi \delta$$



avec δ la densité des sphères.

La vitesse de propagation longitudinale des ondes s'obtient à partir de:

$$V_{\text{cúbica}} = [\{ 81 E^2 g z / (1 - \nu^2)^2 \} \pi^2 \bar{\delta}^2]^{1/6} \quad [1]$$

(SHERIFF y GELDART, 1991):

Avec $g \cdot z \cdot \delta$ ou *P* est la pression de compression ; *E*, le module dynamique de Young et ν le coefficient de Poisson. L'équation 1 permet d'obtenir la variation de vitesse pour les ondes longitudinales en profondeur.

La différence existant entre les valeurs théoriques de vitesse des ondes longitudinales et les valeurs réelles, montrent des anomalies que l'on peut attribuer à une sous-pression ou à une surpression. L'anomalie observée en Andorre est une surpression (présence de couche préconsolidée). Si on tient compte de l'histoire géologique récente de l'Andorre, le facteur permettant d'expliquer cette préconsolidation est la surpression associée au poids de la colonne de glace ($\delta = 0,9T/m^3$) présent lors des glaciations du Pléistocène. En supposant que les couches sismiques présentent globalement un agencement géométrique cubique, on en déduit la vitesse de propagation des ondes longitudinales (V_{cubique}), à partir de la valeur de z (équation 1). Cette vitesse est obtenue directement à partir des hodochrones (figure 8), et on peut obtenir la valeur de la hauteur de la colonne de glace (z) et la pression de compression (P). Sur le **tableau 2**, on présente les résultats de ce processus pour les niveaux consolidés des formations 2 et 3. On voit donc que la pression compressive de ces couches est située entre 28 et 30 bars. Ces valeurs sont similaires à la pression de fluage pour les essais pressiométrique (28,4 bars) du deuxième niveau. Ces résultats indiquent que les niveaux préconsolidés se comportent comme s'ils présentaient un agencement cubique. Il faut néanmoins connaître le rôle que joue la pression interstitielle lors de la consolidation, puisqu'elle influe sur la valeur de z que l'on a calculé.

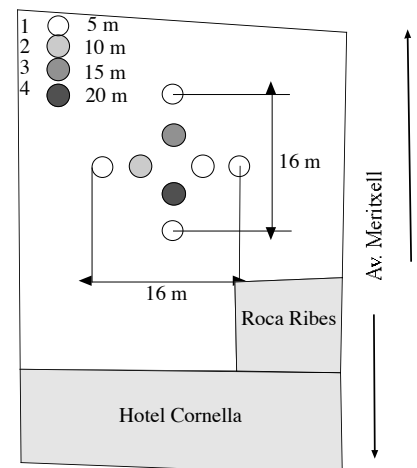
Tableau 2	V_L	δ	Z	V_{cubique}	P
Couche 0	433 m/s	-	-	-	-
Couche 1	877 m/s	0,9 T/m ³	-	-	-
Couche 2	1850 m/s	0,9 T/m ³	315 m	1870 m/s	28 bars
Couche 3	3150 m/s	0,9 T/m ³	334 m	3149 m/s	30 bars

PROSPECTION HYDROGEOLOGIQUE

A partir de l'identification des différents horizons présents dans les 30 premiers mètres, on a projeté une campagne de prospection hydrogéologique. Plusieurs forages ont été réalisés entre 5 et 26 mètres de profondeur, équipés avec un tubage en PVC, que l'on a perforé à certaines profondeurs, afin de caractériser les perméabilités des niveaux les plus consolidés et les moins consolidés.

Les forages ont été disposés lors de la prospection selon une double croix (**figure 9**) pour déterminer le gradient hydraulique. Les essais de puits ont été réalisés en régime variable et ont été complétés par des essais de récupération. La **figure 10** présente, sur un graphique, le résultat de l'essai de récupération, réalisé sur le sondage S8 de 26m. On y retrouve la transmissibilité obtenue d'après la loi de Jacob. Les paramètres hydrologiques obtenus lors de l'étude et qui ont servi à dimensionner le mur écran sont présentés sur le **tableau 3**. Ce mur a été réalisé à l'aide d'une double ceinture de colonnes de ciment injecté à haute pression (>300 bars), autour du chantier, jusqu'à une profondeur de 12,5 mètres. Cela a permis d'isoler hydrauliquement le chantier en utilisant des terrains de faible perméabilité, détectés entre 11 et 14 mètres de profondeur. Le tableau 4 montre les propriétés des matériaux étudiés. Ces propriétés ont été obtenues par l'intermédiaire des différentes techniques décrites.

Figure 9



On a également indiqué sur le **tableau 4**, les trois aquifères qui ont été détectés. Il y en a ainsi deux dans l'unité supérieure et probablement 1 dans l'unité intermédiaire. On y a finalement représenté les niveaux limitant ces aquifères, ainsi que le type de relation hydrique les reliant.

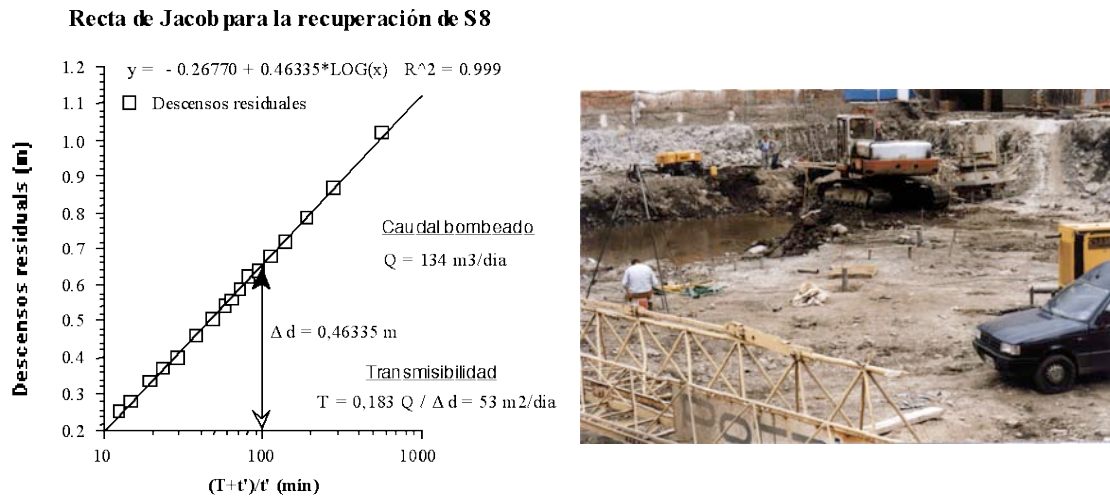


Figure 10

Tableau3	Résultat des essais de pompage et de récupération					
Pompage	Piezomètre	T (m²/J)	b (m)	K (m/jour)	Profondeur	S
S1	S3	2781	3	927	7m	0,53 %
S8	S8	54	10	5,4	26 m	-
S6	S6	1313	8	164	11 m	-
S6	S2	1118	3	372	5 m	0,54 %
S5	S5	95	3	31,66	5 m	-
Pompage	Piezomètre	T (m²/J)	b (m)	K (m/jour)	Profondeur	S
S8	S8	53	10	5,3	26 m	-
S7	S7	0,55	5	0,11	16 m	-
S6	S6	1198	8	150	11 m	-
S6	S2	1400	3	466	5 m	-

Couche	Z	K	Composition et interprétation	Acuífero y connexion	Unités	Vp	Vs	Pf	R	
0	0-2	?	Fluviatile et anthropique	Acuífero fluviatile	Superior	433	188	-	250	
1a	2-5	31	Graviers et sables, till subglacial			877	516	23	3300	
1b	5-11	927-372	Graviers et sables, Fluvio-glaciari			4,1	150			
2a	11-14	0,11	Graviers et sables till-subglacial	Couche semipérmeable	3150	1500	28	3050		
2b	14-16	77	Sprres fines, Fluvio-glaciari	Aquífero quasiconecté						
3	16-25	0,01	Limons, subglacial till de acreción	Cpucje pérmeable	Interm. Inferieur			200		
4	25-30	61	Graviers et sables, fluviatile	Comfiné						
5	> 30	?	Silts es graviers, deltaico-lacustre	?				85		
6	> 80	-	Ardoise	Aquífero confiné	SR	1500				
	m	m/jour	<<< Unités	Tableau 4	Unités >>	>>	m/s	m/s	bar	Q m

Tableau 4

IMPLICATIONS PALEOHYDROGEOLOGIQUES DANS LE CONTEXTE GLACIAIRE

La pression transmise à une formation par la surcharge glaciaire peut être définie d'après la formulation du demi-espace infini de Boussinesq (JIMENEZ *et al*, 1981). On déduit de cette formulation que les contraintes se dissipent progressivement en profondeur. Cette dissipation est fonction des dimensions de la surface de contact entre la formation considérée et le glacier, la rigidité et la charge de glace. Dans le cas étudié ici, si on considère que la surface de contact a des dimensions d'ordre de grandeur kilométrique (2,5 km²) et que la pression peut être de plusieurs dizaines de bars, on ne peut pas expliquer la grande différence de consolidation présente entre les 5 premiers mètres (23 bars pour le niveau 1a) et les 5 mètres suivants (4 bars pour le niveau 1b). Cette différence peut s'expliquer par surpression produite d'un écoulement souterrain, sous la langue glaciaire. Pour connaître la valeur de ces surpressions, il a fallu dessiner un réseau d'écoulement avec un niveau phréatique variable au niveau du glacier. Dans la partie septentrionale de la cuvette, à la confluence des 3 langues glaciaires, le niveau phréatique est supposé très élevé. En aval, dans la cuvette d'Andorre, le niveau phréatique devait être à peu près constant, jusqu'à son rabattement au niveau d'une ancienne gorge sous-glaciaire.

Après avoir obtenu les valeurs des pressions de préconsolidation et les courbes d'équipotentiels du réseau d'écoulement, on peut établir un système d'équations (2 et 3) avec lequel on obtient la profondeur du niveau phréatique sous le glacier. M et N représentent deux constantes que l'on déduit de l'équation (4). On aboutit alors à l'équation (5): $[\Delta Pf = M+N*\Delta hg \gamma_a]$. Et en

$$Pf_1 = H_g \gamma_g g + H_{t1} \gamma_{t1} g - (H_z - \Phi_1 / \Phi_{n+1} \Delta h) g \gamma_a \quad (2)$$

$$Pf_2 = H_g \gamma_g g + H_{t2} \gamma_{t2} g - (H_z - \Phi_2 / \Phi_{n+1} \Delta h) g \gamma_a \quad (3)$$

$$Pf_1 - Pf_2 = \underbrace{H_{t1} \gamma_{t1} g - H_{t2} \gamma_{t2} g}_M + \underbrace{(\Phi_1 / \Phi_{n+1} - \Phi_2 / \Phi_{n+1}) \Delta h g \gamma_a}_N \quad (4)$$

éliminant le terme (Δh) , on obtient l'équation (6): $[(\Delta Pf - M) / (N g \gamma_a = \Delta h)]$. En remplaçant h dans l'une des deux équations antérieures (2 ou 3), et en éliminant l'inconnue H_g , nous obtenons l'équation (7): $[(Pf_1 - H_{t1} \gamma_{t1}) + (H_z - \Phi_1 / \Phi_{n+1} \Delta h) \gamma_a] / \gamma_g$. En connaissant en plus la position d'un paléolac glaciaire (**figure 11**, côte Q), on peut déterminer la valeur de H_z à partir de la différence d'altitude entre Q et Δh ; ainsi donc, la hauteur de la colonne de glace est obtenue de l'équation (7).

Dans notre cas, l'horizon 1 a présente une pression de fluage de 23,6 bars, tandis que l'horizon 1 b, qui se trouve à une plus grande profondeur, a une valeur de pression de fluage très faible (4,1 bars). Lorsque le réseau d'écoulement a été déterminé, 230 équipotentiels ont été tracés arbitrairement (une tous les 25 mètres, dans la cuvette). L'altitude de l'essai inférieur (Pf_2), se trouve sous l'influence de l'équipotentielle 185 (**figure 11**), tandis que l'essai supérieur (Pf_1) se trouve au niveau du glacier et de l'équipotentielle 43. Les chutes de potentiel entre cette zone et celle de rabattement de la nappe (vallée sous-glaciaire de La Margineda; $\Phi_{n+1} = 230$), sont respectivement de $(\Phi_{n+1} - \Phi_1) = 187$ et $(\Phi_{n+1} - \Phi_2) = 45$. Si on suppose que la colonne de glace était saturée à l'altitude de 1490 m, c'est-à-dire là où il y avait un paléolac juxtaglaciaire (Engolasters), et qu'on applique les équations (2) et (7), nous obtenons les résultats présentés sur le **tableau 5**. Ces résultats correspondent à ceux des moraines latérales internes du glacier qui ont été identifiées comme des tills de fusion à une altitude de 1200m.

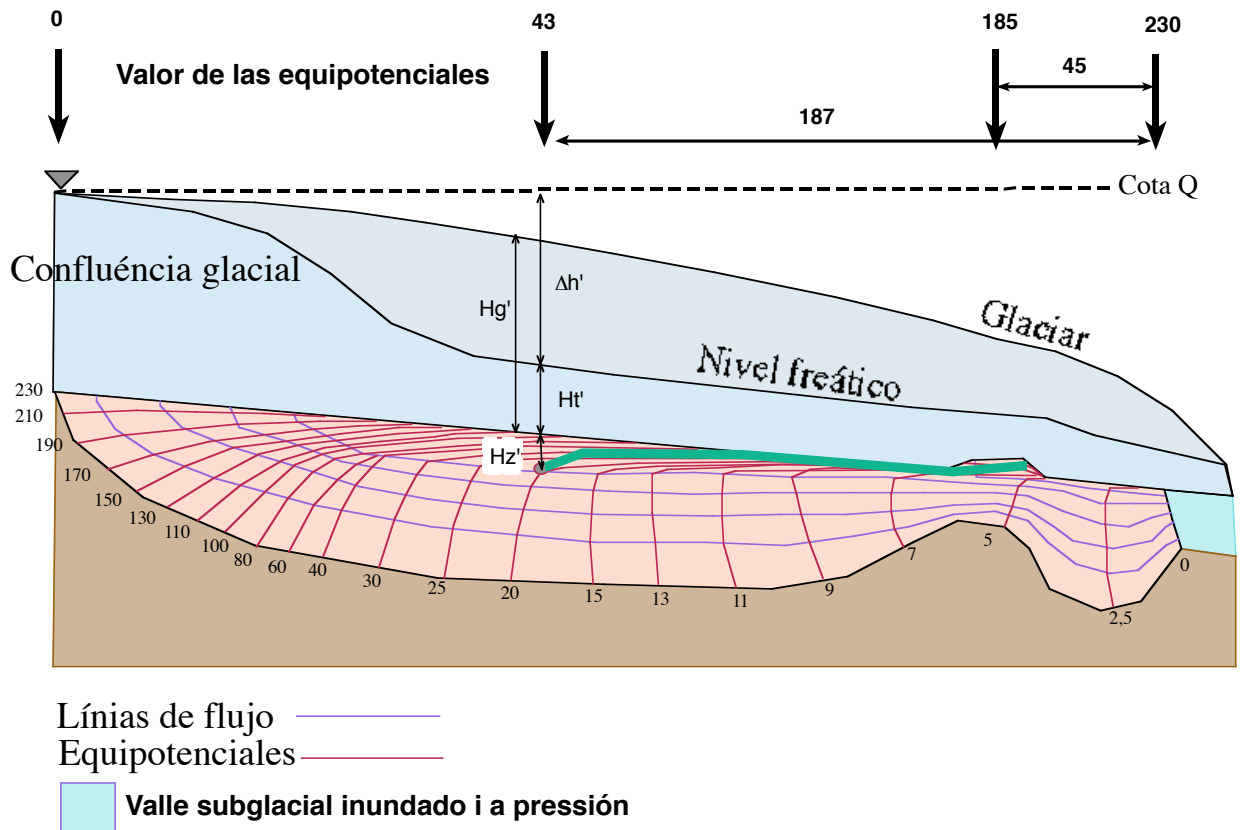


Figure 11

Tableau	Hauteur	Ht_1	Ht_2	Pf_1	Pf_2	Φ_{n+1}	Φ_1	Φ_2	Lac	Δh	H_z	H_g	Hauteur glace
5	1014 m	0 m	6,5 m	23,6 bars	4,13 bars	230	187	45	1490 m	291 m	189 m	210 m	1219 m

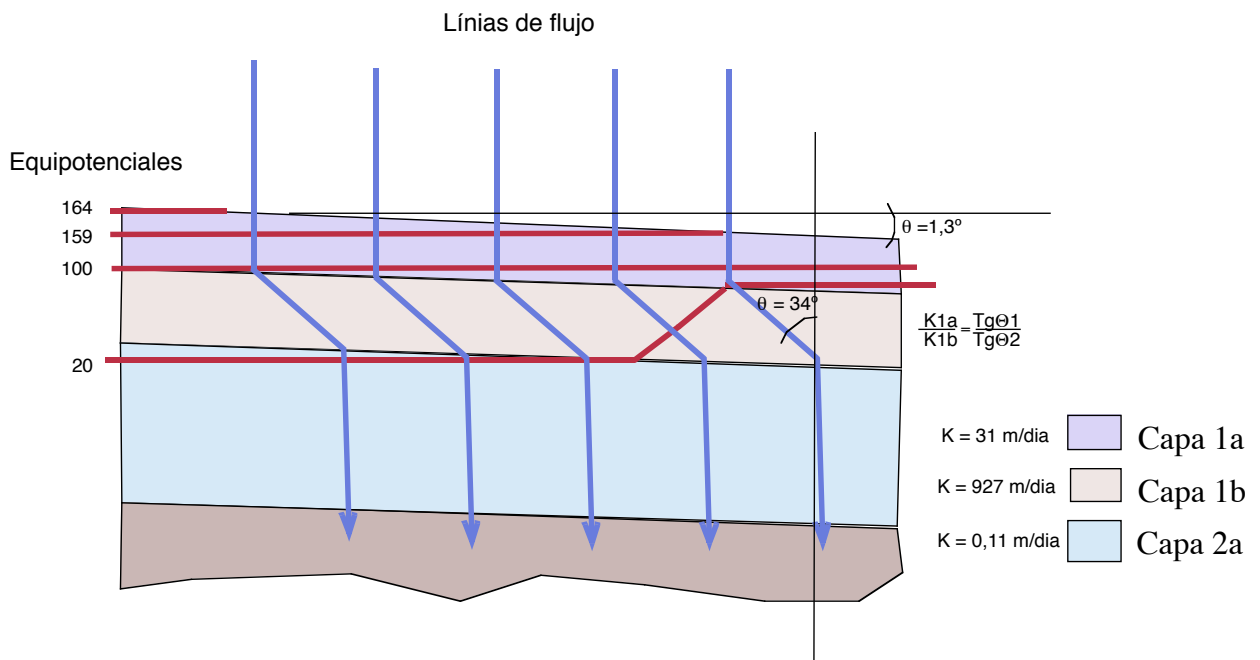


Figure 12

DISCUSSION ET CONCLUSION

Les phénomènes glaciaires dans les Pyrénées ont été marqués par des glaciers de climat tempéré avec présence d'eau liquide qui peut circuler à travers la glace par des crevasses et des cavités, de façon analogue aux aquifères karstiques. L'évacuation de l'eau qui sature le glacier en climat tempéré, peut être évacuée par 3 processus : 1) par le lit glaciaire, 2) au moyen d'un écoulement poreux souterrain, 3) par un écoulement adventif qui mobilise, dilate et augmente la perméabilité du sédiment (MENZIES, 1995). Dans le cas du glacier d'*Andorra* et à partir de l'identification des différents niveaux consolidés dans la cuvette, on peut conclure que la langue glaciaire a recouvert, lors de plusieurs pulsations, les sédiments de cette même cuvette. L'avancée d'un glacier répondant à ces caractéristiques au fond d'une auge glaciaire constituée par des sédiments déformables, peut produire une restructuration de ces sédiments et modifier ainsi leur perméabilité. L'évacuation des eaux souterraines donne lieu à un écoulement sous-glaciaire. Cet écoulement est responsable d'une surpression, se traduisant par une pression interstitielle (u) élevée, et ce, en fonction de l'équipotentielle lui correspondant. Cela contrecarre la pression de compression totale (σ), ce qui se traduit par une consolidation moins importante du sédiment. Cette consolidation est due à la pression effective ($\sigma' = \sigma - u$) présente. Les limitations de cette méthode résident dans l'exactitude de la modélisation du réseau d'écoulement, bien qu'il y ait plusieurs paramètres compatibles avec l'ordre de grandeur de l'incertitude. L'un d'entre eux est le grand contraste de perméabilité existant entre les niveaux consolidés et les niveaux moins consolidés, générant une diffraction des lignes de courant, d'après la loi de Snell-Descartes. Une variation verticale de la valeur des équipotentielles est alors générée (**figure 12**). Grâce à la diffraction produite au niveau des couches les plus perméables, on arrive à identifier la valeur de la pression de fluage qu'il faut utiliser pour le niveau peu consolidé. Au contraire, dans les niveaux consolidés, il est plus difficile d'identifier la consolidation maximale. Ce problème peut être résolu, si on combine la sismique réfraction aux essais pressiométriques, puisque la sismique donne un bon résultat pour les couches consolidées, et la deuxième méthode, pour les couches non consolidées. Une autre limitation de la méthode est la numérotation des équipotentielles qui est arbitraire, mais en accord avec les dimensions de la cuvette, pour laquelle il faut toujours un critère de numérotation. D'autre part, et comme conséquence du contraste entre les perméabilités, il faut prendre en compte que la valeur de l'équipotentielle qui conduit à la surpression la plus élevée (consolidation la plus faible), présente une valeur qui tend vers 0, quand la valeur de la pression de fluage détectée est la plus faible. En revanche, pour la plus grande pression de fluage détectée (la plus faible consolidation), c'est le contraire qui se produit, puisque l'équipotentielle tend vers la valeur la plus forte du réseau. La troisième chose à prendre en compte est la nécessité de connaître un niveau de saturation du glacier, puisqu'avec la formule présentée, on obtient uniquement la différence d'altitude pour le niveau phréatique, alors que c'est cette dernière qui produit l'écoulement sous-glaciaire. Si, au lieu de l'altitude du niveau phréatique, on connaît les altitudes des moraines latérales, on peut raisonner en sens inverse et connaître l'altitude du niveau phréatique du glacier (H_z) ainsi que le Δh qui a généré l'écoulement sous-terrain. Si on connaît, soit la position des moraines latérales, soit l'altitude maximale du niveau phréatique du glacier (côte Q), on peut alors calibrer les valeurs des équipotentielles et le réseau d'écoulement.

A partir des résultats obtenus pour le dernier passage du glacier dans la cuvette d'*Andorra*, il est paradoxal de voir que ce glacier était en train de flotter et qu'il transmettait en même temps une pression importante aux terrains, comparable à celle de la même colonne de glace, sans que les terrains soient saturés. Cela ne peut pas s'expliquer dans un contexte hydrostatique, et on doit tenir compte du réseau d'écoulement, ainsi que du système hydrodynamique qui prend en compte les différentes consolidations des matériaux de la cuvette.

BIBLIOGRAPHIE ET ANNEXE DES VARIABLES

H_g hauteur de la colonne de glace en mètres,
 Δh , différence relative d'altitude du niveau phréatique
 H_t épaisseur de la pile sédimentaire en mètre.
 γ_g Densité non saturée de la colonne de glace.
 H_z Epaisseur de la zone saturée en eau (jusqu'au niveau phréatique)
 γ_t Densité sèche des terrains
 Φ_i Equipotentielle correspondant à l'essai
 γ_a densité de l'eau
 Φ_{n+1} Nombre total d'équipotentiels du réseau d'écoulement
 g Accélération de la gravité
 ρ résistivité réelle
 σ' Contrainte effective

- BAGUELIN, F.; JEZEQUEL J.F. & SHIELDS, D.H. 1978. *The pressurometer and foundation engineering*. Aedermannsdorf (editorial), Switzerland Trans Tech.: 410
- BORDONAU, J. 1992. *Els complexos glacio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus*. Geoforma (ediciones), Logroño: 251
- BORDONAU, J.; POUS, J.; QUERALT, P y VILAPLANA, J.M. 1989. Geometría y depósitos de las cubetas glaciolacustres del Pirineo. *Estudios geol.* 45: 71-79
- CASSAN, M. 1982. *Los ensayos in situ en la mecanica del suelo, su ejecución e interpretación*. ETA (editorial), Barcelona: 492
- DEVINCENZI, M. y TURU, V. 1999 (en prensa). *Estimación de parametros geomecánicos y evaluación de tratamientos de inyección mediante ensayos geotécnicos in situ en sedimentos de alta montaña (Principado de Andorra, Pirineo Oriental)*. Actas del XI Panamerican Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering. Foz Do Iguazu. 8 - 12 Agosto 1999. Brazil
- JIMÉNEZ, J.A.; de JUSTO, J.L. y SERRANO, A.A. (1981) *Geotécnia y Cimientos II, Mecánica del suelo y de las rocas*. Rueda (editorial), 1188
- MENZIES, J. Hydrology of glaciers. John MENZIES (editor), *Modern glacial environments, processes, dynamics and sediments*. Butterworth-Heinemann (editorial), Oxford, 197-239
- ORELLANA, E. 1982 *Prospección geoelectrica en corriente continua*. Paraninfo (editorial). Madrid: 579
- SHERIFF, R.E. & GELDART, L.P. 1991. *Exploración sismológica, procedimientos e interpretación de datos*, Vol. II, Noriega Limusa (editorial): 275
- VILAPLANA, J.M. 1983a. *Estudi del glacialisme quaternari de les altes valls de la Ribagorça*. Tesis doctoral del Dep. de Geomorfologia i Tectònica, Universitat de Barcelona: 322
- VILAPLANA, J.M. 1983b. Quaternary glacial geology of Alta Ribagorça Basin (Central Southern Pyrenees). *Acta geológica Hispánica*. 18, 3 y 4: 217-233
- VILAPLANA, J.M. & CASAS, A. 1983. Las cubetas de sobreexcavación glacial de Bono y de Barruera (Alta Ribagorça: Pirineo Central). *Cuadernos del Lab. Xeol. de Laxe*. 6: 293-309

REMERCIEMENTS

Ce travail a été subventionné partiellement par l'Institut d'Etudes Andorranes du Ministère de l'éducation du Gouvernement d'Andorre (*Institut d'Estudis Andorrans* del Ministerio de Educación del Gobierno de Andorra). L'auteur donne ses remerciements les plus sincères à cet organisme, ainsi qu'à la collaboration désintéressée lors des travaux de terrain de Xavier Naranjo, Gil Naranjo et Jordi Fernández, à Jordi Palomar et Xavier Ros pour leur aide inconditionnelle dans la gestion du matériel de prospection géophysique, à Yves Serra pour son aide lors de la prospection sur le chantier, à Jaume Pous pour ses conseils avisés en géophysique, à Marcelo Devincenzi pour les longs débats sur l'obtention des paramètres géomécaniques, à Jaume Bordonau pour l'aide inestimable apportée lors de l'interprétation glaciaire des résultats des prospections, et finalement à Tere pour la patience dont elle a fait preuve tout au long de la rédaction de cette étude.