



Fundació privada Marcel Chevalier

PROJECTE: FISI-GEO (GEOFÍSICA APLICADA I PROSPECCIÓ DEL SUBSÒL)

1.0 INTRODUCCIÓ

Per assolir un just equilibri entre les necessitats econòmiques, socials i ambientals de les generacions presents i futures, se celebra el dia internacional de la Terra cada 22 d'abril. Però també per recordar que el planeta i els seus ecosistemes ens donen la vida i el sosteniment.

Així mateix, a l'any Internacional del Planeta Terra al 2008 es va promoure l'ensenyament de les ciències de la Terra per facilitar a la humanitat els instruments necessaris per a l'ús sostenible dels recursos naturals i per construir la infraestructura científica essencial per al desenvolupament durable.

És amb aquest esperit que la FUNDACIÓ MARCEL CHEVALIER proposa exposar les dades del subsòl d'Andorra. En aquest cas les dades obtingudes amb mètodes geofísics, de forma a conscienciar sobre l'ús del mètode científic i l'aplicació de les noves tecnologies en l'estudi de la Terra. És important difondre que apropar la tecnologia al coneixement del nostre planeta pot tenir un baix cost si es fonamenta en l'ús i el treball en xarxa.

La importància per al desenvolupament sostenible dels processos i els recursos de la Terra és objecte general d'aquest projecte, però també ho ha estat per l'Organització de les Nacions Unides per a l'Educació, la Ciència i la Cultura al 2008. La creació de la base de dades consultable lliurement serveix a la gestió sostenible del sòl del Principat. Aquest objectiu està en consonància amb els de la Unió Internacional de Ciències Geològiques i altres societats i grups de ciències de la Terra en el marc de l'any internacional de la Terra.

La posta en marxa d'aquest projecte vol encoratjar a totes les entitats afins afegir-se al projecte amb les seves dades i crear així més consciència sobre la importància de les ciències de la Terra per aconseguir el desenvolupament sostenible i per promoure accions a nivell local i nacional.

2.0 MATERIALS MOBLES DEL SUBSÒL I EL SUBSTRAT ROCÓS

De forma pionera l'estudi del subsòl amb mitjans geofísics als Pirineus és d'en GOURINARD (1971) a la Cerdanya francesa. Una dècada després es va efectuar de les valls dels Pirineus Centrals, des d'una perspectiva geofísica (VILAPLANA & CASAS, 1983). El fons d'aquestes valls presenten una característica comuna, que són les sobreexcavacions glacials, especialment a la confluència de valls glacials. En aquests sectors el gruix sedimentari ha estat dividit per BORDONAU (1992), en tres unitats geoelectriques: una unitat inferior, amb valors baixos de resistivitat (70 - 200 Ohms metres); una unitat intermèdia amb valors de resistivitat més elevats (400 - 800 Ohms metres); i una unitat geoelectrica superior amb valors de resistivitat molt variables (100 - 1500 Ohms per metre). La perforació d'un sondatge mecànic amb recuperació de testimoni continu, permet a BORDONAU (1992) dir que la natura de la unitat inferior correspon a dipòsits fins d'origen glaciolacustre; que la unitat intermèdia esta formada per graves i sorres corresponents a dipòsits glaciofluvials i deltaics; i que la unitat geoelectrica superior, formada per graves és considerada com dipòsits al·luvials recents. Les unitats geoelectriques també han estat reconegudes als Pirineus Orientals, a l'oest dels Pirineus Centrals i al sector oriental de la serralada Cantàbrica (TURU *et al.*, 2007) o al Sistema Central (CARRASCO *et al.*, 2018).

2.1 MESURES DE RESISTIVITAT ELÈCTRICA

Les mesures de resistivitat elèctrica s'utilitzen per determinar les propietats del subsòl i que reflecteixen la mineralogia, la natura i quantitat dels líquids i gasos continguts. Aquest procediment genera una diferència de potencial elèctrica entre dos elèctrodes clavats en la superfície que es vol assajar. però també el camp induït mesurat en altres dos elèctrodes. Les prospeccions efectuades utilitzen dues configuracions d'elèctrodes, que són de tipus Schlumberger i de tipus Wenner (ORELLANA, 1982). El procés d'adquisició de dades s'efectua de tal forma que conforme els electrodes estan més separats, la profunditat d'investigació és major. Aquestes configuracions i l'estudi de les anomalies dels resultats obtinguts es tracten segons el que s'estipula als espais web següents:

<http://www.igeotest.ad/Altres/Annexos/Prospeccio%20geofisica/A4%20Tomografies.pdf>

<http://www.igeotest.ad/Altres/Annexos/Prospeccio%20geofisica/A1%20Prospeccio%20geoelectrica%20SEV.pdf>

Les dades de camp s'han tractat utilitzant el programa IPI2WIN (BOBACHEV *et al.*, 2003). El substrat rocós pot ser de natura granítica o metamòrfica. El granit aquest pot presentar una resistivitat relativament baixa si està mineralitzat (sulfurs), o bé presenta grafit. Aquest darrer cas és el que passa amb les pissarres grafitoses del Silurià (ZWART, 1979) i la Fm. Ansobell del Cambro-Ordovicià superior (HARTEVELT, 1970). La distribució de les litologies a Andorra de forma unificada es deu a TURU *et al.* (2008) i pot consultar-se a:

<http://www.igeotest.ad/Igeofundacio/Activitats/Docs/PDF/Mapa-holandesos/Mapa%20Holandesos.pdf>

En funció de la base de dades de l'Aquateca d'Andorra, les aigües subterrànies properes a la zona tenen salinitats molt baixes (50 a 150 μScm^{-1}), i per tant no conductores, de forma que l'electricitat tendeix a circular per la fracció fina dels sediments del subsòl. Hom pot consultar aquesta base de dades al següent espai web:

<http://www.igeotest.ad/Igeofundacio/Seccions/Aquateca.htm>

Les experiències efectuades sobre els terrenys d'Andorra des del 1993 (TURU *et al.*, 2002), han permès classificar els materials segons els valors de resistivitat de la **Taula 1**. La profunditat a la que es troba el substrat rocós al fons de vall varia en funció de l'alçada (**Figura 1**). Aquest es troba a una important profunditat (> 100 m) a Andorra la Vella (TURU, 1999), mentre que a més altura la fondària màxima del sòcol és cada cop menor (**Figura 1**). Aquesta és la tendència general a excepció de la vall del Madriu, on la relació és lleugerament directa amb l'alçada (**Figura 1**).

Si s'enfronten els valors de la profunditat respecte a l'alçada es poden reconèixer els sectors on hi han depressions al fons de vall (**Figura 2**). En ordre creixent la depressió més important es troba a Andorra la Vella, seguit de La Massana, Ansalonga i Incles (**Figura 2**). No obstant a la vall del Madriu, per la mateixa alçada s'obtenen profunditats majors que a la resta de valls. El sector dels Orris (**Figura 2**), als Cortals d'Encamp (Expedient D-016.02.01), està relacionat amb una dolina càrstica reomplerta de sediments de granulometria fina, podent tractar-se d'una antiga obturació juxtaglacial (**Figura 3 a 6**). Pel que fa referència a la mesura de la resistivitat en 2D, les primeres tomografies de resistivitat elèctrica a Andorra daten del 1997, però proporcionen informació sobre l'arquitectura sedimentària en el màxim 10 a 15 m (TURU *et al.*, 2013).

Material	Resistivity ohm m
Granite	3.000 – 4.000
Shists	1.300 – 3.000
Weathersd shists	300 – 1.300
Black slates	1 – 50
Boulders and cobbles	1.000 – 8.000
Gravels	500 – 700
Sands	250 – 350
Silts	70 – 150
Luttites	50 – 100

Taula 1: Valors típics de resistivitat dels materials del Gran Valira (TURU, 1999; TURU *et al.*, 2002, TURU, 2003; TURU *et al.* 2007; TURU *et al.*, 2013).

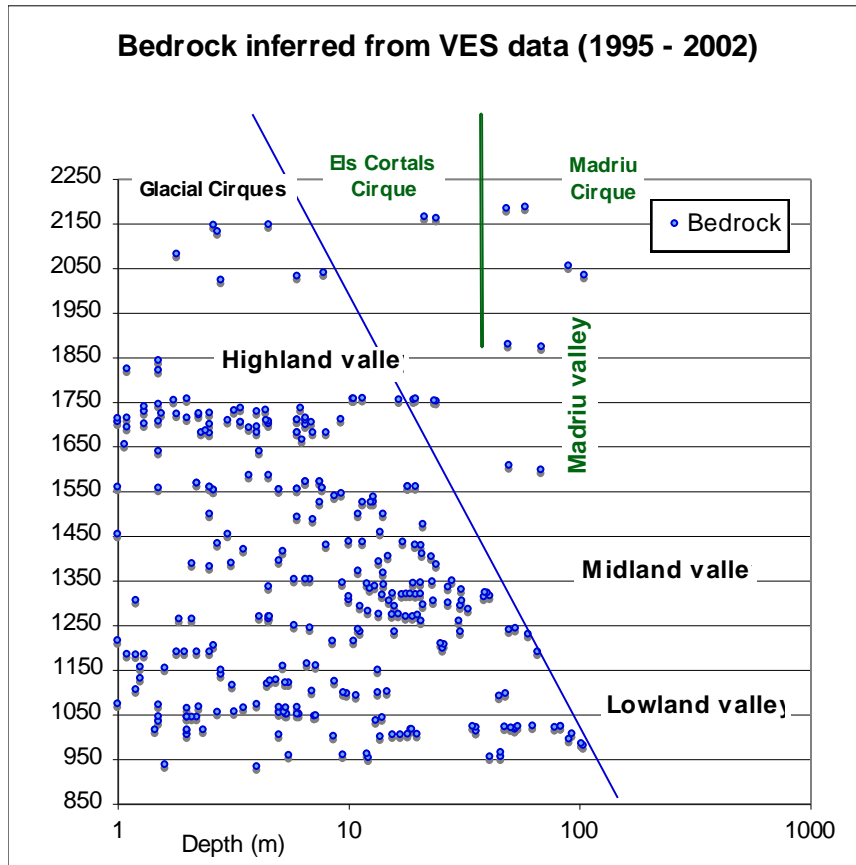


Figura 1: Profunditat del substrat rocós en relació a la alçada dins del fons de les valls d'Andorra. Hom pot observar una relació inversa, a excepció del sector d'àmplia representació litològica granítica (ZWART & HARTEVELT, 1968), com són els Cortals d'Encamp i les valls del Madriu.

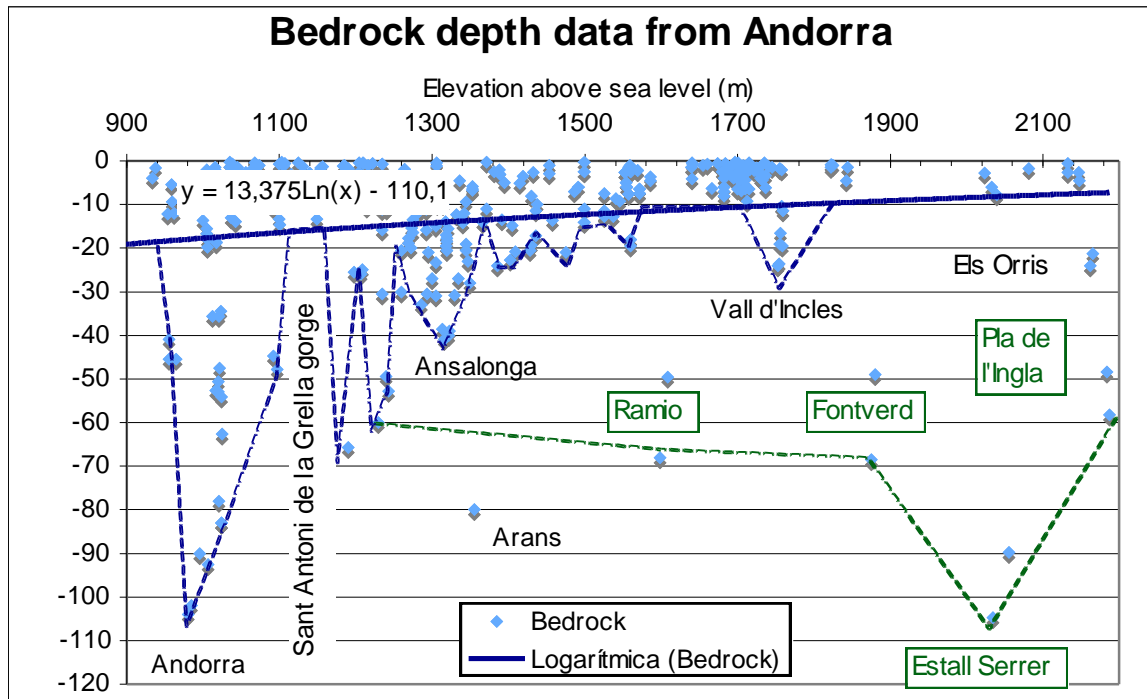


Figura 2: Representació de la profunditat del substrat rocós al fons de les valls d'Andorra en funció de l'alçada altitudinal. Es pot observar que conforme la cota altitudinal del fons de vall és més baixa més profundes són les socavacions (Incles < La Massana ≈ Arans < Andorra). En el cas d'Andorra la Vella aquesta profunditat del sòcol era ja coneguda per TURU (1999) i posteriorment confirmat per MIQUEL et al. (2011). Aquest fet no sembla ser el cas que s'observa a la vall del Madriu, on en general les valls són més profundes (Ramio, Fontverd, Estall Serrer, Pla de l'Inglà), en substrat granític. A les valls penjades, com als Cortals d'Encamp, el substrat de calcoesquistos presenta dolines reomplertes de sediments (Els Orris). S'ha representat una corba de regressió que segueix el valor més freqüent de la profunditat del substrat rocós en el fons de vall.



Figura 3: Pujada del material de prospecció SEV als Clots de l'Aspra des de la Pleta dels Orris, Els Cortals d'Encamp.



Figura 4: Dolina dels Clots de l'Aspra (Cortals d'Encamp), situada en calcoesquists del Devonianà.

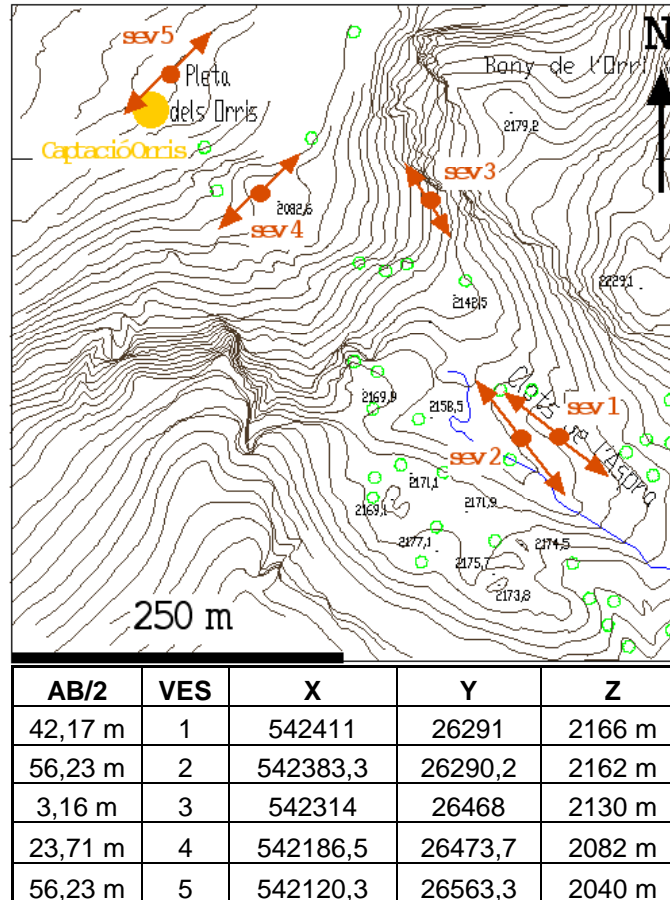


Figura 5: Situació dels SEV efectuats als Clots de l'Aspra, coordenades Lambert III i obertura dels elèctrodes efectuada. El SEV 3 s'ha efectuat per calibrar la resistivitat del substrat rocós. A Andorra la Vella els dipòsits de granulometria grollera amb matriu sorrenco-lutítica mostren conductivitats significativament baixes, mentre que sense aquesta matriu les resistivitats són elevades (**Figura 7**). En aquesta figura s'observa com les altes resistivitats estan associades amb sediments pobres en fins i inversament. Una de les particularitats que s'observa al subsòl de la vall principal d'Andorra és que les capes d'alta resistivitat elèctrica estan associades a valors elevats de preconsolidació i viceversa.

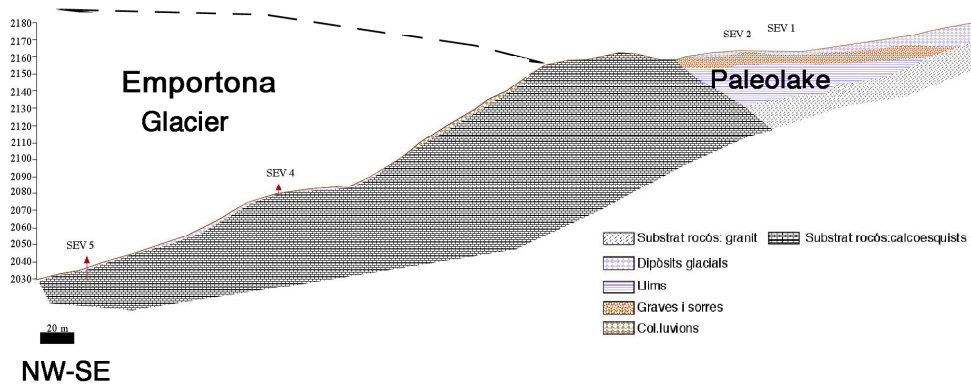


Figura 6: Interpretació dels SEV efectuats als Clots de l'Aspra. Els SEV 1 i 2 se situen sobre uns sediments conductors de l'electricitat que hom interpreta originaris d'un antic llac d'obturació juxtaglacial (Expedient D 016.02.01).

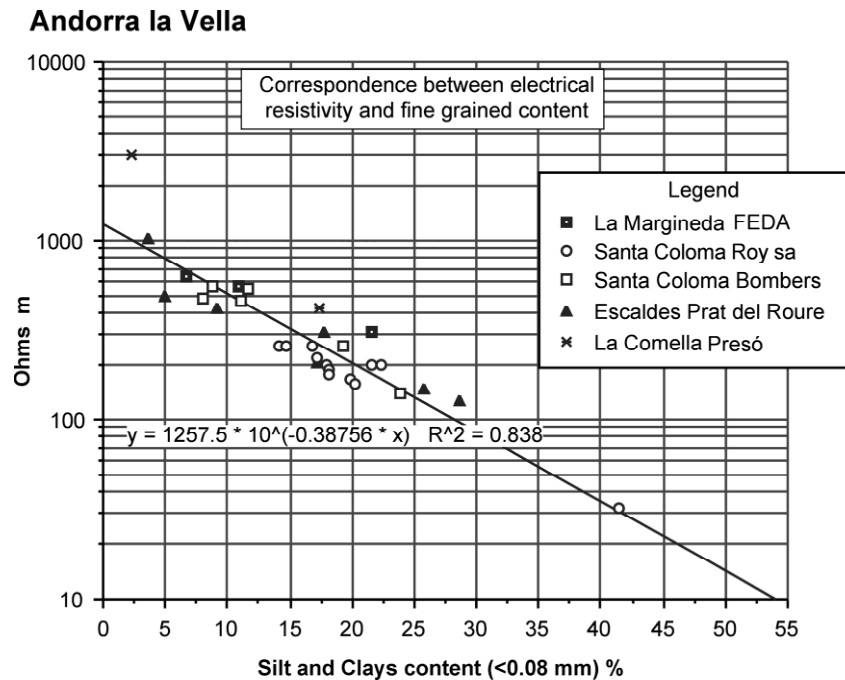


Figura 7: Correlació entre resistivitat elèctrica (VES) i contingut de gra fi de sediments al Gran Valira (granulometries realitzades a partir de mostres de perforació, TURU, 2003). Els llocs són principalment d'estudis geotècnics destinats a edificis oficials (presó nacional, caserna de bombers, edifici poliesportiu, central transformadora elèctrica) o d'edificis privats.

SEISMIC REFRACTION (P AND S WAVES)

Al País la prospecció amb sísmica de refracció permet distingir les capes de densitat creixent fins a una profunditat d'uns 30 metres. Els primers perfils sísmics que es disposen daten del 1997 (TURU, 1999). El mètode utilitza la velocitat de propagació d'una ona elàstica que es produeix mitjançant un martell (normalment de 5 Kg) sobre una placa metàl·lica. Aquest impuls i utilitzant els geòfons apropiats, s'utilitza per determinar les velocitats de les ones P i S. Amb aquestes velocitats i fent us de la llei de Snell (SHERIFF & GELDART, 1991) es possible calcular el gruix de les capes travessades. Per més informació hom pot consultar el següent espai web:

<http://www.igeotest.ad/Altres/Annexos/Prospeccio%20geofisica/A2%20Prospeccio%20sismica.pdf>

Aquesta tipologia de prospecció ha estat clau en la identificació de capes de tills glacials dins de la unitat geoelectrica 2 de BORDONAU (1992). A la **Figura 8** s'ha representat la velocitat de les ones sísmiques longitudinals (P) i transversals (S). Em base a la **Figura 8**, els sediments del Principat d'Andorra presenten una relació inversa respecte l'alçada. Això s'interpreta com que la consolidació dels tills subglacials és més important a les valls d'Andorra i Escaldes que a la resta de valls. A la **Taula 2** es mostra el promig de les ones sísmiques i el coeficient de Poisson promitjos dels sediments del Principat. Pel que fa referència a les velocitats de les ones sísmiques longitudinals (P) del substrat rocós, hom ha pogut observar que està en funció de la qualitat geomecànica de la litologia tractada (BARTON, 2007), i que es pot consultar al següent espai web:

<http://www.igeotest.ad/Altres/Annexos/Ripabilitat/Ripabilitat.pdf>

Al País es disposa també de dades de sísmica de refracció del subsòl d'Andorra la Vella i Escaldes-Engordany (TEIXIDÓ *et al.*, 2003), produïda per l'ICC (Institut Cartogràfic de Catalunya).

Soft sediments (indif.)			Basament (indif.)			
P waves	S Waves	Poisson	P Waves	S Waves	Poisson	asl
1203,4	557,2	0,31	2650,4	1120,5	0,32	1034
960,6	479,0	0,42	2200,0	1000,0	0,37	1349
ms-1	ms-1		ms-1	ms-1		m

Taula 2: Valors promig del coeficient de Poisson i la velocitat de les ones sísmiques, tant per la formació superficial com del substrat rocós del Principat d'Andorra, ambdós materials indiferenciats, i per dos trams altitudinals. Hom pot observar que en el tram altitudinal inferior (la vall principal d'Andorra), la formació superficial presenta velocitats sísmiques més elevades que en el tram altitudinal següent (bàsicament, valls de La Massana-Ordino)

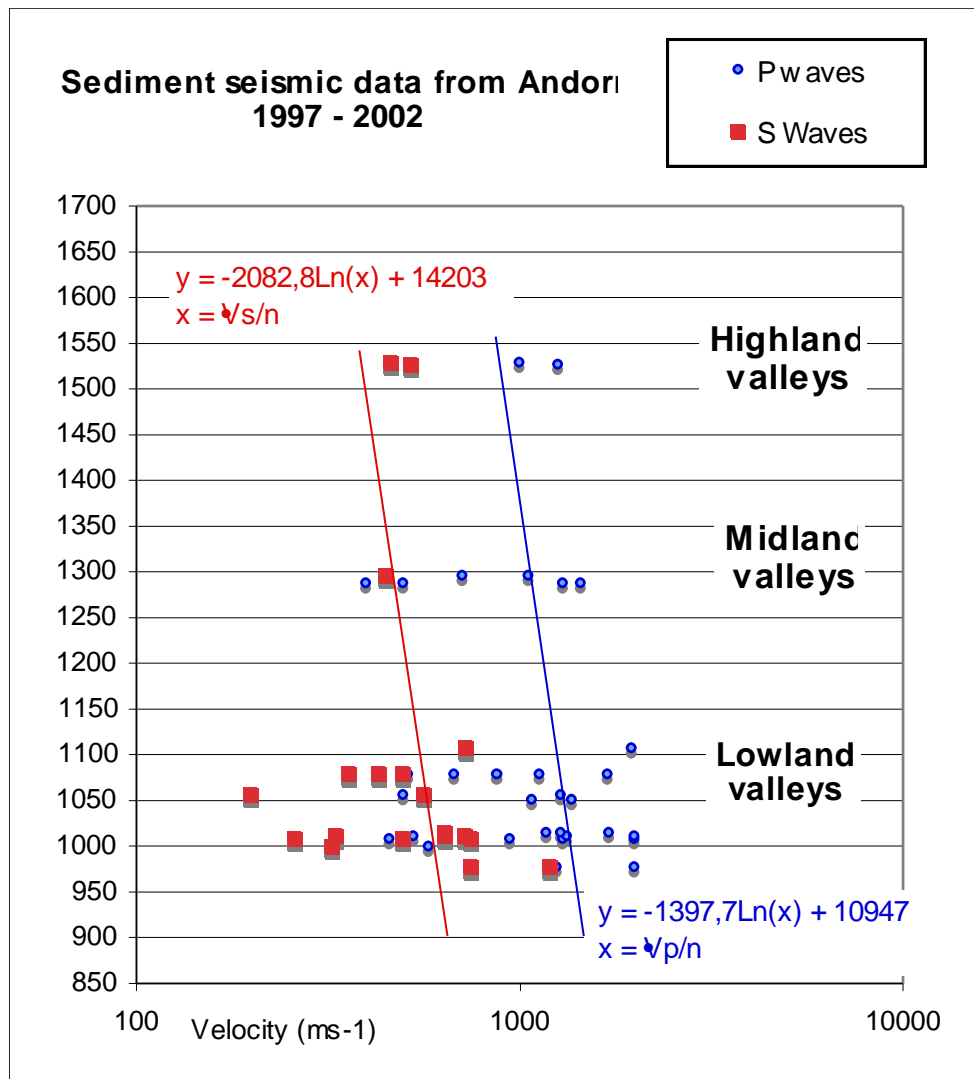


Figura 8: Es representen aquí una mostra dels resultats de la formació superficial corresponent al període de prospecció 1997-2002, amb un total de 31 mesures d'ones P i 19 d'ones S. Hom pot observar que al tram altitudinal inferior (valls d'Andorra i Escaldes bàsicament) s'aconsegueixen les velocitats més elevades que a la resta de trams altitudinals. Aquestes velocitats elevades corresponen a sediments glacials altament consolidats (TURU, 1999), tot i què en el passat hagin estat interpretats com el substrat rocós (TEIXIDOR et al., 2003).

SURFACE NUCLEAR MAGNETIC RESONANCE (SNMR)

Les proves de SNMR es van realitzar a 29 localitats com a mitjà per obtenir els paràmetres hidràulics (porositat i permeabilitat). Els temps de caiguda en SNMR depenen de la permeabilitat, mentre que l'amplitud inicial depèn directament de la porositat (PLATA & RUBIO, 2007).

Quan el moment magnètic nuclear associat amb l'espín nuclear es col·loca en un camp magnètic extern, als diferents estats d'espín, li corresponen diferents energies potencials magnètiques. En presència d'un camp magnètic estàtic que produeix una petita quantitat de polarització d'espín, un senyal de ràdio freqüència de la freqüència apropiada pot induir a una transició entre estats d'espín (*spin-flip*). Si es desconnecta després el senyal de ràdio freqüència, la relaxació dels espins tendeix de nou als estats més baixos, i produeix una quantitat mesurable de senyal de RF, a la freqüència de ressonància associada amb el *spin flip*. Aquest procés s'anomena Ressonància Magnètica Nuclear (NMR).

El moment de dipol magnètic (moment magnètic $\mu = q$; **Figura 9a**) en un camp magnètic, tindrà una energia potencial relacionat amb la seva orientació pel que fa a aquest camp (**Figura 9b**), que en el cas de la SNMR és el camp magnètic terrestre.

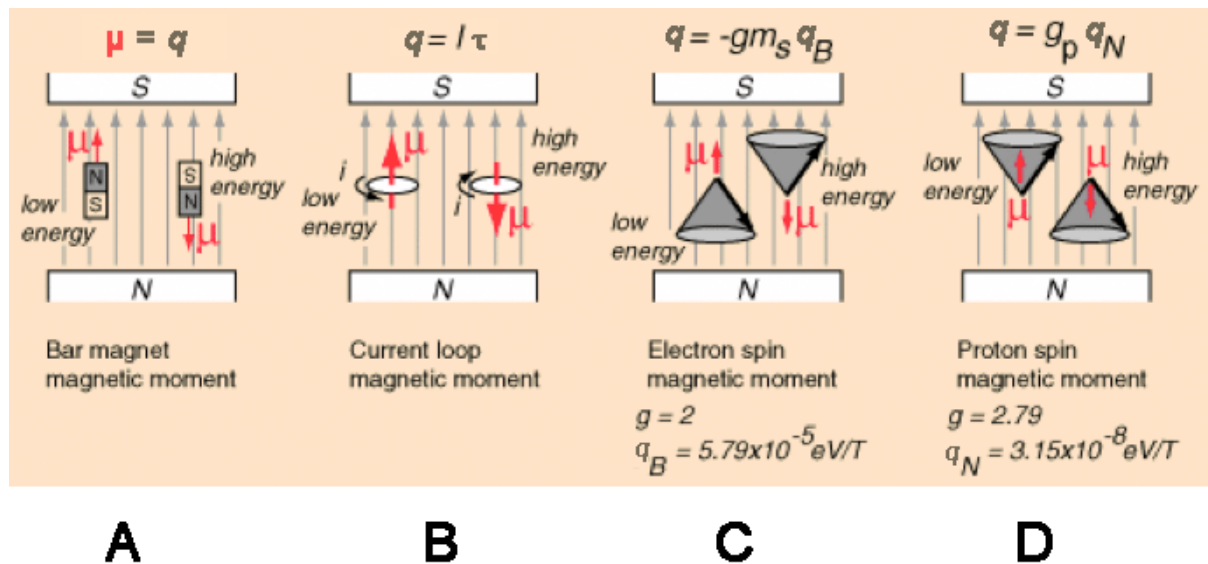


Figura 9: Es mostra en aquesta figura la importància de la orientació dels espins de les partícules carregades elèctricament respecte al camp magnètic existent o induït. En el cas de la SNMR el camp magnètic és el terrestre i la seva intensitat depèn de la latitud. A: Orientació del dipol magnètic respecte al camp magnètic constant. B: *spin-flip* produït per un moment electromagnètic (q) i orientat en funció del sentit de gir. C i D: Precessió del vector magnètic, oposat al moment magnètic (C) en sentit del moment magnètic (D). La variable g = relació giromagnètica. En SNMR el moment magnètic produït produeix que l'angle de la precessió sigui de 90° .

L'espín electrònic o l'espín de protons tendirà a un moviment de precessió al voltant del camp magnètic amb una freqüència anomenada freqüència de Larmor (**Figura 9**). El moment magnètic de l'espín del protó es troba en la direcció del seu espín (**Figura 9d**), al contrari del moment magnètic de l'espín dels electrons (**Figura 9c**). Així per diferents intensitats de camp magnètic la freqüència de Larmor variarà. En el cas de la SNMR s'utilitza el camp magnètic terrestre i la seva intensitat està en funció de la latitud, així la freqüència de Larmor variarà en funció de la latitud.

La SNMR és un mètode geofísic directe i permet detectar els protons lliures en el subsòl, és a dir la presència d'aigua en el subsòl. L'equip utilitzat ha estat el més lleuger del mercat (NUMIS Lite) de la casa Iris-Instruments, utilitzant com a programari d'inversió el inclòs amb l'aparell (Samovar 6.2. desenvolupat pel BRGM, *Bureau de Recherches Géominières*).

El procediment SNMR consisteix en excitar gradualment un camp magnètic a una determinada freqüència per tal d'investigar les capes del subsòl a profunditat creixent. Els protons d'hidrogen de les molècules d'aigua són excitats ($\Delta H+$) per un pols electromagnètic (EM) que és emès a la freqüència de Larmor (**Figura 10**); per això s'utilitza un transmissor de ràdio-freqüència (Tx) de pocs kHz.

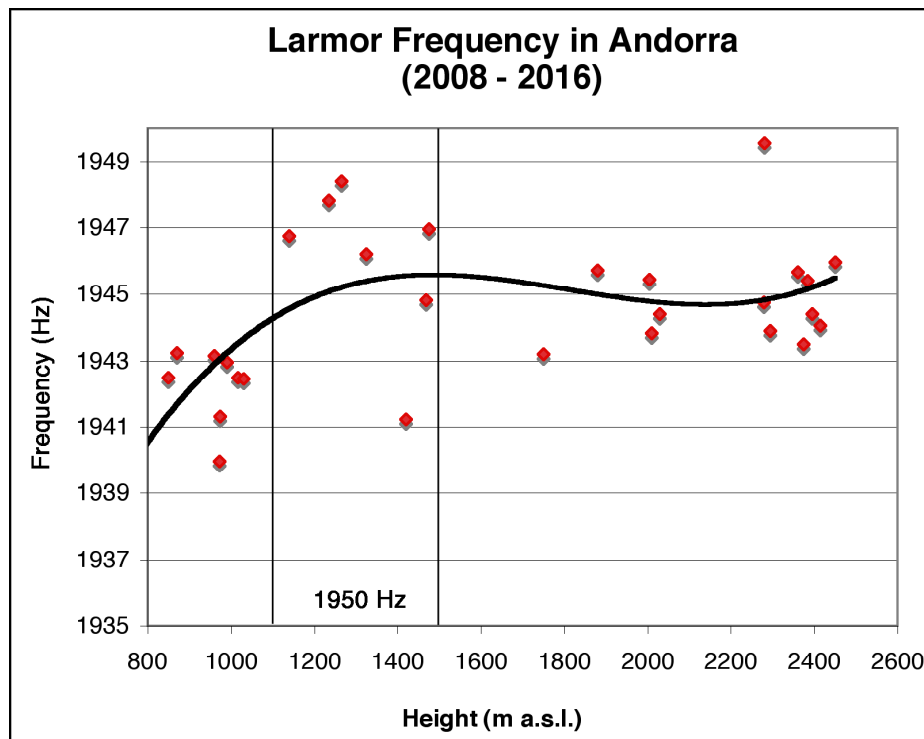


Figura 10: Mesures de camp preses amb un magnetòmetre de protons de la casa GEOMETRICS (G-856AX), entre 2008 i 2016 a diferents alçades de la Valira d'Orient i la vall principal del riu Valira. Hom pot observar que la freqüència de Larmor se situa uns 7 a 10 Hz de l'harmònic de 50Hz més proper (1950 Hz), i que correspon als generats per les línies elèctriques. El sector entre els 1100 m i els 1500 m, la Larmor està prop de 1950 Hz. En aquest sector les molècules d'aigua entren en ressonància amb les línies elèctriques.

El transmissor crea un corrent (I_0) en la freqüència de Larmor (f_L) a través de l'antena durant un temps donat (τ), creant el camp d'excitació expressat pel moment del pols: $q = I_0\tau$ que estableix la profunditat de la prospecció. El valor del pols EM és creixent ja que l'aparell augmenta la intensitat (I_0) del corrent de forma progressiva. Per a una determinada ubicació geogràfica, el valor de la freqüència de Larmor depèn de la relació giromagnètica (γ) dels protons d'hidrogen i el camp geomagnètic total ($f_L = \gamma B_0 / 2\pi \approx 0,042577 B_0 = \sin B_0 [2.442^\circ]$, essent B_0 en nanoteslas). La inclinació i magnitud del camp magnètic terrestre, juntament amb la resistivitat del terreny, condicionen la penetració del senyal en el subsòl; però també de la mida del bucle de l'antena i com de potent sigui l'aparell per gestionar-la. El soroll electromagnètic (**Figura 11**) limita la qualitat dels registres, de manera que gran part del treball consisteix en eliminar-lo mitjançant filtres i diferents dispositius de recepció en funció del flux i direcció dels emissors (**Figura 12**). La presència de roques magnètiques pot fer impossible la detecció d'aigua sense prèvia inducció (FID; *Free Induced Decay*), si no es prenen les degudes precaucions metodològiques a aquest efecte (**Figura 13**). Els passos seguits per solucionar aquestes problemàtiques inherents a la espectroscòpia NMR basada en el camp magnètic terrestre son presents als annexos de documentació de: <http://www.igeotest.fr/RMP/DocRMP.htm>

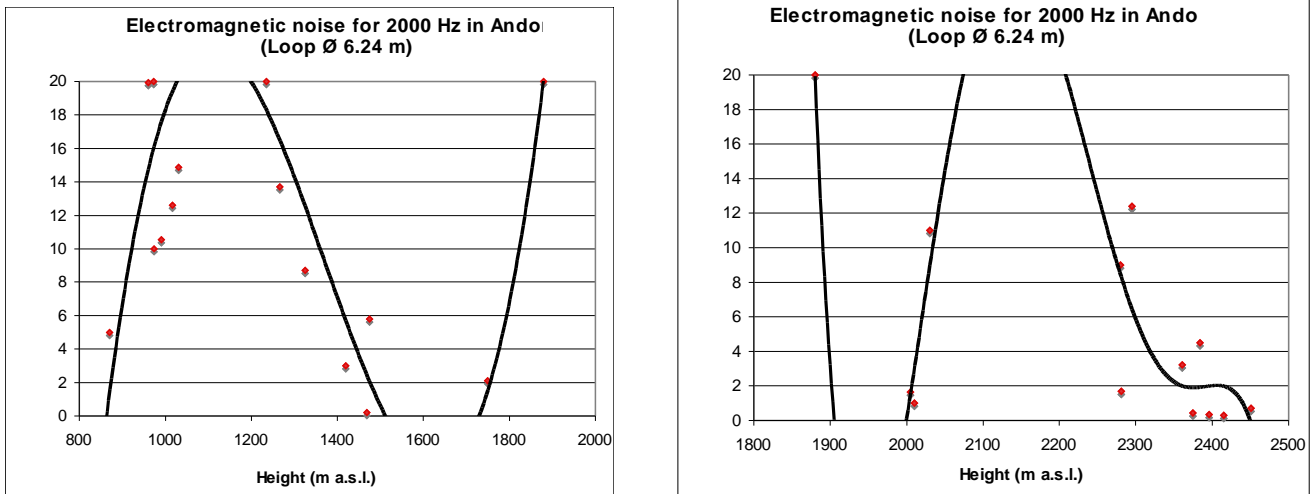


Figura 11: Variació del soroll electromagnètic inferior a 2000 Hz (baixes freqüències) a Andorra. S'observen dos màxims d'intensitat dissimètrics, un entre 900 i 1300 metres d'alçada, i l'altre per sobre dels 1900 m d'alçada. Aquests màxims d'intensitat estan relacionats amb el consum elèctric dels principals nuclis de població d'Andorra (primer pic) i a l'activitat de la indústria turística en alta muntanya (segon pic). Soroll EM corresponent als expedients: A-002.02.16; A-010.11.13; A-008.11.13; A-009.11.13; A-007.10.13; A-001.01.13; A-006.04.12; A-010.08.11; A-007.06.11; A-008.11.11; A-002.02.11; A-009.05.10; A-010.06.10; A-005.05.10; A-015.11.10; A-015.11.09; A-013.11.09; A-010.09.09; A-013.11.09; A-003.03.09; A-002.02.09; A-036.12.08; A-028.09.08; A-025.06.08; A-024.06.24; A-022.05.08; A-021.05.08; A-018.03.08; A-015.03.08; A-010.02.09; A-007.02.08; A-005.02.08.

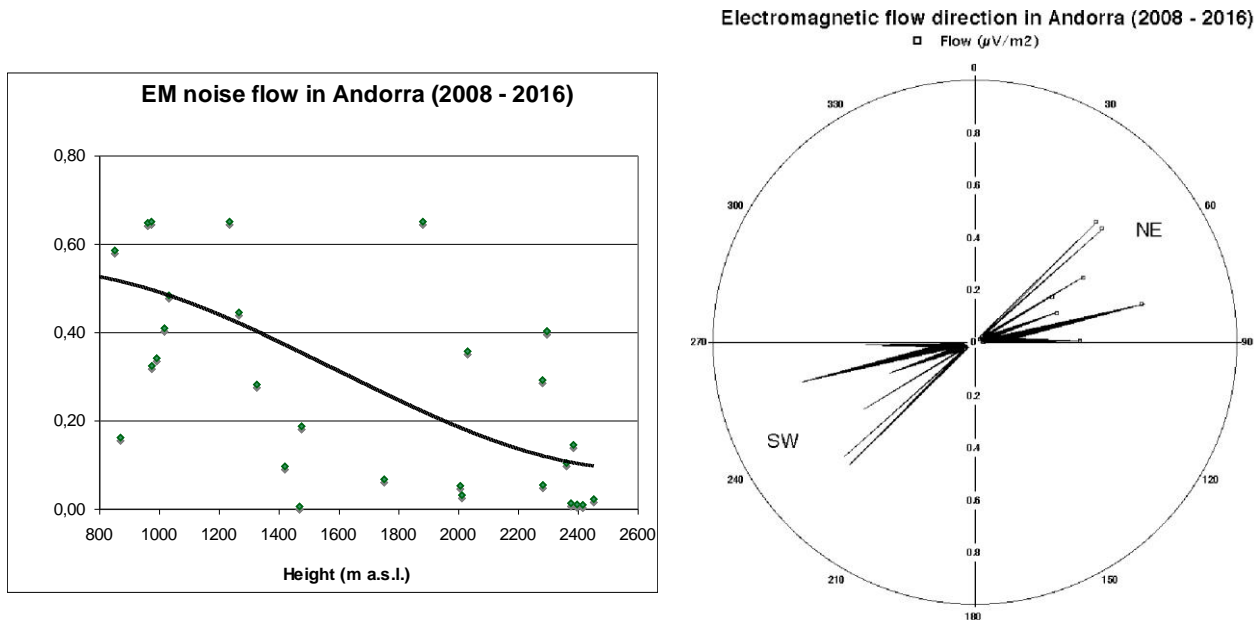


Figura 12: D'esquerra a dreta flux elèctric i direcció dels principals emissors. Originari de les emissions de les línies d'alta i mitja tensió a Andorra. El flux EM és major al voltant dels principals nuclis de població, on també s'han d'incloure els transformadors elèctrics i el consum de la baixa tensió. El flux elèctric obtingut és molt baix i sols mesurable en la escala dels micro-Volts (directiva CEM 2013/35/UE), no obstant suficient com per interferir en la escala dels nanoVolts, que és la diferència de potencial que es mesura en l'aigua del subsòl. Pel que fa a les principals direccions del flux electromagnètic per Andorra (Valira d'Orient i Gran Valira), majoritàriament en direcció NE-SW, és paral·lel a la direcció de les valls on ha estat mesurat. Aquesta direcció denota que les principals línies de transport de electricitat (xarxa d'alta tensió) són les que generen la major part del soroll electromagnètic ambiental. Cal fer esment que no en tots els llocs de mesura ha estat possible determinar la direcció del flux. Cal fer esment que aquesta representació és incompleta, especialment al voltant dels principals nuclis de població, ja que l'aparell de mesura utilitzat (*Iris-Instruments noise analyser*) té un topall de $20 \mu\text{V}$, i sovint insuficient. Però també seria desitjable augmentar el número de mesures en el territori, especialment en el sector de la Valira del Nord, sector del qual no es disposen de dades, tot i què possiblement no distaran de les ja obtingudes.

Les propietats de la freqüència de Larmor (en hertz, f_L) té aplicació directa en el camp de la hidrogeologia. Quan el pols electromagnètic (q) cessa, l'energia absorbida pels protons és alliberada i pot ser percebuda per un dispositiu receptor, ja que es crea un camp electromagnètic nou en la mateixa freqüència. L'energia alliberada es tradueix en un determinat voltatge (amplitud E_0) que tendeix a zero amb el temps de forma exponencial, obtenint T_2^* que és constant per a un determinat material. Al laboratori la recíproca d'aquest temps constant és igual a $1/T_2^* = 1/T_1 + 1/T_2 + 0,5 * \gamma \Delta H^+$, on T_1 és la constant de temps longitudinal del senyal NMR en l'eix magnètic z , i que no es veu afectada per les heterogeneïtats del camp magnètic i el soroll electromagnètic, sent per tant la més adequada per a determinar les característiques hidràuliques dels aquífers.

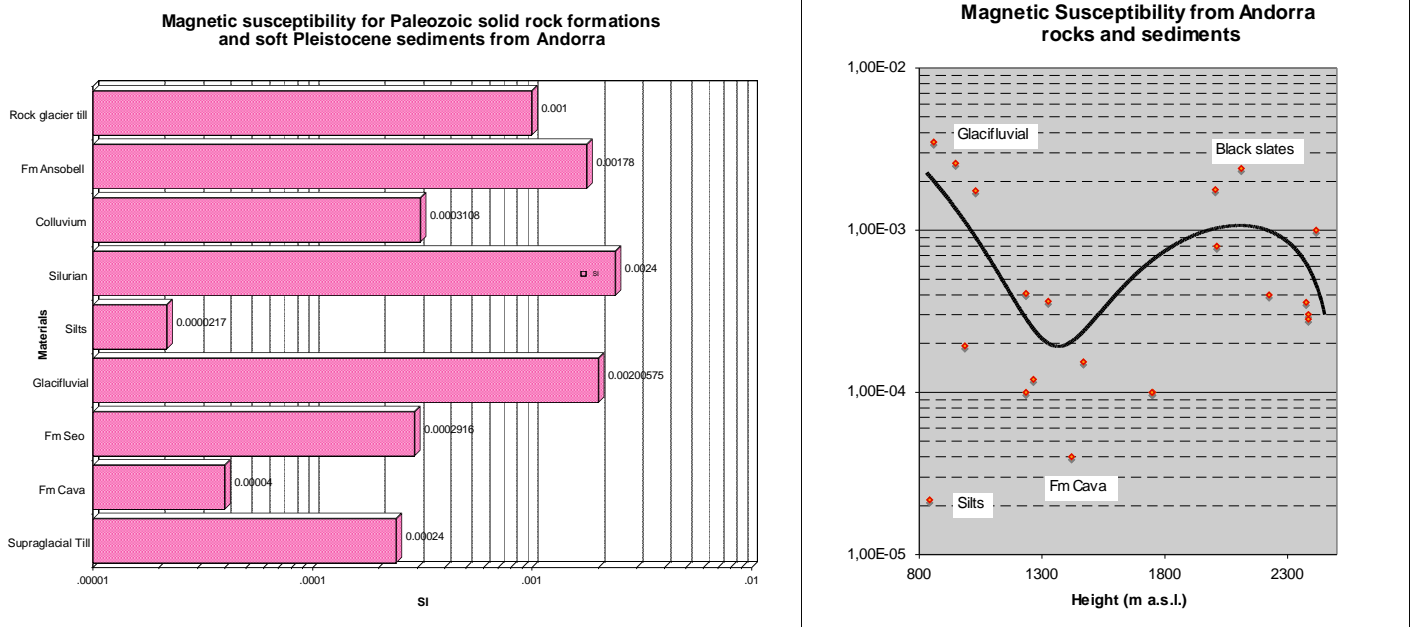


Figura 13: Valors de susceptibilitat magnètica de roques i sediments d'Andorra presa amb un susceptibilímetre SM-20 de la casa Gf Instruments. A la esquerra hom pot observar que 3 dels 9 materials mesurats presenten valor de SI poc superiors a 10^{-3} , el que fa dels sediments i roques del Principat accessibles a la NMR en modus FID (*Free Induced Decay*), tal com s'especifica en els annexos de documentació <http://www.igeotest.fr/RMP/DocRMP.htm>. A la dreta hom pot observar la distribució altitudinal de la susceptibilitat magnètica de les roques i sediments del Principat. Donada la configuració geològica del País, estructurada en una successió de sinclinals i anticlinals orientats E-W (ZWART & HARTEVELT, 1968), els valors de susceptibilitat són diferents en els flancs respecte als nuclis dels plecs (al voltant dels 1300 m d'alçada). Susceptibilitat magnètica corresponent als expedients: A-008.11.13; A-002.02.11; A-010.06.10; A-005.05.10; A-015.11.09; A-013.11.09; A-002.02.09; A-036.12.08; A-028.09.08; A-024.06.24; A-022.05.08; A-021.05.08; A-018.03.08; A-010.02.09; A-007.02.08; A-005.02.08.

D'altra banda la constant de temps T_1 és el component transversal del senyal NMR en el pla magnètic x, y , sent aquesta l'única component de temps que és possible detectar en cas de terrenys magnètics (terrenys amb abundant magnetita, pirrotina, volcànics i altres); per a això cal aplicar una determinada seqüència de polsos coneguda com a spin fet. Amb els dispositius actuals únicament és possible obtenir T_2^* i T_2 , però no T_1 , per a això es requereixen diferents seqüències de registre que permeten estimar T_1 , la més senzilla de les quals és la seqüència de doble pols. En essència $T_2^* < T_2 < T_1$, però en el cas ideal (mig sense soroll electromagnètic), el valor dels tres és molt proper. La durada del pols (τ) deu ser més curta que la constant de relaxació (T_2^*), ja que en cas contrari l'excitació passaria desapercebuda, i en el cas de l'aparell utilitzat és de 40 milisegons. El corrent màxim (I_0) depèn de la tensió màxima (V) del dispositiu i de la impedància de bucle (Z). La impedància s'administra principalment pel factor d'inductància (gruix del cable, longitud de l'antena), la qual depèn del camp magnètic terrestre que al seu torn varia geogràficament (BERNARD, 2007). Per a una freqüència de Larmor donada, es pot considerar que les dades són vàlids si les desviacions en emissió i recepció se situen a ± 10 Hz d'aquesta. La permeabilitat està en funció del temps de decaïment i l'amplitud inicial (E_0), que està directament relacionada amb la quantitat d'aigua (θ), segons l'equació següent:

$$K_{MRS} = CPx \theta_{MRS}^a T_d^2 \quad (2.8)$$

On: θ_{MRS} és la porositat obtinguda a partir de E_0
 "a" pot ser 1 o 4 si s'utilitza T_d (T_1 o T_2^*)
 CPx és un coeficient geològic obtingut segons la **Figura 14**.

La comparació dels resultats amb el ja disponibles per altres mètodes (assaigs e bombeig, assaig d'infiltració, assaigs de traçadors, corba d'esgotament de fonts naturals) pot observar-se a la **Figura 15**. La representació de les dades és homogènia per materials litificats i no litificats, un 52% corresponen a formacions del substrat rocós i un 48% per a sediments no litificats; no obstant dins de cada grup de materials la representació no és homogènia, però com a mínim no és desconeguda. Amb anterioritat TURU (1997) va efectuar una aproximació geomecànica amb l'aplicació de la llei cúbica (LEE & FARMER, 1993) per roques metamòrfiques de la Fm Cívica a Escaldes-Engordany, obtenint permeabilitats de 1,28 a 3,65 m/dia. Ara, fent us de la ressonància magnètica nuclear s'incrementa notablement la representativitat dels valors de permeabilitat i porositat dels diferents materials del País (**Figures 16, 17 i 18**). Amb aquestes dades el valor promig de permeabilitat del substrat rocós en 10 m/dia, per les formacions de till una permeabilitat de pocs metres dia, mentre que per als materials glaciofluvials entre 200 i 300 m dia.

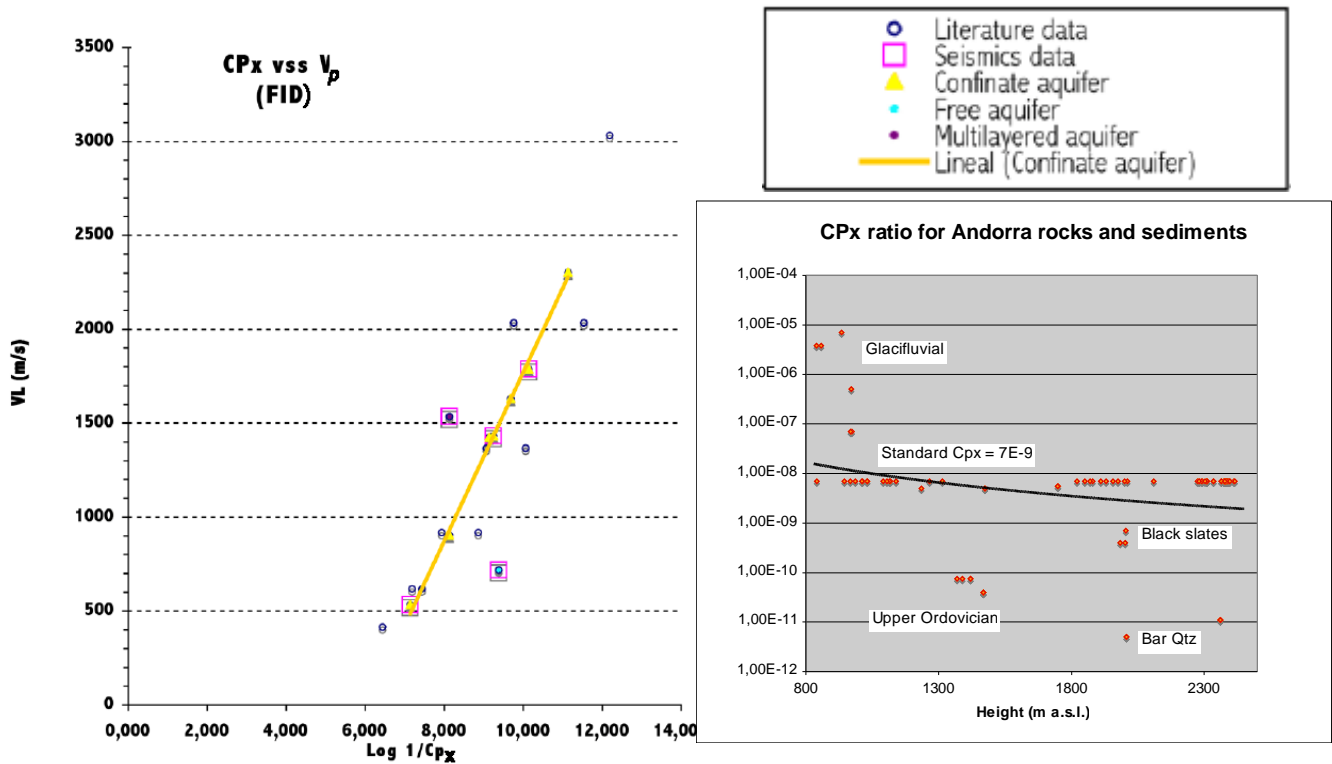


Figura 14: A l'esquerra figura original de TURU & ROS (2012) on es posa de manifest una relació directa entre la velocitat sísmica longitudinal (V_p) i el coeficient CP_x tractat com un mòdul de compressibilitat d'aquífer confinat. A la figura dreta s'exposen els valors de CP_x utilitzats, essent el valor per defecte igual a $7 \cdot 10^{-9}$ al programa d'interpretació SAMOVAR 6 del BRGM. Hom pot observar una tendència a disminuir el valor de CP_x amb l'alçada. Aquest fet és degut a que en cotes altitudinals més elevades, la prospecció s'ha efectuat directament sobre el substrat rocós, amb velocitats sísmiques més elevades que els sediments de fons de vall, situats a cotes inferiors.

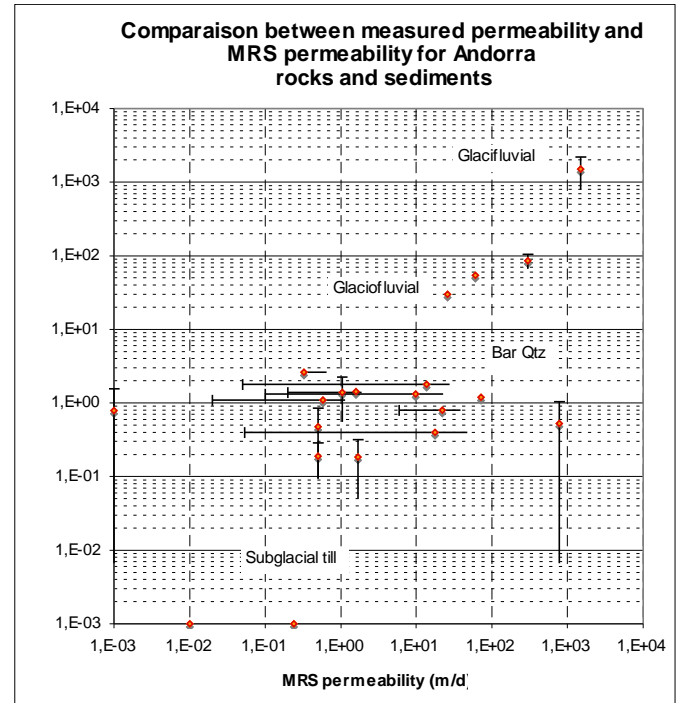
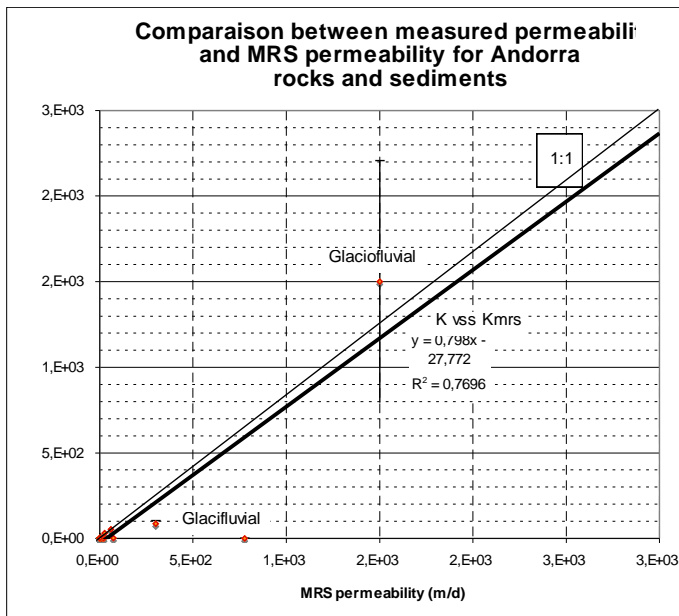


Figura 15: Correlació entre els valors de permeabilitat obtinguts amb la MRS i els obtinguts per mètodes hidrogeològics. A la esquerra es mostra la línia de correlació 1:1 i la obtinguda en la comparació. Hom pot observar que la majoria de valors estan situats a prop del l'origen de coordenades (gràfic de la dreta). Prospeccions efectuades entre 2008 i 2015 (expedients A 015.03.08; A 018.03.10; A 024.06.15; A 010.09.09; A 005.05.10; D 012.05.10; A-010.06.10; A 015.11.10; A 010.08.11; A 007.06.11; A 001.01.13; A 007.10.13; A 008.11.13)

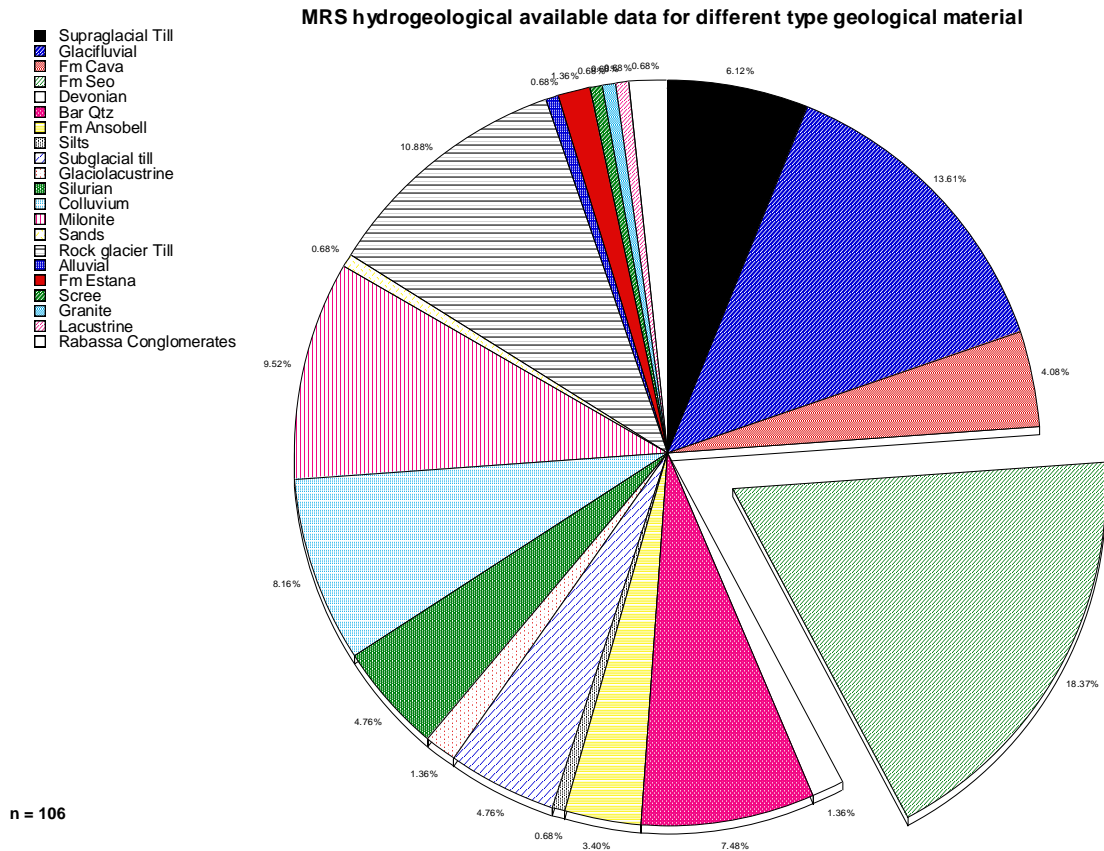


Figura 16: Representativitat de les dades de porositat i permeabilitat disponibles fent ús de la ressonància magnètica nuclear. Dins de la família de roques metasedimentàries La Fm Seo (HARTEVELT, 1970), situada en els nuclis de les estructures anticlinals, és de la que es disposen més dades ($\approx 18\%$). Dins del conjunt de sediments no rocosos es disposa d'abundants dades dels sediments glaciofluvials ($\approx 13\%$).

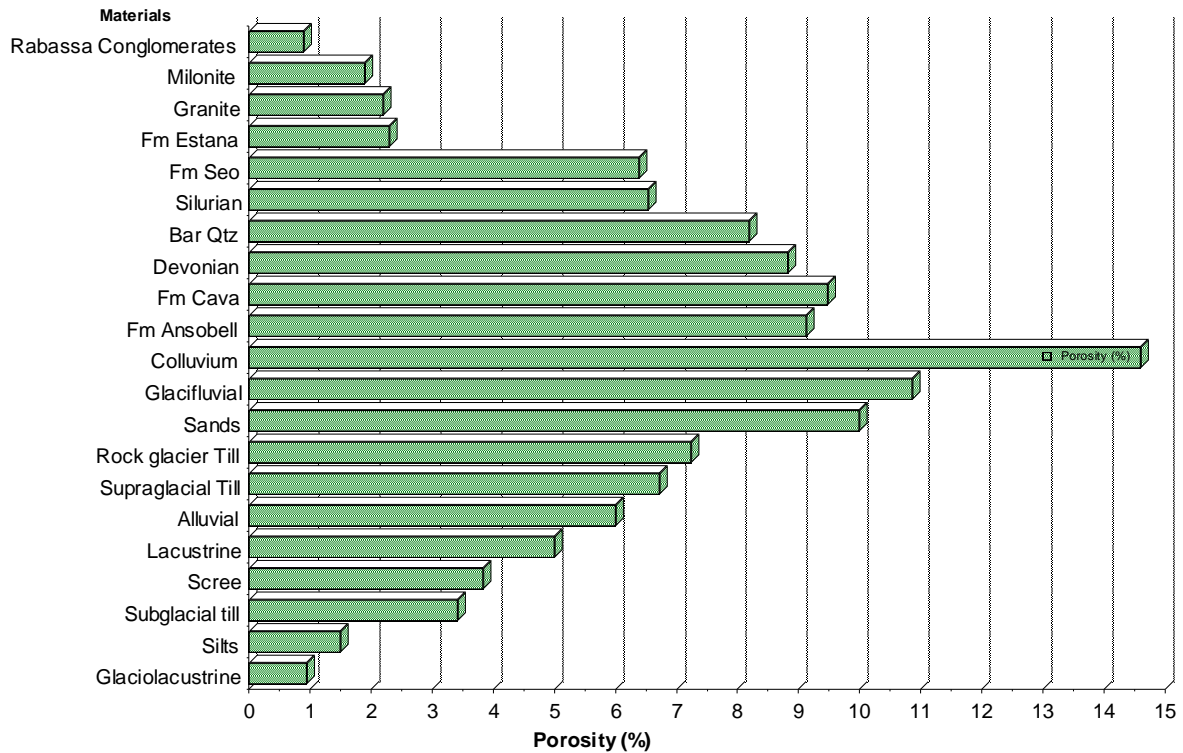
MRS porosity for Paleozoic formations and soft Pleistocene sediments from Andorra

Figura 17: Distribució mitja de porositat efectiva dels materials del Principat d'Andorra, ja siguin formacions litològiques com sediments no litificats. Hom pot observar que, com a promig, els materials més porosos són també els menys litificats (els col·luvions). seguit dels glaciofluvials i capes de sorra. Els materials no litificats però consolidats, com els tills, presenten porositats similars a les de les formacions rocoses.

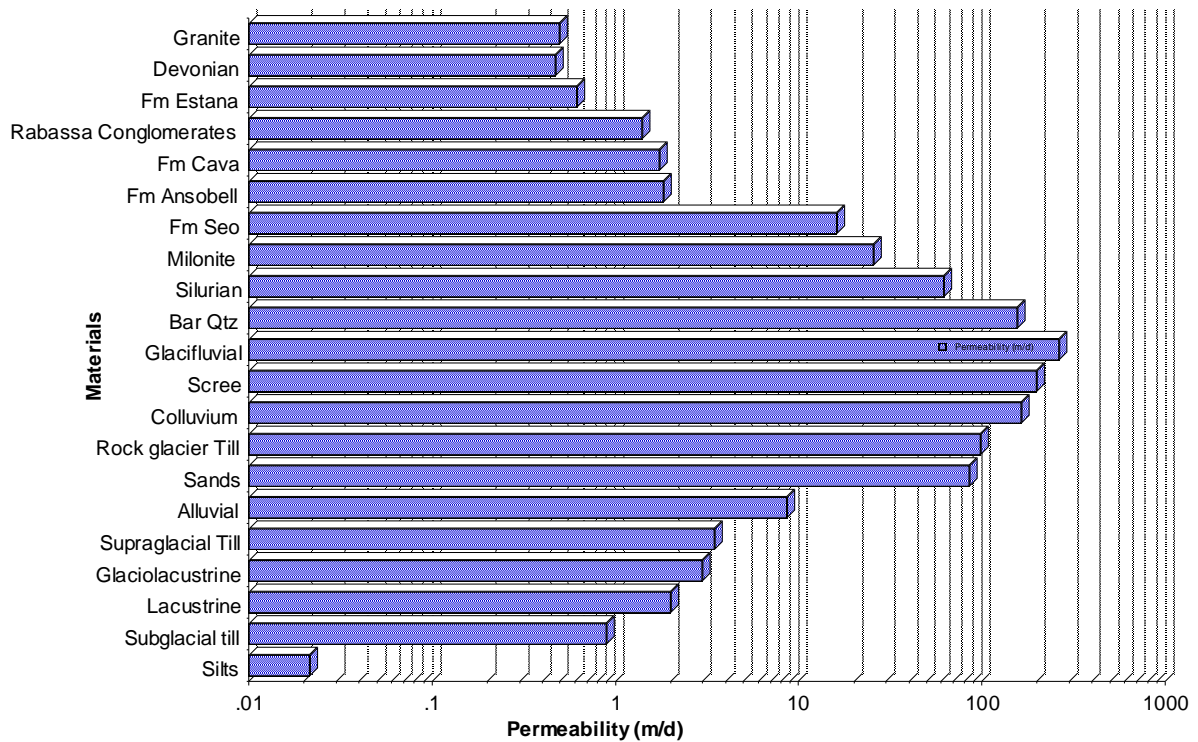
MRS permeability for Paleozoic solid rock formations and soft Pleistocene sediments from Andorra


Figura 18: Distribució mitja de la permeabilitat dels materials del Principat d'Andorra, ja siguin formacions litològiques com sediments no litificats. Hom pot observar una certa simetria entre ambdues famílies de materials. Els sediments que presenten un promig més elevat correspon als materials glacioluvials, seguit dels sediments de tartera (scree) i col·luvions. Al mateix nivell es troba la Quarsita de Bar (HARTEVELT, 1970), situada en el límit superior de l'Ordovicià post Caradoc. Pràcticament la meitat dels materials assajats es situen per sobre dels 10 m/dia en permeabilitat (10 de 21). Per contra les formacions de till presenten permeabilitats propers a 1 m/dia o de pocs metres dia. Els materials menys permeables són els llims (silts), sovint glaciolacustres o d'inundació.

BIBLIOGRAFIA

BARTON, N. (2007) Rock quality, seismic velocity, attenuation and anisotropy. Balkema, Taylor & Francis, London (UK), 729p

BERNARD, J. (2007) Instruments and field work to measure a Magnetic Resonance Sounding. Boletín Geológico y Minero, 118 (3): 459-472
(http://www.igme.es/boletin/2007/118_3_2007/ART.%203.pdf)

BOBACHEV, A.A; SHEVNIN, V.A. & MODIN, I.N. (2003) IPI2WIN version 3.0.1e;
<http://www.geol.msu.ru/deps/geophys/rec-lab3.htm>

BORDONAU, J. (1992) Els complexos glacio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus; Geoforma, Logroño (Spain), 251pp

CARRASCO, R. M., TURU, V., PEDRAZA, J., MUÑOZ-MARTÍN, A., ROS, X., SÁNCHEZ, J., RUÍZ-ZAPATA, B.; OLAÍZ, A.J. & HERRERO-SIMÓN, R. (2018). Near surface geophysical analysis of the Navamuño depression (Sierra de Béjar, Iberian Central System): Geometry, sedimentary infill and genetic implications of tectonic and glacial footprint. Geomorphology, 315, 1-16.

GOURINARD, Y.(1971). Determinacion cartographique et geophysique de la position des failles bordieres du fosse neogene de Cerdagne (Pyrenees-Orientales franco-espagnoles). 96 Congr. Nat. Soc. Sai'.. Toulouse, Sciences, 2, 245-263

HARTEVELT, J.J.A. (1970) Geology of the upper Segre and Valira valleys Central Pyrenees, Andorra/Spain, Sheet 10, Leidse Geol. Med., 45, 167-236

LEE, C-H. & FARMER, I. (1993) Fluid flow in discontinuous rocks; Chapman & Hall, London (UK), 169 pp

MIQUEL, C.; PONSÀ, A. & RIVERO, L. (2011) Coneixements hidrogeològics en el sector del con de dejecció de la Comella (Parròquia d'Andorra la Vella). In: V. Turu y A. Constante (eds.), XIII Reunión de Cuaternario Español, El Cuaternario en España y áreas afines, avances en 2011, Andorra la Vella (Andorra), 324-327.

ORELLANA E. (1982) Prospección geoelectrica por corriente continua; Paraninfo, Madrid (Spain), 523p

PLATA, J.L. & RUBIO, F.M., (2008) The use of MRS in the determination of hydraulic transmissivity: The case of alluvial aquifers. J. Appl. Geophys. 66, 128-139.

TEIXIDÓ, T.; PALOMERAS, I.; VALLS, P. & MARTÍNEZ, P. (2003) Prospecció sísmica a la cubeta d'Andorra la Vella - Escaldes Engordany; Horitzó (Revista de l'Institut d'Estudis Andorrans), 4, 3-25 (<http://www.iea.ad/publicacions-cenma/revista-horitzo/revista-horitzo-4>)

TURU, V. (1997) Evaluación de la recarga de un acuífero fisurado: Utilización de los modelos de flujo en medio fisurado para el macizo de Padern-Solà d'Engordany, Principado de Andorra (Pirineo Oriental). In: La evaluación de la recarga a los acuíferos en la Planificación Hidrológica (CUSTODIO, E.; LLAMAS, M.R. & SAMPER, J., Eds.) ITGE / AIH-GE, Madrid (Spain), 407-417
(<http://www.igeotest.ad/articulos/docs/Recarga.pdf>)

TURU, V. (1999) Aplicación de diferentes técnicas geofísicas y geomecánicas para el diseño de una prospección hidrogeológica de la cubeta de Andorra, (Pirineo Oriental); implicaciones paleohidrogeológicas en el contexto glacial andorrano; In: Actualidad de

las técnicas geofísicas aplicadas en hidrogeología, ITGE (Ed.), 203-210 (<http://www.igeotest.ad/articulos/docs/Andorra%20subglacial.pdf>)

TURU, V.; POUS, J.; BORDONAU, J. & PALOMAR, J. (2002) La cubeta de sobreexcavació glacial de La Massana-Ordino, Pirineus Orientals: Aplicació de la prospecció geoelèctrica; Horitzó (Revista de l'Institut d'Estudis Andorrans), 2, 38-52 (<http://www.iea.ad/images/CENMA/horitzo/02/09.pdf>)

TURU, V. (2003) ESTRUCTURA DEL SUBSÒL DE LA CUBETA D'ANDORRA I ESCALDES-ENGORDANY EN EL SECTOR DEL CLOT D'EMPRIVAT: UNA INTERPRETACIÓ GENÈTICA DE LES FÀCIES GEOELÈCTRIQUES I SÍSMIQUES DETECTADES; Comunicació en poster a les II^a Jornades del CRECIT de l'Institut d'Estudis Andorrans, Andorra la Vella.

TURU, V & ROS, X. (2012) MRS Hydraulic conductivity and geomechanics; Poster 5^é congrés internacional de resonància magnètica organitzat per LIAG (Leibniz Institute for Applied Geophysics), Hannover (RFA) (<http://www.igeotest.ad/Altres/Annexos.htm>) ,

TURU, V.; GUTIÉRREZ, M.C. & ROS, X. (2013) Determinación de la causa de un deslizamiento de ladera, el caso de la Font del Mollà (Els Cortals d'Encamp), Principado de Andorra: Comparación entre ensayos de trazador e infiltrometrías y el uso de la resonancia magnética nuclear de superficie (SNMR). In: Taludes y Inestabilidad de Vertientes, E. ALONSO, J. COROMINAS & M. HÜRLIMANN (Eds.) Centre Internacional de Mètodes Numèrics en Enginyeria de la UPC, II, Barcelona (Spain), 845-856 (<http://www.igeotest.es/Articulos/docs/Article%20Molla%20PostCongres.pdf>)

TURU, V.; BOULTON, G.S.; ROS, X.; PEÑA-MONNÉ, J.L.; BORDONAU, J.; MARTÍ-BONO, C.; SERRANO-CAÑADAS, E.; SANCHO-MARCEN, C.; CONSTANTE-ORRIOS, A.; POUS, J.; GONZÁLEZ-TRUEBA, J.J.; PALOMAR, J.; HERRERO, R. & GARCÍA-RUÍZ, J.M. (2007) Structure des grands bassins glaciaires dans le nord de la Péninsule Ibérique: comparaison entre les vallées d'Andorre (Pyrénées Orientales), du Gállego (Pyrénées Centrales) et du Trueba (Chaîne Cantabrique). Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, vol. 18, no 4, p. 309-325.

TURU, V.; ZWART H.J.; HARTEVELT J.J.A.; CARRERAS J.; MEY P.; NAGTEGAAL P. (2008) El Mapa Geològic d'Andorra, un projecte amb història. Ex Libris Casa Baurò. Núm. 11. Biblioteca Nacional, Govern d'Andorra, 19-23. (<https://www.cultura.ad/publicacions-sobre-llengua/ex-libris-casa-bauro/numero-11-2008>)

SHERIFF, R. E., & GELDART, L. P. (1991). Exploration seismology. Cambridge university press.

VILAPLANA, J.M. i CASAS, J.M. (1983) Las cubetas de sobreexcavación glacial de Bono y Barruera (Alta Ribagorza, Pirineo Central); Quadernos del Laboratorio Xeològic de Laxe, 6, 283-309

ZWART, H.J. (1979) The Geology of the Central Pyrenees; Leid. Geol. Meded, 50, 1-74

ZWART, H.J. & HARTEVELT J.J.A. (1968) The geological map from Andorra 1:50.000 , (Inèdit) <http://www.igeotest.ad/Igeofundacio/Activitats/Docs/PDF/Mapa-holandesos/Mapa%20Holandesos.pdf>