

Table des matières

Introduction.....	1
A. Matériel et méthodes	3
I. Matériel et méthodes utilisés sur le terrain	3
1. Pénétrromètre	3
2. Cylindre de densité.....	4
3. Infiltrromètre	5
II. Matériel et méthodes utilisées en laboratoire.....	9
1. La méthode pour calculer le coefficient de perméabilité à saturation (Ksat).....	9
2. La sonde TDR (Time Domain Reflectometry)	10
3. La maquette.....	12
B. Résultats et interprétations	14
I. Résultats obtenus sur le terrain	14
1. Résultats et interprétations de pénétrométrie	14
2. Résultats des essais de cylindre de densité.....	17
3. Résultats et interprétations des essais d'infiltrrométrie	17
II. Résultats et interprétations des méthodes utilisées en laboratoire.....	23
1. Résultats et interprétations des mesures de coefficient de perméabilité à saturation (Ksat) .	23
2. Réalisation de la maquette.....	23
3. Résultats et interprétations de l'expérience de pluie simulée.....	24
Conclusion	26
Glossaire	27
Bibliographie	28

Les champs marqués d'un astérisque (*) sont dans le glossaire.

Introduction

C'est au sein de l'Unité Mixte de Recherche (UMR) EMMAH (Environnement méditerranéen et modélisation des agro-hydro systèmes) entre l'INRA (Institut National de la Recherche pour l'Agronomie) et l'université d'Avignon et Pays de Vaucluse que j'ai réalisé mon stage en hydrogéologie*. Plus spécifiquement, j'ai réalisé mon étude à l'INRA même, au sein de l'équipe « transferts en sols hétérogènes ». Cette équipe travaille sur différents thèmes :

- le partage des flux de masse à la surface du sol
- les écoulements préférentiels d'eau, de solutés et particules
- le transfert d'eau dans le système sol-racine
- La propagation des ondes électromagnétiques et mécaniques en milieu hétérogène et application à la caractérisation du sol
- Caractérisation des flux d'eau en sols hétérogènes à l'aide des techniques de prospection géophysiques.

Mon étude s'intègre dans le cadre de la thèse d'Émilie GAREL, qui étudie l'infiltration de l'eau dans les versants marneux en mouvement. Situé sur les « Marnes Noires » du Jurassique, couvrant de vastes superficies ravinées dans le bassin de la Durance, ce secteur est souvent sujet à des crues brutales et dévastatrices. Celles-ci occasionnent des transports importants de sédiments vers l'aval entraînant localement des phénomènes paroxysmiques (glissements de terrain, coulées de boue laves torrentielles, écoulements hyper concentrés...) étant responsables de dégâts directs et (ou) induits auprès des biens et des populations. Dans la perspective de la gestion du risque hydro-gravitaire, il convient donc de développer la connaissance et la modélisation de ces phénomènes dans le but de les prévoir, d'anticiper et de protéger les populations exposées. Depuis plusieurs années de nombreuses recherches ont été réalisées sur de nombreux glissements de terrain localisées dans ces formations marneuses des « Marnes Noires ».

L'étude a été réalisée sur les bassins versants expérimentaux de Draix, village situé à 10km de Dignes les Bains. Ce site a été lancé dans les années 1980 par le cemagref *, et fait l'objet de nombreuses recherches, notamment sur la dynamique torrentielle, le comportement hydrique et physico-mécanique des matériaux ainsi que sur l'évolution et le déclenchement de mouvements de masse. Le dispositif est composé de quatre bassins versants, dont celui du Laval, dont la superficie atteint 0,86km², et est très peu végétalisé. On trouve dans ce bassin, un glissement de terrain apparu durant l'hiver 1999, et qui fait depuis 2006 l'objet de recherches dans le cadre du projet ecou-pref* mené par l'ANR (Agence Nationale de Recherche). L'objectif est de développer une méthodologie d'analyse pluridisciplinaire (physique et mécanique des roches, géophysique de surface et en forage, hydrogéochimie, géotechnique, géomorphologie) et multi échelles pour : Observer, caractériser et analyser les écoulements préférentiels d'eau dans les versants marneux fracturés, en sub-surface et en profondeur. Ainsi que quantifier l'influence de ces écoulements dans le déclenchement de glissements de terrain pour : quantifier la réponse hydrologique rapide de certains versants (origine, vitesse de transit des eaux infiltrées) ; définir la localisation et quantifier une probabilité de rupture hydro gravitaire des versants. Ce projet est développé sur les sites du glissement-coulée de Super Sauze ainsi que sur le glissement de terrain du Laval.

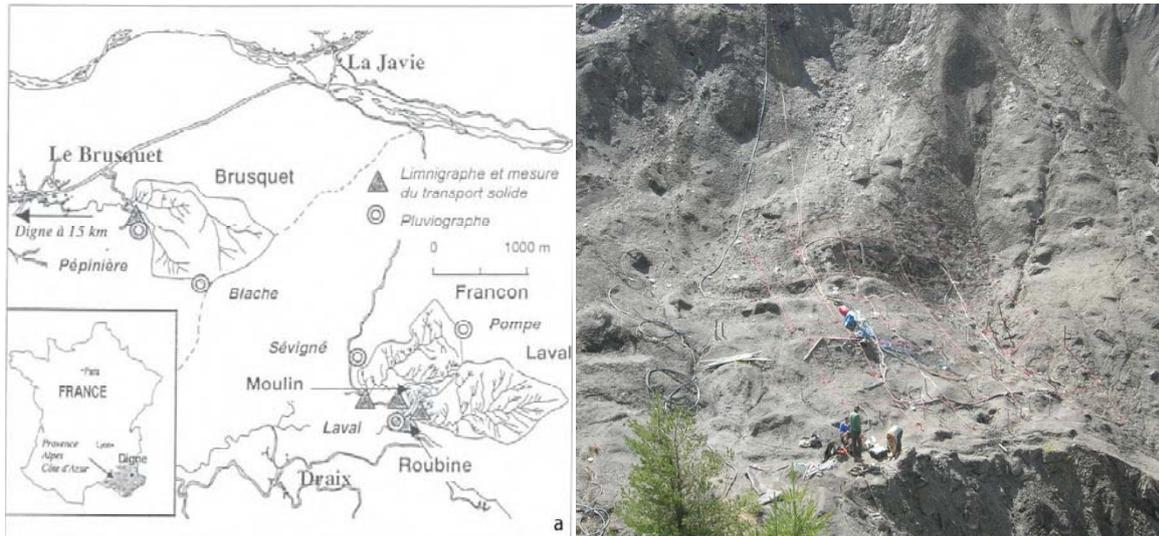


Figure 1 : Situation géographique des bassins versants expérimentaux de Draix
 Figure 2 : Photo du glissement de terrain sur le bassin du Laval.

(sources : mémoire de M. FRESSARD, et personnelle)

Dans le cadre de son étude, le glissement de terrain du Laval sert de terrain d'expérimentation à Émilie GAREL. Partant d'aucun élément sur les écoulements et infiltrations de l'eau dans ces terrains, une expérience de pluie simulée a eu lieu en août 2007, afin d'observer et essayer de comprendre, caractériser et quantifier les écoulements dans ce milieu. Cette expérience a duré 67 heures et a permis de mettre en évidence des écoulements fortement contraints par les blocs et le substratum* considérés comme imperméables. Par contre cette expérience n'a pas permis de quantifier les écoulements en profondeur.

La problématique de ce stage est donc de mieux caractériser et quantifier les écoulements dans le milieu. Cela passe par une meilleure connaissance de la variabilité spatiale et en profondeur de la perméabilité, et une caractérisation des flux latéraux et verticaux en conditions contrôlées.

Pour ce faire, mon stage se divise en deux parties, la première aura lieu sur le glissement de terrain afin de caractériser et paramétrer le terrain, puis une seconde partie en laboratoire afin de simuler une pluie sur une reconstitution à échelle réduite d'un milieu marneux hétérogène à faible pente, pour observer l'infiltration de l'eau dans un milieu maîtrisé et contrôlé.

Avant de commencer, voici une photo de la surface d'étude



Figure 3 : Photographie de la surface d'étude sur le glissement de terrain du bassin versant du laval, quadrillée de 1 à 40.

A. Matériel et méthodes

I. Matériel et méthodes utilisés sur le terrain

Afin de paramétrer au mieux le terrain, et d'en tirer le plus d'informations, on utilisera plusieurs appareils détaillées ci-dessous.

1. Pénétrromètre

a. Objectif

Il a pour but d'exploiter les variations de résistance à l'enfoncement induites par les différences de compacité entre les couches, ou la présence d'un bloc, ou du substratum à un endroit donné dans le sol.

Pourquoi l'utiliser ?

Dans notre cas, son utilisation est primordiale, et multiple. En effet le sol est extrêmement hétérogène avec des blocs de plus ou moins grande taille à toutes les profondeurs, et tous les endroits possibles. Ceux-ci peuvent être sains (dur et complètement imperméable), ou dans un état de dégradation plus ou moins avancé (faisant apparaître une schistosité plus ou moins friable). De plus la matrice est elle aussi extrêmement variée, puisqu'elle peut-être formée d'argile presque pure, un sol granuleux, ou de paillettes de plus ou moins grande taille, provoquant des différences de densité et compacité, et donc de résistance à l'enfoncement.

b. Principe

Le principe consiste à enfoncer dans le sol, par battage manuel à l'aide d'un marteau standardisé, une pointe fixée à un train de tiges.

On mesure à chaque coup de marteau :

- la profondeur d'enfoncement (e) en mètres (m).
- la vitesse d'impact du marteau (V) en mètres par seconde ($m.s^{-1}$)

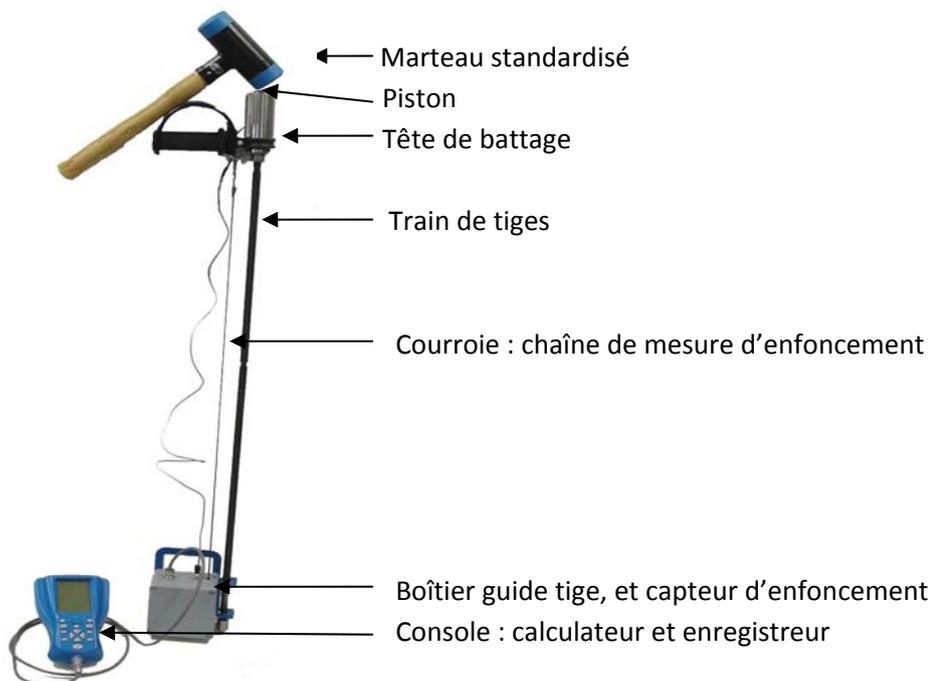


Figure 4 : photo d'un pénétromètre

(source : www.sol-solution.fr)

c. Méthode de traitement des données

On calcule enfin la résistance dynamique de pointe (Qd), qui est donnée par la formule des Hollandais en Pa :

$$Qd = \frac{M \cdot H \cdot g}{M + CT} \cdot \frac{1}{S} \cdot \frac{Nd_{10}}{\Delta h''}$$

Avec: M: masse frappante (kg)

H : hauteur de chute (m)

g : accélération terrestre ($m^2 \cdot s^{-1}$)

CT : masse frappée = tête de battage + train de tiges (kg)

S : section de point (m^2)

N_{d10} : nombre de coups pour enfoncement de 10cm

Δh : enfoncement de 10cm de la pointe

2. Cylindre de densité

a. Objectif

Le but du cylindre de densité est de connaître la densité apparente sèche, et l'humidité volumique du sol à endroit précis.

b. Principe

- Les échantillons sont prélevés à l'aide de cylindres en acier inoxydable de dimensions (hauteur, volume) connues. Une fois prélevé dans le cylindre, le sol est arasé sur chaque face du cylindre, protégé sur chacune des faces par un film en matière plastique puis placé dans un conteneur constitué de deux couvercles. Un ruban adhésif étanche est disposé de manière à obturer l'espace laissé entre les deux couvercles. On indique, à l'aide d'un marqueur indélébile sur l'adhésif les éléments d'identification de l'échantillon. Ces éléments sont : la date, le lieu (Draix dans notre cas), la localisation du prélèvement dans la parcelle (numéro de la case), la profondeur de l'échantillon (si on réalise une fosse), l'heure de prélèvement ainsi que le nom de l'opérateur.
- Les échantillons sont pesés à l'état humide, dès le retour au laboratoire si la teneur en eau du prélèvement doit être utilisée. Lorsque les échantillons ne peuvent être traités immédiatement, ils doivent être conservés au frais, si possible dans une armoire réfrigérée à 4°C pour éviter l'évaporation, et toute activité biologique
- Une fois la masse le l'échantillon humide M_{hum} (g) pesée, on insère les échantillons (préalablement démoulés dans un bac en inox résistant à de forte chaleur) dans l'étuve pendant 48 heures à la température normalisée de 105°C. Cette température est suffisante pour obtenir le dessèchement total des échantillons indépendamment de leur texture. Une fois secs, les échantillons sont à nouveau pesés pour obtenir la masse sèche totale M_{sec} (g). Reste à peser le contenant seul (cylindre) pour obtenir la tare T (g).

Pourquoi l'utiliser ?

Il est essentiel pour caractériser un sol de connaître sa densité et sa teneur en eau. Ici encore plus, puisque le sol est hétérogène, cela nous peut nous permettre de mettre en évidence des différences de densités, et de teneur en eau selon la texture du sol à l'endroit donné.

Les résultats servent d'outils d'interprétations pour d'autres méthodes :

- Pour l'infiltrométrie

Il est nécessaire pour calculer le coefficient de perméabilité, de connaître l'humidité volumique. Celle-ci se détermine en multipliant l'humidité massique par la densité.

- Pour la détermination du coefficient de perméabilité à saturation (Ksat)

Il est nécessaire de connaître la densité du terrain, afin de la reproduire dans un cylindre, et déterminer le coefficient de perméabilité à saturation pour cette densité précise. C'est à partir de ces densités que l'on va compacter le sol dans la cuve.

- Pour la réalisation de la maquette

La compression de la terre n'est pas faite au hasard, en effet suite à la densité mesurée sur le terrain, on compressera la terre pour arriver à cette densité aussi proche que possible.

c. Méthode de traitement des données

Humidité volumique

Il est nécessaire de passer par la teneur en eau massique :

$$W_{(g \cdot g^{-1})} = \frac{M_{hum} - M_{sec}}{M_{sec} - T}$$

Puisque l'on connaît le volume, on a la masse volumique apparente sèche:

$$\rho_d_{(g \cdot cm^{-3})} = \frac{M_{sec} - T}{V}$$

On en déduit alors la teneur en eau volumique :

$$\theta_{(cm^3 \cdot cm^{-3})} = \rho_d \cdot W$$

3. Infiltromètre

a. Objectif

L'infiltromètre permet de mesurer deux paramètres hydrodynamiques du sol :

- la conductivité hydraulique proche de la saturation (coefficient K) d'un sol, ou perméabilité : celle-ci définit l'aptitude du sol à conduire/transmettre/infiltrer l'eau,
- la sorptivité* hydraulique entre l'état initial sec et l'état final humide qui traduit la capacité du sol à absorber et à retenir l'eau par capillarité.

Pourquoi l'utiliser

L'infiltromètre nous permet de connaître l'écoulement dans ces milieux hétérogènes, et donc l'influence de la matrice, des blocs et du sens de la schistosité sur l'écoulement de l'eau, en surface ou en profondeur.

b. Principe

Le principe est d'observer l'infiltration de l'eau dans le sol, à une succion* donnée, en relevant à différents intervalles de temps, le niveau d'eau dans le réservoir.

De bas en haut l'infiltromètre est constitué de :

- D'un disque d'acier inoxydable poreux, qui assure le contact avec le sol. Afin d'assurer un parfait contact entre l'embase et le sol, et pour que l'infiltromètre reste droit, on ajoute entre le sol et l'embase une fine couche de sable très fin.
- D'un réservoir d'alimentation, dont on observera l'évolution du niveau de l'eau au-cours du temps. L'évolution du volume écoulé en fonction du temps nous permet de tracer la courbe représentant l'infiltration cumulée, et l'infiltration instantanée.
- La chambre à bulles, permet de régler le potentiel de l'eau au niveau de la surface du sol. C'est par le tube de Mariotte qui relie le réservoir d'alimentation à la chambre à bulles, que l'air va rentrer dans le réservoir. En effet pour que l'eau quitte l'infiltromètre et s'infiltrer dans le sol, il faut qu'elle soit remplacée par un volume identique d'air. L'air entre dans la chambre à bulles par le tube de succion réglable à la pression atmosphérique, les bulles alors formées à la base du tube de succion remontent dans la chambre à bulle et rejoignent le volume d'air contenu dans la chambre. Du fait de la pression hydrostatique entre la base du tube de succion et la surface de l'eau dans la chambre à bulles, son volume d'air est à une pression inférieure à la pression atmosphérique :

$$P = P_{atm} - \rho_w \cdot h \cdot g$$

Avec : P : pression de l'air dans la chambre à bulles

ρ_w : masse volumique de l'eau (kg/m^3)

g : accélération de pesanteur (m/s^2)

h : pression hydrostatique

Lors de l'infiltration de l'eau, l'air quitte la chambre à bulles par le tube de Mariotte à la pression P pour rejoindre le réservoir d'alimentation. L'eau située à la sortie du tube de Mariotte, a donc une pression égale à celle de l'air qui sort du tube (si on néglige l'effet de la tension superficielle de l'eau à la sortie de ce tube.

Ce dispositif permet donc de contrôler et maintenir la pression de l'eau à l'interface infiltromètre-sol.

Afin de caractériser au mieux le terrain, on a réalisé deux types d'essais d'infiltrométrie :

- En surface, afin d'observer d'éventuelles variations en surface
- En profondeur en creusant une fosse, en supposant une différence de compacité, due à la profondeur.

On a utilisé trois types d'infiltromètre :

- Un d'un réservoir d'alimentation de 100mL, une succion imposée de 2cm, et une embase de 2 cm de rayon.
- Deux d'un réservoir d'alimentation de 100mL, une succion imposée de 4cm, et une embase de 1,5 cm de rayon.
- Un d'un réservoir d'alimentation de 200mL, une succion imposée de 1 cm, et une embase de 4cm de diamètre.

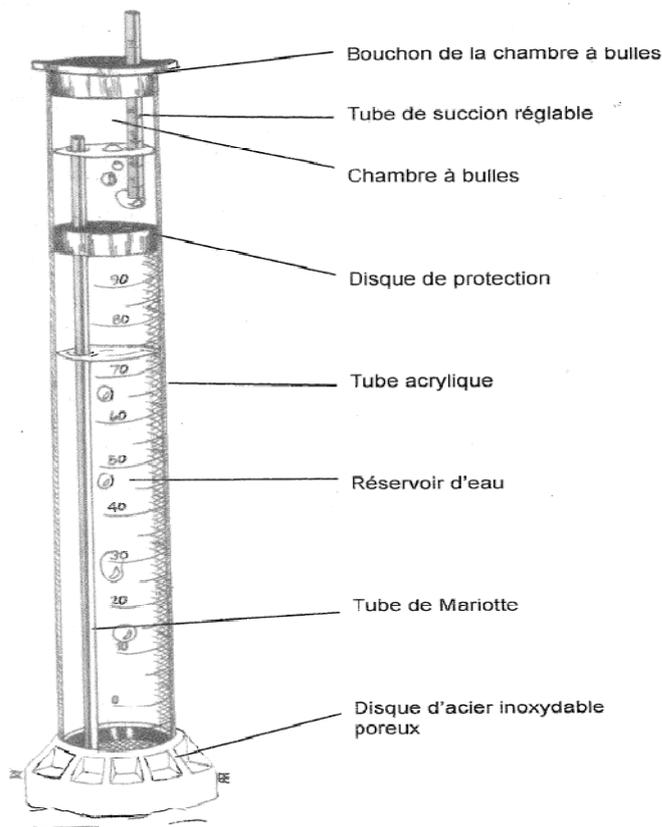


Figure 5 : Descriptif d'un infiltromètre

(source : notice pratique sols mesures)

c. Méthode de traitement des données

Il y'a beaucoup de méthodes de traitement des données d'infiltrométrie (ex. :Smettem 1987; Mohanty et al. 1994 ; Jarvis et Messing 1995 ; Haverkamp et al., 1994) disponibles, toutes ont été établies à la suite de recherches. On peut étudier l'infiltrométrie de deux façons :

- en régime permanent, auquel cas on s'intéressera uniquement à la phase permanente de l'infiltration.
- en régime transitoire, auquel cas, on s'intéresse notamment à la phase dite transitoire, et on arrête l'infiltration après une phase de régime permanent.

On a étudié l'infiltration en régime transitoire. En effet le traitement des données en régime permanent nécessite la réalisation de plusieurs essais pour un même endroit, ce qui n'était pas possible à cause du temps. Selon Vandervaere et al. (2000) qui ont étudié les différentes méthodes, la méthode de calcul la plus adaptée en régime transitoire est celle basée sur l'équation de Haverkamp et al. (1994), qui se traduit par la formule de l'infiltration cumulée suivante :

$$I(t) = C_1 \cdot \sqrt{t} + C_2 \cdot t$$

Avec :
$$\begin{cases} C_1 = \text{Capillarité verticale} = S_0 \text{ (Sorptivité)} \\ C_2 = \frac{7}{15} \cdot K_0 + \frac{0.75 \cdot S_0^2}{r_d \cdot \Delta\theta} \end{cases}$$

Avec : K_0 : coefficient de perméabilité

r_d : rayon de l'embase de l'infiltromètre

$\Delta\theta$: différence d'humidité entre le début et la fin de l'infiltration

Le premier terme de C_2 représente la gravité verticale, tandis que le second représente la capillarité horizontale, plus les effets géométriques.

Traitement de la formule :

On utilise la méthode dite « Single Potential » décrite par Vandervaere et al. (2000) qui d'une part permet de calculer la sorptivité et la conductivité hydraulique*, et d'autre part minimise l'influence de la couche de sable sur le calcul des paramètres hydrodynamiques*. Elle est basée sur la dérivée de l'infiltration cumulée par rapport à la racine carrée du temps. On calcule $\frac{dI}{d\sqrt{t}}$ en effectuant le changement de variable : $\sqrt{t} = X$. L'équation devient :

$$I(t) = C_1 \cdot X + C_2 \cdot X^2$$

D'où :

$$\frac{dI}{dX} = C_1 + C_2 \cdot 2X,$$

soit :

$$\frac{dI}{d\sqrt{t}} = C_1 + C_2 \cdot 2\sqrt{t}$$

On ajuste alors une régression linéaire de la forme $y = ax + b$ avec $y = \frac{dI}{d\sqrt{t}}$ et $x = \sqrt{t}$. La pente a et l'ordonnée à l'origine b sont reliés aux paramètres C_1 et C_2 par la relation :

$$\begin{cases} a = 2C_2 \\ b = C_1 = S_0 \end{cases}$$

Ainsi : $\frac{dI}{d\sqrt{t}} = 2 \cdot \left(\frac{7}{15} \cdot K_0 + \frac{0,75 \cdot S_0^2}{r\Delta\theta} \right) \sqrt{t} + S_0$

D'où :
$$K_0 = \left(\frac{a}{2} - \frac{0,75 \cdot S_0^2}{r\Delta\theta} \right) \cdot \frac{15}{7}$$

A partir de l'incertitude d'estimation des coefficients de la régression linéaire (Δa et Δb), on peut en déduire les incertitudes d'estimation des paramètres hydrodynamiques S_0 (ΔS_0) et K_0 (ΔK_0) :

$$\Delta K_0 = \frac{15}{7} \cdot \left(\Delta \frac{a}{2} + 2 \cdot \frac{0,75}{r_d \cdot (\Delta\theta)} \cdot S_0 \cdot \Delta S_0 \right)$$

L'incertitude sur K_0 est calculée à partir de la loi de composition des erreurs en considérant que les pentes et ordonnées à l'origine sont indépendantes.

L'incertitude sur S_0 est donnée par la régression linéaire.

II. Matériel et méthodes utilisées en laboratoire

Ces manipulations ont été réalisées dans le but de vérifier les hypothèses émises sur le terrain.

1. La méthode pour calculer le coefficient de perméabilité à saturation (Ksat)

a. Objectif

Le but de cette méthode est de mesurer le coefficient de perméabilité d'un sol à saturation.

Pourquoi

La maquette établie doit-être le plus proche de la réalité, on doit donc réaliser un sol reconstitué dont les propriétés sont proches de la réalité. On sait que le Ksat sur le terrain vaut entre 5 et 10 mm/h, on va donc s'attacher à réaliser un sol dont la densité permette d'avoir un Ksat proche de celui-ci.

b. Principe

Le sol est soit naturel (prélevé directement sur le terrain avec un cylindre de densité) soit reconstitué (on compacte du sol dans un cylindre de densité).

L'expérience se déroule en deux étapes :

La première consiste à porter le sol à saturation. Pour cela on dépose le cylindre sur une table de succion, dont on règle la hauteur d'eau en centimètres, et par capillarité le sol va absorber l'eau et jusqu'à saturation. Puis on met le cylindre dans un perméamètre*, afin de débiter l'expérience pour déterminer le coefficient de perméabilité à saturation.

Une pompe alimente une succession de deux réservoirs placés en cascade. Le niveau d'eau du premier réservoir est fluctuant du fait des à-coups de la pompe mais il est amorti par le circuit alimentant le second réservoir qui est stable. L'eau entre ensuite par le bas du perméamètre, passe à travers l'échantillon puis se déverse dans le bécher. Deux tubes de verre formant un système piézométrique reliés pour l'un à la base et l'autre au sommet du perméamètre permettent de mesurer la pression appliquée à l'échantillon. Les mesures de masse d'eau ayant percolé à travers l'échantillon faites à intervalle de temps régulier (une minute dans notre cas) nous permettent de calculer le débit volumique d'eau à travers l'échantillon. Ce débit associé à la charge d'eau appliquée et aux dimensions de l'échantillon (section, hauteur) nous permet de déterminer la conductivité de l'échantillon à saturation.

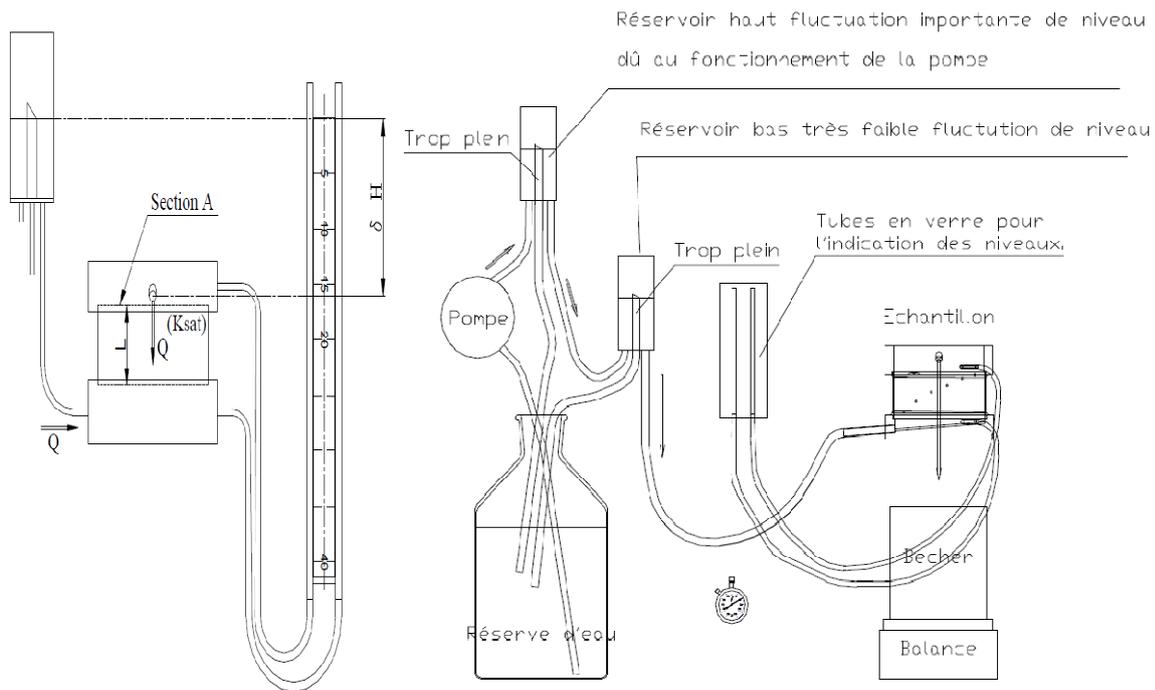


Figure 6 : schémas : (à gauche) : modélisant le système piézométrique, (à droite) : le montage entier du système.
 (source : pour le dispositif de mesures de la conductivité à saturation par la méthode du perméamètre à charge constante)

c. Méthode de traitement des données

Loi de Darcy :

$$Q = K_{sat} A \cdot \frac{\Delta h}{L}$$

Avec : $\left\{ \begin{array}{l} K_{sat} : \text{coefficient de perméabilité à saturation} \\ A : \text{est la section d'écoulement} \\ \frac{\Delta h}{L} : \text{le gradient hydraulique} \end{array} \right.$

où Δh est la différence de charge entre l'entrée et la sortie de l'échantillon en cm, et L est la différence de hauteur entre l'entrée et la sortie de l'échantillon en cm.

D'où :

$$\Delta h = \frac{L}{A \cdot K_{sat}} \cdot Q$$

Pour un échantillon que l'on connaît (A et L connus), on pourra établir la relation suivante :

$$\Delta h = f(Q) \Rightarrow K_{sat}$$

2. La sonde TDR (Time Domain Reflectometry)

a. Objectif

Le but de la sonde TDR est de mesurer le taux d'humidité dans un sol.

Pourquoi l'utiliser

Dans la maquette, on dispose ces sondes à différents endroits afin de mesurer l'humidité. Ainsi en relevant l'humidité initiale, on peut suivre l'évolution au cours du temps, et donc observer l'endroit des écoulements. Ces sondes sont placées de façon stratégique (voir plus loin)

b. Principe

Le système est constitué de trois composantes :

- Générateur; enregistreur; analyseur de signal
- Un guide d'ondes
- Un câble coaxial entre le générateur et le guide onde

Le générateur produit un signal électrique, qui est transmis via le câble coaxial arrive sur le guide d'ondes qui correspond à une discontinuité d'impédance. Cette discontinuité génère une réflexion partielle de l'onde qui se propage via le guide onde.

A l'extrémité des tiges métalliques, l'onde se réfléchit et se propage vers l'enregistreur du signal.

c. Méthode de traitement des données

L'analyseur calcule le temps $= t_2 - t_1$, qui correspond au temps aller-retour de l'onde dans le guide.

La vitesse d'une onde électromagnétique dans un milieu de permittivité relative réelle E_r peut s'approximer :

$$v = \frac{c}{\sqrt{E_r}}$$

Avec : $\left\{ \begin{array}{l} v: \text{vitesse d'une onde électromagnétique } (m \cdot s^{-1}) \\ c: \text{célérité de la lumière } (m \cdot s^{-1}) \\ E_r: \text{permittivité relative} \end{array} \right.$

Le temps mis par le signal pour faire l'aller-retour est alors :

$$t_2 - t_1 = \frac{2 \cdot L}{v}$$

Avec L : longueur des tiges

$$E_R = \left(\frac{c \cdot (t_2 - t_1)}{2 \cdot L} \right)^2$$

Enfin on repasse à l'humidité avec la relation de Topp *et al.* (1980), qui est la plus adaptée pour les sols de nature minérale, ce qui est le cas pour Draix, car il n'y a aucun végétal à la surface du sol :

$$\theta_V = -5,3 \cdot 10^{-2} + 2,92 \cdot 10^{-2} \varepsilon_R - 5,5 \cdot 10^{-4} \cdot \varepsilon_R^2 + 4,3 \cdot 10^{-6} \cdot \varepsilon_R^3$$

En pratique la sonde est branchée à une station d'accueil qui va envoyer le signal électrique, et qui va réceptionner le signal revenant, et l'interpréter pour donner un taux d'humidité.

Cet appareil peut faire autant de cycles que souhaités, il n'y'a qu'à régler la fréquence de ces cycles.

3. La maquette

a. Objectif

En vue de vérifier les hypothèses émises sur le terrain, et afin de comprendre et visualiser l'écoulement des fluides dans ce type de sol, on étudie le phénomène à échelle réduite.

b. La cuve

Pour ce faire, une cuve a été réalisée, de 66 cm de long, 22 de large, et 57 de profondeur (voir annexe 5). On compresse du sol de Draix (à l'aide d'une presse afin d'avoir une homogénéité dans le sol), pour atteindre la densité voulue 1,6. Cette compression est réalisée par des pas de 2,5 cm de hauteur, car la compression diminue avec la profondeur, et la densité ne serait pas homogène si l'on pressait à des pas plus importants.

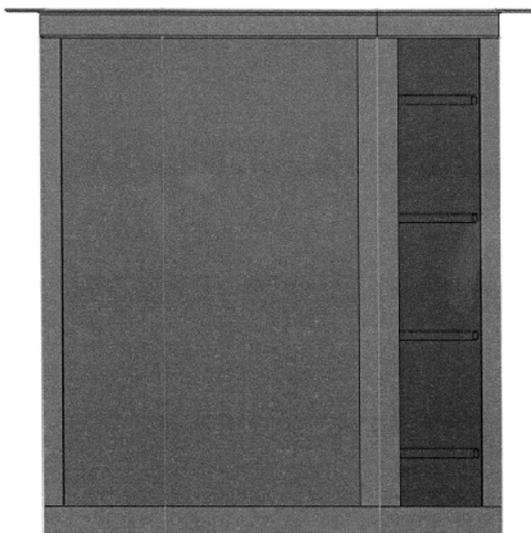


Figure 7 : schéma de la cuve utilisée.

(source : logiciel solid works)

Le volume de ces pas est donc de 2,5cm :

$$V = \text{Aire de la base} \times \text{hauteur}$$

Soit

$$V = 66 \cdot 22 \cdot 2,5 = 3630\text{cm}^3$$

Il y'a 20 pas de 2,5cm, auxquels il faut deux volumes permettant de combler la pente en bas de cuve, et la faire en haut. Le volume dans ce cas est :

$$V = \frac{\text{Aire de la base} \times \text{hauteur}}{2}$$

Soit

$$V = \frac{66 \cdot 22 \cdot 5,8}{2} = 4210\text{cm}^3$$

Pour avoir la masse de la terre, par pas, il faut la masse volumique :

$$\rho_{hum} = \frac{\text{masse totale}}{\text{volume total}} = \frac{\text{masse d'eau} + \text{masse de sol sec}}{\text{Volume total}} = \rho_d \cdot (1 + W)$$

Puis

$$m = \rho_{hum} \cdot V$$

On ajoute dans cette cuve deux blocs, qui seront disposés à des hauteurs différentes, et de façon à ce qu'ils ne se chevauchent pas (voir figure n°7). Ces blocs sont altérés et présentent une schistosité friable, orientée horizontalement par rapport à la pluie. Ils ont été taillés et mesurent globalement 22cm sur 22. En effet en longueur on a divisé la cuve en trois parties de 22 cm. Les Deux premières reçoivent un bloc, tandis que la dernière pas, afin d'étudier les écoulements. On place ensuite les sondes TDR afin d'observer au mieux le chemin de l'écoulement (dans, au-dessus, en-dessous, et sur le côté des blocs pour observer le chemin de l'eau face à un obstacle, sur le bas de la cuve pour observer s'il y'a saturation ou non) et si possible observer des cavités où l'eau est stockée. Ces sondes TDR sont reliées à un multiplexeur. Cette machine branchée sur la station d'accueil, permet la connexion d'un grand nombre de sondes à la fois. Il va envoyer un signal à chaque sonde l'une après l'autre, et ces résultats seront recueillis par la station d'accueil qui va les interpréter et donner des valeurs d'humidité. Les gouttières situées sur l'avant de la cuve, nous permettront de récolter l'écoulement de l'eau quand le sol sera à saturation. On comparera alors le débit relevé par rapport au débit injecté.

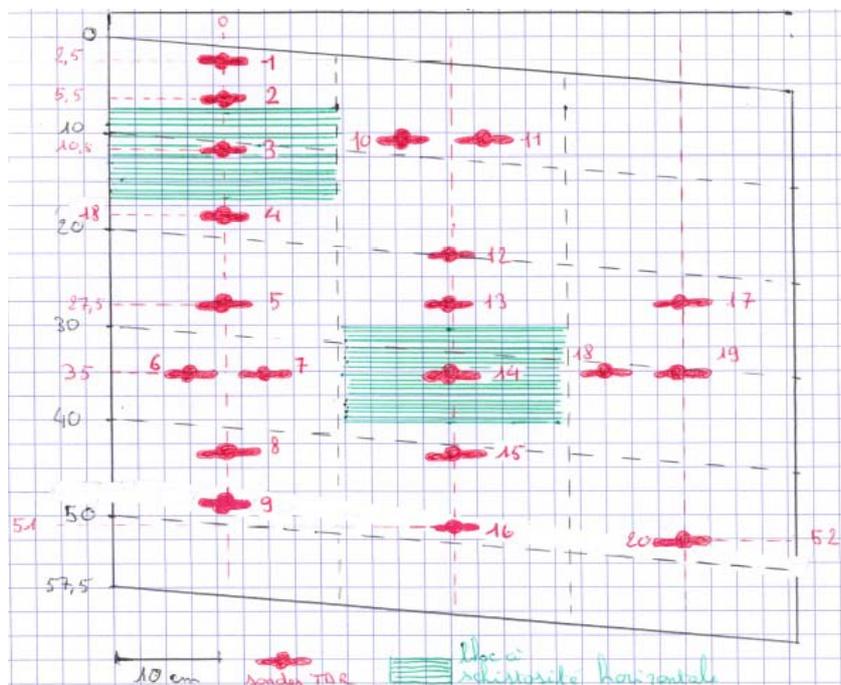


Figure 8 ; schéma d'une face latérale de la cuve, avec l'emplacement des sondes.

(source : personnele)

c. Le simulateur de pluie

Le simulateur de pluie n'est pas réparti sur toute la surface de la cuve, mais seulement sur les 22^{ers} centimètres de la cuve et sur les 22 de large (voir annexe 5). En effet l'eau diffuse dans le sol, donc partout dans la cuve, et cela permet d'éviter le ruissellement, puisqu'on veut observer la seule phase d'infiltration.

Celui-ci est entièrement en PVC transparent, constitué d'un réservoir de trois litres, et de 100 aiguilles uniformément réparties. Il est alimenté par de l'eau de Draix recueillie dans le ruisseau. Une pompe à piston réglable au niveau de la course du piston, et de la fréquence des impulsions, permet d'acheminer l'eau des jerricanes au réservoir du simulateur et de régler le débit du simulateur (voir dans « Résultats et interprétations »).

B. Résultats et interprétations

I. Résultats obtenus sur le terrain

1. Résultats et interprétations de pénétrométrie

a. Étude de cas

On a réalisé au moins un sondage pénétrométrique par case, voire plus en cas de refus immédiat (inférieur à une profondeur de 20cm).

Analysons un sondage :

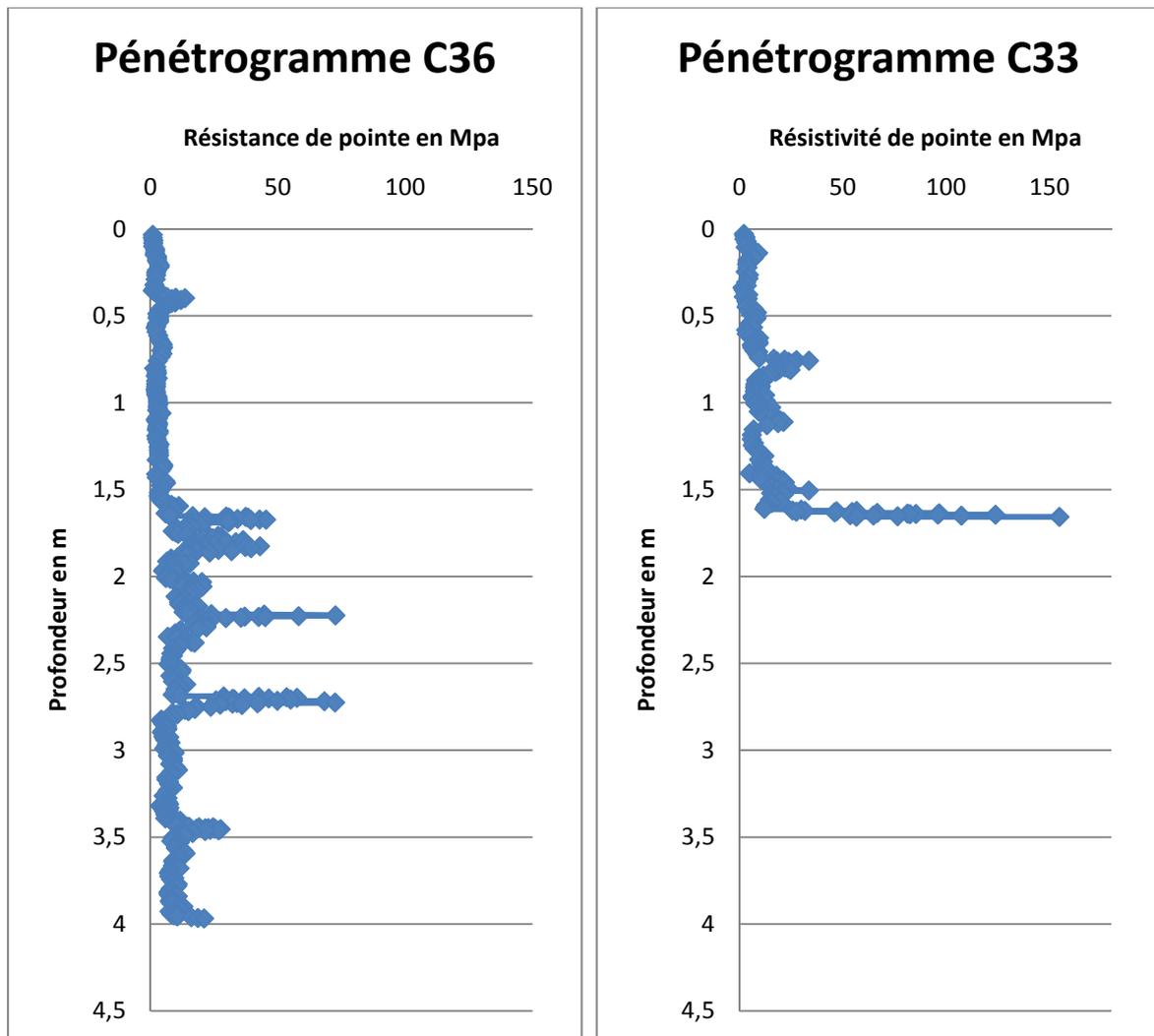


Figure 9 : pénétrogrammes des cases C36 et C33.

(source : personnelle)

En théorie on considère qu'il y'a refus et donc arrêt de la manipulation lorsqu'il y'a plus de 5 coups de suite au-dessus de 40Mpa. Cependant, il est nécessaire dans notre cas d'identifier les « faux » des « vrais » refus. On identifiera donc les blocs dans un état dégradé (plus ou moins avancé selon la résistance de pointe), et les blocs sains ou le substratum qui donnent une résistance forte (>100mpa à plusieurs coups). Cela permettra alors de mieux paramétrer le terrain, et mettre en évidence des blocs à différentes profondeurs.

Ci-dessus on distingue deux pénétrogrammes différents :

Le premier a été réalisé sur la case 36, c'est-à-dire en bas du glissement. On n'observe pas de vrais refus, mais une série de faux refus de différentes intensités (deux à environ 45Mpa, et deux à environ 73Mpa). Cela traduit bien des blocs en profondeur, dont l'épaisseur est semblable pour les quatre. La différence de résistance s'explique par le degré d'altération de chaque bloc qui est plus avancé pour les deux premiers refus, et moins pour les deux derniers, d'où une résistance plus importante. On arrête le sondage à 4 mètres pour la simple raison que l'on n'avait pas plus de tiges. Cela traduit néanmoins qu'à cet endroit précis, le substratum est à une profondeur supérieure à 4m.

Le second sondage présenté de la case C33, a un pénétrogramme radicalement différent : en effet jusqu'à la profondeur de 1,65m, il n'y'a pas de refus, puis un « vrai » refus caractérisé par plusieurs coups, dont la résistance de pointe était supérieure à 100Mpa, dont 120Mpa au plus fort. Ce refus peut-être un bloc sain ou le substratum, mais on peut affirmer à la vue de la profondeur du refus, et du sondage de la case 36 qu'il s'agit d'un bloc très sain, donc très résistant.

b. Interprétation générale

En étudiant les autres pénétrogrammes (voir annexe 1), on arrive à différentes conclusions :

- La matrice est homogène sur toute la surface d'étude, en effet sa résistance est toujours comprise entre 2 et 15Mpa, ce qui reste faible.
- La répartition des blocs est totalement aléatoire, et varie sur de toutes petites surfaces. Ils peuvent être n'importe où et à n'importe quelle profondeur. Or l'altération des blocs se fait au contact de l'air et de l'eau. On peut donc en conclure, que les gros épisodes de pluie provoque des glissements, ce qui a pour conséquence une réorganisation totale et en profondeur du sol sur le glissement.
- Il y'a une grande diversité de degré d'altération des blocs, ce qui peut avoir une influence sur les écoulements dans le sol.
- Le substratum ne peut pas être localisé avec certitude, car il se confond avec des blocs « sains » et peu altérés.

Ces sondages pénétrométriques permettent d'établir une carte des « vrais » refus sur la surface d'étude, donc la profondeur des blocs « sains » voir du substratum en des endroits précis homogènement répartis sur la surface d'expérimentation :

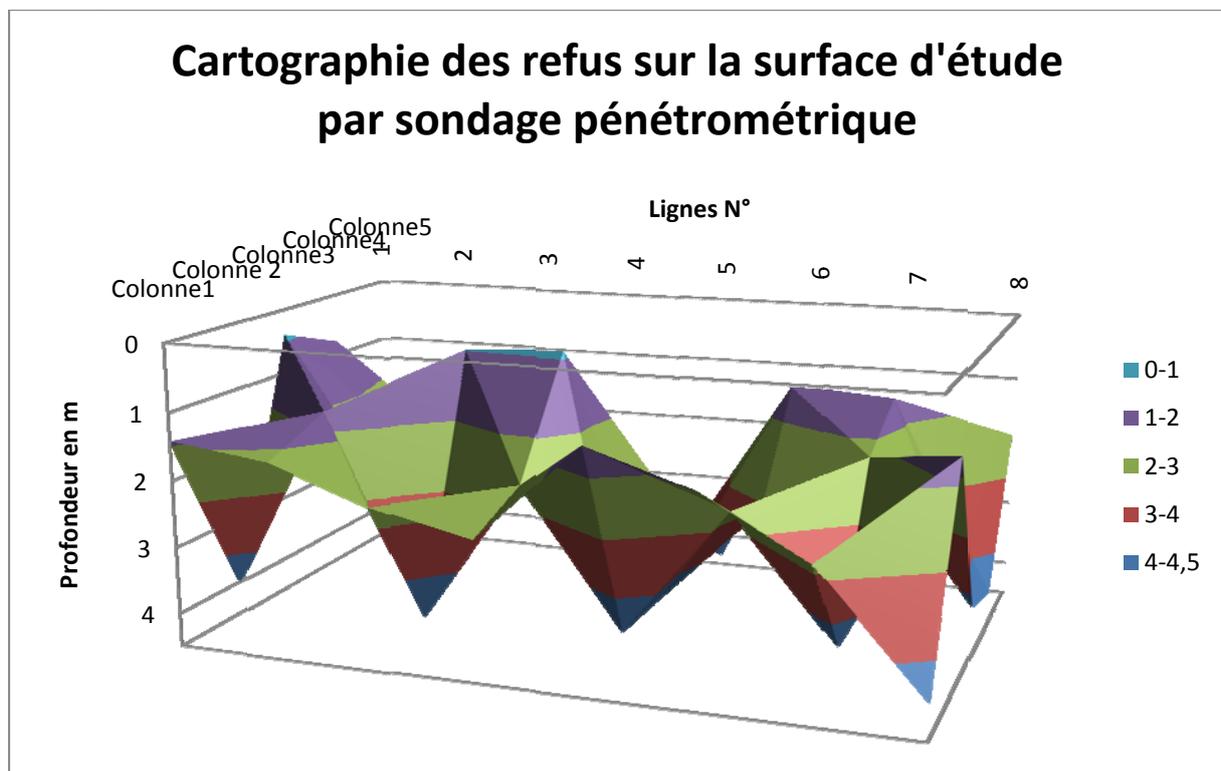


Figure 10 : schéma de la disposition des blocs en profondeur sur la surface d'étude.

(source : personnelle)

2. Résultats des essais de cylindre de densité

Ces essais servant uniquement à l'interprétation d'autres données, les résultats sont en annexe. (voir annexe 4)

3. Résultats et interprétations des essais d'infiltrométrie

a. Résultats en surface

Etude de cas :

Mesure en surface sur le bas du glissement, au sommet d'un bloc, dont la schistosité est verticale. (d'autres études en annexe 2)

Résultats et interprétations

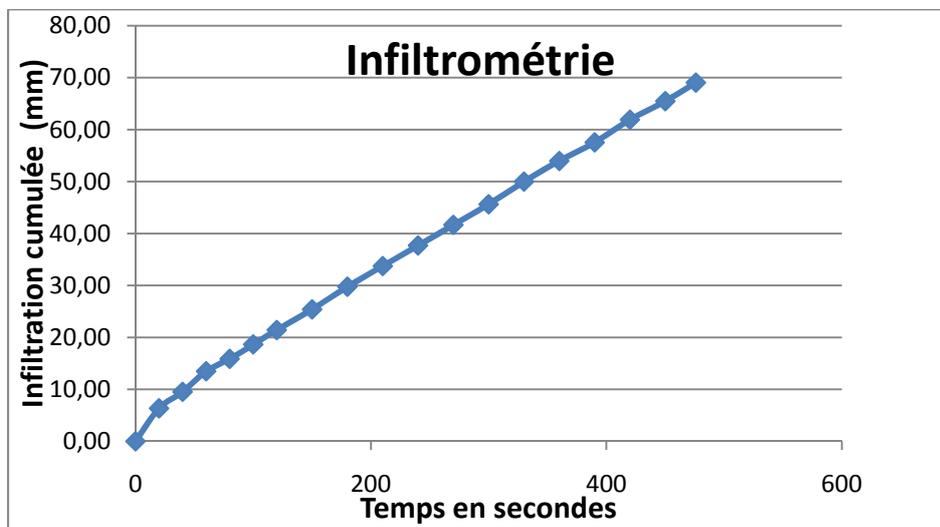


Figure 11 : courbe d'infiltration cumulée.

(source : personnelle)

Le graphique sur la figure 10 représente l'infiltration cumulée* de l'eau dans le sol en fonction du temps. On observe une première phase d'accroissement rapide, qui correspond à l'infiltration de l'eau dans la couche de sable, puis dans le début du sol. Ce phénomène est appelé la capillarité verticale, qui correspond au remplissage des pores du sol dans la profondeur. Il en suit une phase permanente qui est une association de la gravité verticale, et de la capillarité horizontale, c'est-à-dire la conduction de l'eau dans le sol en profondeur, et sa diffusion latérale.

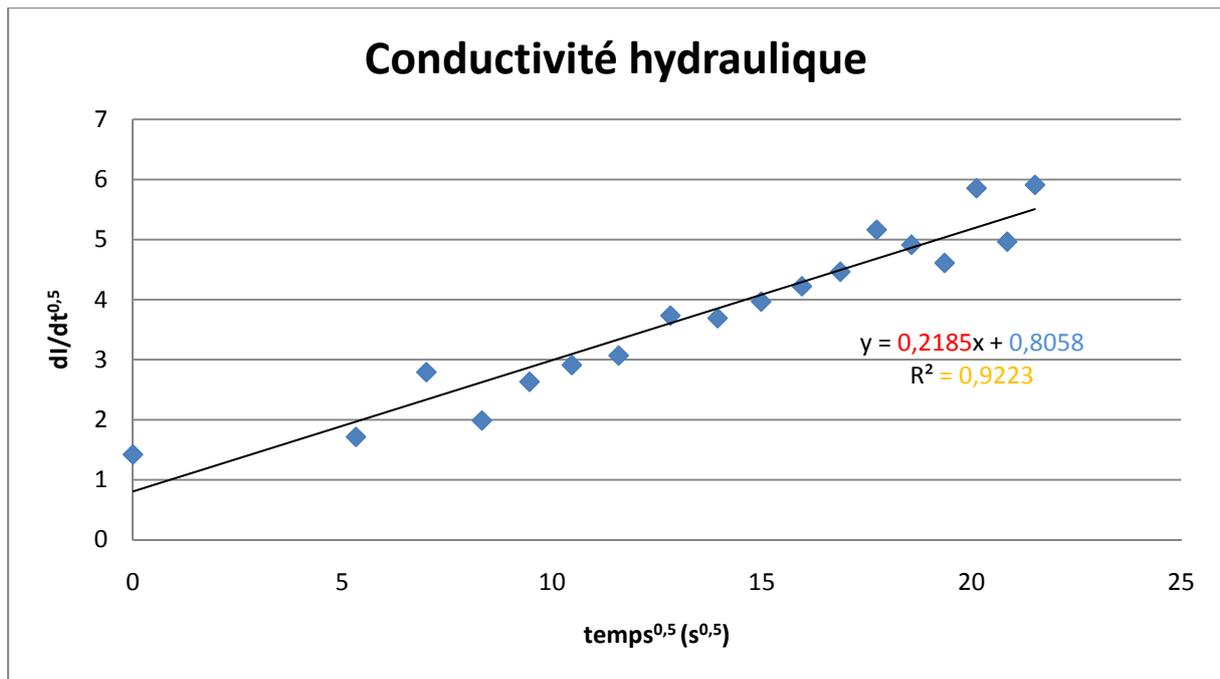


Figure 12 : courbe représentant la conductivité hydraulique.

(source : personnelle)

Le graphique sur la figure 11 représente l'évolution de la dérivée de la conductivité hydraulique par rapport à la racine carrée du temps. D'après la théorie de Haverkamp et al. (1994), les données doivent suivre une relation linéaire qui est représentée sur ce même graphique.

Les coefficients de la régression linéaire donnés dans le tableau 1.

Tableau 1 : régression linéaire sur les données permettant de tracer la courbe de la conductivité hydraulique (source : personnelle)

Pente (mm s^{-1})	Ordonnée à l'origine ($\text{mm s}^{-0,5}$)	R^2
0.2185 (0.0159)	0.806 (0.235)	0.92

Les valeurs entre parenthèses représentent l'incertitude d'estimation des coefficients de régression.

Connaissant la variation d'humidité du sol entre l'état initial et l'état final égale dans ce cas à $0.369 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, on peut en déduire S_0 et K_0 :

Tableau 2 : paramètres hydrauliques calculés grâce aux méthodes énoncées et à la régression linéaire (source : personnelle)

S_0 ($\text{mm s}^{-0,5}$)	K_0 (mm s^{-1})	t_{grav} (s)	t_{geom} (s)	t_{stab} (s)
0,806 (0,235)	0,089 (0,101)	82	80	54

Les valeurs entre parenthèses représentent l'incertitude d'estimation des coefficients de régression.

On peut analyser certains résultats photographiques :

En effet, après un essai d'infiltrométrie, il reste une auréole d'humidité, celle-ci peut prendre différentes formes, suivant le sol qui est en dessous. Si le sol était homogène, l'eau diffuserait de la même façon dans toutes les directions, on obtiendrait alors des auréoles rondes. On a observé sur le terrain que les auréoles prenaient parfois la forme d'une goutte d'eau



Figure 13 : photographie représentant la diffusion de l'eau en surface lors d'un essai d'infiltrométrie.

On observe sur cette photo, une diffusion préférentielle vers le haut et le bas, de la base de l'infiltromètre. A l'inverse la diffusion sur les parties latérales est très faible. Ceci induit forcément une formation sous l'infiltromètre qui va provoquer un cheminement préférentiel pour l'eau.

(source : personnelle)



Figure 14 : photographie représentant un bloc, et le sens de sa schistosité très prononcée.

On observe sur cette photo un bloc déjà très altéré (très friable et schistosité prononcée). On voit ici que l'eau aura tendance à s'écouler dans les failles formées par la schistosité, parallèlement à celle-ci, et en profondeur, d'où la formation d'une auréole.

(source : personnelle)

b. Résultats en profondeur :

On s'attendait à trouver en profondeur un sol plus dense et compact, et donc une différence dans les résultats. Or pas du tout, le sol est encore plus hétérogène qu'en surface (voir figure 15), et pas moins dense. Les résultats sont équivalents, voire pires car on a du mal à atteindre un régime permanent, avec des variations continues (voir annexe 3). Cependant il est difficile d'expliquer pourquoi, étant donné que coefficients de perméabilité sont négatifs aussi, et qu'il n'est donc pas possible de savoir la sorptivité, et le rayon idéal de l'embase. Néanmoins, on peut émettre l'hypothèse que l'embase n'est pas assez grande, en effet le sol est tellement hétérogène sur de

toutes petites surface, que l'infiltration à cause d'une embase trop petite ne représente pas la réalité, et donc fait une erreur. De plus en profondeur le sol était encore plus humide, ce qui donnait une différence d'humidité encore plus faible. Cependant cela a permis de mettre en évidence que le sol en profondeur n'est pas plus compact qu'en surface. On peut donc émettre l'hypothèse que le glissement n'est pas stabilisé, et très actif, qu'il y'a donc encore régulièrement des mouvements, ce qui ne permet pas de stabiliser la matrice.

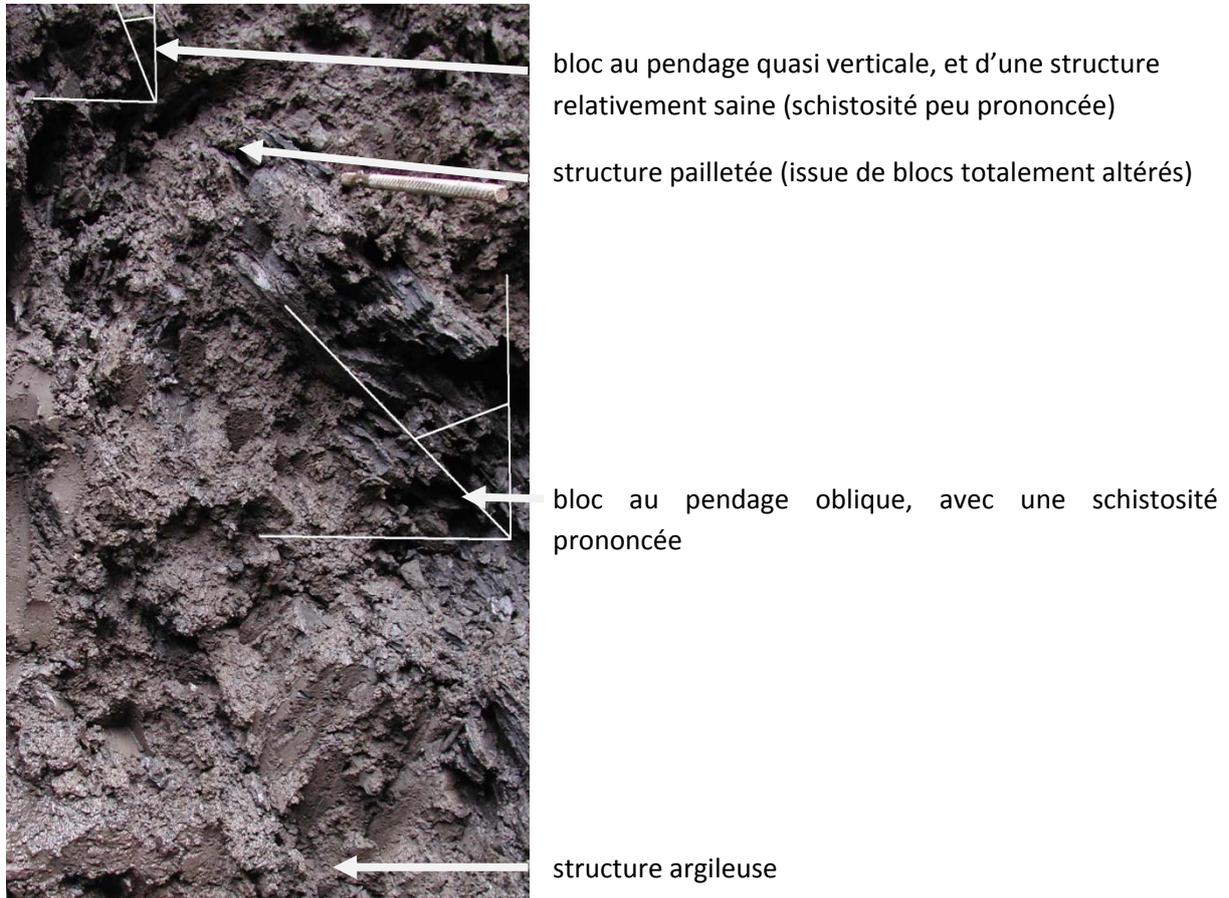


Figure 15 : photographie représentant la grande hétérogénéité du sol

(source : personnelle)

c. Interprétation générale :

Excepté deux mesures, tous les coefficients de perméabilité sont négatifs, ce qui rend les résultats inexploitable. Cependant il est intéressant de comprendre pourquoi :

Reprenons l'équation de l'infiltration :

$$I(t) = C_1 \cdot \sqrt{t} + C_2 \cdot t$$

La capillarité verticale est représentée par le premier terme C_1

C_2 comprend deux termes : $\frac{7}{15} \cdot K_0 + \frac{0.75 \cdot S_0^2}{r_d \cdot \Delta\theta}$

$\frac{7}{15} \cdot K_0$: représente la gravité verticale, et K_0 est le coefficient de perméabilité.

$\frac{0.75 \cdot S_0^2}{r_d \cdot \Delta\theta}$: représente la capillarité horizontale.

La phase permanente est donc sous l'influence de deux termes, la gravité verticale et la capillarité horizontale. L'objectif d'un essai d'infiltrométrie, est de calculer le coefficient de perméabilité K_0 . Pour que ce terme soit le plus précis possible il est donc nécessaire que $\frac{7}{15} \cdot K_0$ soit dominant par rapport à $\frac{0,75 \cdot S_0^2}{r_d \cdot \Delta\theta}$, qui amène de l'imprécision sur K_0 .

Les manipulations se sont déroulées après un week-end de pluie. Les conditions et en particulier le sol étaient très humides. Pour avoir K_0 avec une bonne précision il faut que le terme $\frac{7}{15} \cdot K_0$ soit dominant par rapport au terme $\frac{0,75 \cdot S_0^2}{r_d \cdot \Delta\theta}$. Or ce dernier a au dénominateur la différence d'humidité, mais celle-ci étant infime du fait de l'humidité initiale très élevée, a pour conséquence une augmentation de la valeur de $\frac{0,75 \cdot S_0^2}{r_d \cdot \Delta\theta}$, et donc une dominance de ce terme par rapport à $\frac{7}{15} \cdot K_0$. Ceci- ce traduit dans la formule permettant de calculer K_0 , du fait que le terme $\frac{a}{2} - \frac{0,75 \cdot S_0^2}{r \cdot \Delta\theta}$ sera négatif, ce qui rend le K_0 toujours négatif. De plus le rayon de l'embase est petit, ce qui contribue à agrandir le terme $\frac{0,75 \cdot S_0^2}{r \cdot \Delta\theta}$. Il aurait fallu utiliser la méthode du régime permanent, qui ne prend pas en compte la différence d'humidité dans le calcul, mais qui a deux inconnues dans la formule, et demande donc deux mesures d'infiltrométrie à deux succions différentes pour un endroit précis, ce qui n'a pas été fait sur le terrain.

Cependant pour interpréter ces résultats, nous avons calculé trois temps caractéristiques (d'après Vandervaere et al. 2000) :

Le temps de stabilité t_{stab} , pour lequel les deux termes de l'équation $l(t)$ sont égaux :

$$C_1 \cdot \sqrt{t_{stab}} = C_2 \cdot t_{stab}$$

Soit

$$t_{stab} = \left(\frac{S_0}{\frac{7}{15} K_0 + \frac{0,75 \cdot S_0^2}{r_d \cdot \Delta\theta}} \right)^2$$

Le temps de gravité t_{grav} , pour lequel la composante gravitaire est égale à la capillarité verticale :

$$C_1 \cdot \sqrt{t_{grav}} = \frac{7}{15} K_0 \cdot t_{grav} \cong K_0 \cdot t_{grav}$$

Soit

$$t_{grav} = \left(\frac{S_0}{K_0} \right)^2$$

Le temps géométrique est le temps pour lequel la capillarité horizontale est égale à la capillarité verticale :

$$S_0 \cdot \sqrt{t_{geom}} = 0,75 \cdot \frac{S_0^2}{r_d \cdot \Delta\theta} \cdot t_{geom} \cong \frac{S_0^2}{r_d \cdot \Delta\theta} \cdot t_{geom}$$

Soit

$$t_{geom} = \left(\frac{r_d \cdot \Delta\theta}{S_0} \right)^2$$

Pour avoir une bonne estimation de K_0 (faible incertitude) :

- Il faut une bonne estimation de S_0 (donc une faible incertitude sur S_0). Il faut donc que t_{stab} soit suffisamment important.
- Il faut une composante linéaire importante, c'est-à-dire que l'expérience doit être très supérieure à t_{stab} .

- Il faut que dans cette composante linéaire la part du K_0 soit très supérieure à celle de S_0 , donc t_{grav} petit, et t_{geom} grand.

Tableau 3 : tableau représentant un échantillon des mesures d'infiltration réalisée en surface et en profondeur. (source : personnelle)

N°essai	Endroit	$\Delta\theta$ (cm ³ /cm ³)	S_0 (mm/s)	K_0 (mm/s)	t_{geom} (s)	t_{grav} (s)	t_{stab} (s)
1	Fosse (70cm)	0,041	0,587 (0,116)	-0,288 (0,142)	7	4	448
2	Fosse (0-50cm)	-0,02	aberrant	aberrant	aberrant	aberrant	aberrant
3	Fosse (70cm)	0,07	0,081 (0,012)	-0,003 (0,001)	1187	727	50218
4	Fosse (90-110cm)	0,04	-0,940 (0,512)	-0,019 (0,854)	3	6	2311
5	Fosse (120cm)	0,03	8,31 (1,05)	-90,94 (22,98)	0	0	6299
6	Fosse (150cm)	0,15	0,0623 (0,0140)	-0,001 (0,001)	8767	2328	362154
7	Fosse (35cm)	0,08	0,102 (0,015)	0,002 (0,0020)	946	1888	5374
8	Surface (aval bloc)	0,07	0,573 (0,126)	-0,256 (0,163)	6	5	12
9	Surface (sur bloc)	-0,01	aberrant	aberrant	aberrant	aberrant	aberrant
10	Surface (paillettes)	0,07	0,162 (0,090)	0,050 (0,036)	76	10	19
11	Surface (paillettes)	0,15	1,31 (0,21)	-0,68 (1,15)	5	3,8	111,5
12	Surface (aval bloc)	-0,03	aberrant	aberrant	aberrant	aberrant	aberrant
13	Surface (granulaire)	0,08	0,56 (0,14)	-0,13 (0,17)	8	18	41
14	Surface (paillettes)	0,09	0,81 (0,23)	-0,41 (0,35)	5	4	102

Les valeurs entre parenthèses représentent l'incertitude d'estimation des coefficients de régression.

Ce tableau confirme ce qui a été observé plus haut. En effet les différences d'humidité sont généralement très faibles, ajouté au petit rayon des embases, cela provoque une forte incertitude sur K_0 , et S_0 . Cela se confirme sur les temps, en effet, même si t_{stab} est généralement élevé, c'est souvent trop car ce devrait être moins que t_{geom} et t_{grav} , la phase transitoire durant moins longtemps que la phase linéaire. De plus, t_{grav} et t_{geom} , sont toujours relativement proche, ce qui signifie que K_0 , n'est pas tellement supérieur à S_0 , ce qui veut dire de fortes incertitudes.

- Les résultats en profondeur sont contraires à ce que l'on imaginait, le sol est encore plus hétérogène qu'en surface, pas plus compact, mais encore plus humide, ce qui rend les résultats inexploitable. Dans ce cas il aurait donc été nécessaire de se servir du régime

permanent dans le traitement des données, mais surtout d'utiliser une embase de plus grand diamètre, afin d'englober la totalité de l'hétérogénéité sur une grande surface.

- Cependant ces expériences n'ont pas été dépourvues d'intérêt, on s'est aperçu que la présence de blocs joue un grand rôle dans l'écoulement de l'eau, et l'orientation de la schistosité pour les blocs altérés.

II. Résultats et interprétations des méthodes utilisées en laboratoire

1. Résultats et interprétations des mesures de coefficient de perméabilité à saturation (Ksat)

La moyenne des densités en surface (voir annexe XXX), est de 1,77, néanmoins, on décide de faire deux mesures de Ksat à une densité de 1,4 et 1,6, la densité de 1,77 demandant une compression trop importante. On sait grâce à la pluie simulée réalisée sur le terrain en 2007, que le Ksat est d'environ 0,6 mm/h.

Les résultats sont les suivants :

Tableau 4 : tableau représentant les résultats de l'expérience du coefficient de perméabilité (source personnelle)

Densité	Ksat
1,4	112mm/h
1,6	6mm/h

On observe une réelle différence entre les deux densités, cependant pour le cylindre dont la densité du sol était de 1,4 il y'a eu sûrement une erreur de manipulation lors de la saturation du cylindre. En effet on a essayé une saturation plus rapide que par la table de succion. On a donc mis le cylindre dans le perméamètre que l'on a branché à la pompe. Mais la pression exercée, trop forte, a sûrement endommagé la structure du sol, d'où ce résultat.

On va donc s'appuyer sur la densité de 1,6, pour réaliser la cuve, puisque le Ksat pour cette densité correspond à nos attentes.

2. Réalisation de la maquette

Le remplissage de la cuve a connu des problèmes. En effet l'utilisation de la presse pour compresser le sol à une densité de 1,6 a eu pour conséquence la rupture de joints d'étanchéité entre les plaques latérales et celles du fond. La presse (à air comprimé) au départ était mal réglée (la pression ne s'affichait pas), et on a compressé à des pressions trop élevées. De plus les plaques latérales se sont courbées sous l'effet de la pression, ce qui change donc le volume, et la maquette n'est plus valable. On a donc renforcé notre maquette, et il a été décidé de remplir la maquette et de la compresser un peu moins (pression de la presse : 1,8bars), puis en calculant la densité finale.

a. Résultats

Masse totale de sol dans la cuve : $129,56 \cdot 10^3 \text{ kg}$

D'après les masses pesées, la densité réelle du sol est de

$$\rho_{hum} = \frac{m}{V} = \frac{129,56 \cdot 10^3}{(20 \cdot 3630 + 2 \cdot 4210)} = 1,59$$

Avec ρ_{hum} en g.cm^{-3}

Il a été mesuré une humidité massique $W=0,125 \text{ g/g}$

D'où

$$\rho_d = \frac{\rho_{hum}}{(1 + W)} = \frac{1,59}{1,25} = 1,27$$

Avec ρ_d en $g.cm^{-3}$

Le sol a donc été compressé, de telle façon à ce que sa densité soit égale à **1,27**.

b. Interprétations

La densité du sol est inférieure à ce qui est prévu, cela veut dire que l'on peut augmenter le débit d'eau injecté. Celui-ci passe à 15mm/h, ce qui est suffisant pour que l'eau ne ruisselle pas sur le sol.

3. Résultats et interprétations de l'expérience de pluie simulée

a. Résultats

On s'intéressera ici uniquement aux sondes TDR 2, 10, et 4, pour un problème de temps. En effet, la réalisation de la maquette en raison des incidents énoncés précédemment a pris du retard, et de ce fait les manipulations aussi.

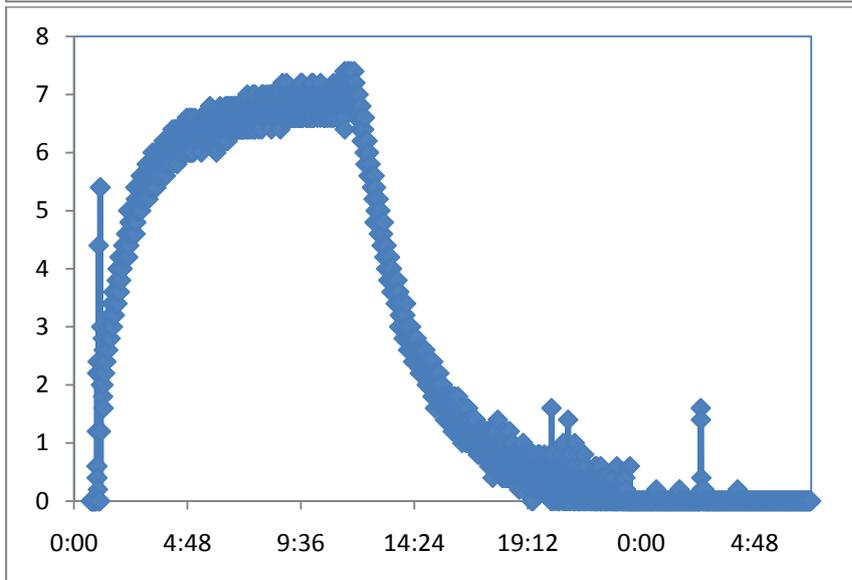
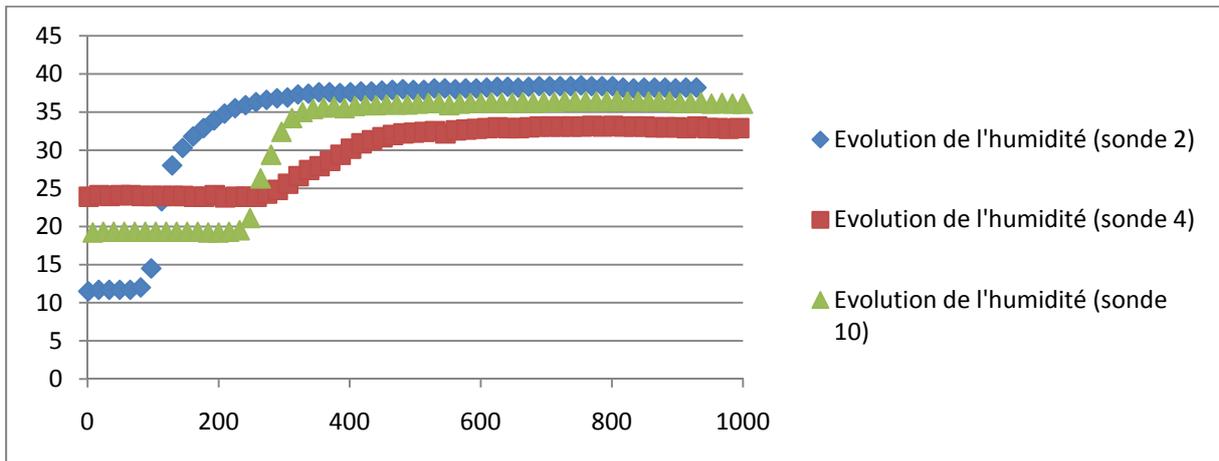


Figure 16 : graphique représentant l'évolution de la teneur en humidité du sol au niveau des sondes TDR 2,4 et 10
Figure 17 : courbe représentant l'évolution du débit de sortie d'eau de la cuve en fonction du temps. (g/min)

(source personnelle)
(source personnelle)

b. Interprétations

On observe sur le graphique de la figure 15, que le front d'infiltration a d'abord atteint la sonde 2, puis la sonde 10 et enfin la sonde 4. La réponse des sondes 2 et 10 est très rapide, alors que celle de la sonde 4 est plus « amortie ».

Ceci est compatible avec notre hypothèse générale de fonctionnement. ce qui est normal, car la plus proche de la pluie. Puis c'est la sonde 10, qui est touchée avant la quatre, et surtout qui est plus mouillée. Cela veut dire que le bloc a une influence dans l'écoulement de l'eau. En effet la schistosité perpendiculaire à l'écoulement de l'eau, le dévie, l'eau va donc s'écouler autour du bloc d'où la sonde 10 qui est dans une zone humide. La sonde 4 est touchée après la sonde 10, et en quantité moindre. Ceci veut donc bien dire que l'eau ne traverse pas le bloc mais le contourne, et la sonde 4 est mouillée par un phénomène de diffusion de l'eau dans le sol.

Enfin le graphique de la figure 16 représente la courbe d'écoulement latéral de l'eau sur le fond imperméable de la cuve. Cette courbe correspond à la sortie d'eau de la maquette à partir du moment où celle-ci est saturée. Elle présente trois phases successives bien différenciées :

- Une première phase d'augmentation rapide du débit à partir du 09/02/2009 00 :58, soit 18h et 8 min après le début de la pluie. L'eau sort de la cuve par la « gouttière » la plus basse ;
- Une seconde phase entre 04 :00 et 11 :39 où le débit d'écoulement atteint un palier, qui correspond à un régime pseudo permanent. quatre fuites + fin de la saturation du milieu. La pluie est stoppée à 11 :21 ;
- Une dernière phase dite de « récession » à partir de 11 :39, soit 18 mn après l'arrêt de la pluie

Pourquoi le débit d'eau qui sort augmente et atteint un palier ?

L'eau va commencer à sortir par la plus basse, en effet l'eau ne ruisselle pas, elle s'infiltré, va saturer le bas de la cuve, et quand le front de saturation atteint cette première gouttière, l'eau commence à sortir. Le débit est faible pour la simple raison que la charge d'eau qui pousse à sortir est faible au début puisque le front de saturation arrive à peine à la première gouttière. Quand ce front va monter, cela va exercer une pression, une charge sur le sol saturé, l'eau va alors sortir plus vite, et par plusieurs gouttières. Finalement l'écoulement latéral va augmenter jusqu'à ce que la hauteur entière, donc la totalité de la cuve soit saturée, et donc exerce une charge constante. En théorie le débit linéaire de sortie devrait être proche de ce qui est introduit. Dans notre cas, on a quatre fuites sous la plaque du fond relativement importante, que l'on n'a pas pu quantifier, mais on peut raisonnablement penser que sans cette fuite, le résultat aurait été parfait.

La seconde phase de la courbe, qui est « la désaturation », correspond à la diminution de ce débit, à partir du moment où la pluie s'arrête. Là encore le flux ne s'estompe pas d'un coup. En effet il va diminuer, avec la charge exercée, car celle-ci va diminuer du fait que de l'eau sort et ne rentre plus, le sol va se désaturer, la charge sera moins importante et va tendre vers 0 .

Conclusion

Ce stage a permis de récolter un grand nombre de données, qui permettront de commencer à mieux comprendre les écoulements de l'eau dans ces milieux marneux hétérogènes, mais surtout orienteront les prochaines expériences, afin d'arriver à terme à réaliser un modèle de ces écoulements.

Les manipulations effectuées sur le terrain ont apporté énormément d'informations et de résultats permettant de mieux le paramétrer. En effet, grâce aux essais pénétrométriques, on a découvert un terrain extrêmement hétérogène, tant par le nombre important de blocs présents, que par leur localisation, leur orientation, et leur degré d'altération totalement aléatoires, qui sont des paramètres influents sur l'écoulement de l'eau. Les essais d'infiltrométrie ont été plus laborieux au niveau des résultats, nécessitant une nouvelle campagne d'essais. Cependant, ils ont été riches en enseignements. En effet pour ce type de terrain, il sera nécessaire de faire ces essais dans des conditions sèches, à moins de réaliser plusieurs essais à différentes succions, et traiter les résultats en utilisant le régime permanent, ce qui permet de s'affranchir des différences d'humidité. D'autre part les infiltromètres utilisés n'étaient pas adaptés, leur embase étant trop petite. Cependant, grâce à l'observation, on a pu mettre en évidence le rôle des blocs dans l'écoulement de l'eau, qui va le faciliter en profondeur, ou va le dévier selon la schistosité. De plus, grâce à la fosse, on a pu voir que le sol n'était pas plus dense en profondeur, témoignant d'un fort mouvement de ce glissement, d'où la présence de blocs en profondeur.

Les manipulations effectuées en laboratoire ont donné beaucoup de résultats, mais qui à cause du retard pris lors de la réalisation de la maquette, n'ont pu être exploités correctement. Cependant, on a déjà pu mettre en évidence l'influence d'un bloc sur l'écoulement de l'eau. En effet, lorsque la schistosité est perpendiculaire à au front d'infiltration, l'eau s'infiltré peu dans le bloc, mais le contourne. De plus on a pu s'apercevoir que les marnes sont très perméables, en effet aucun ruissellement en surface n'a été relevé durant toute la durée de la manipulation. La courbe de débit de l'écoulement latéral est intéressante, et montre parfaitement la phase de saturation de la cuve avec un débit qui augmente, la saturation avec le palier et donc une charge d'eau constante, et enfin de désaturation avec une diminution du débit du fait de la diminution de la charge. Ce qui est intéressant, c'est que les courbes de saturation et désaturation ont une pente très inclinée, ce qui témoigne en condition réelle, d'un temps de réponse du bassin très court.

Finalement les données recueillies ne permettent dès aujourd'hui de répondre avec certitude à la problématique et établir un modèle. Cependant, elles marquent un début de compréhension du phénomène, et prouvent que le travail accompli, doit être approfondi dans cette direction en corrigeant certaines erreurs afin de comprendre avec plus de précision le phénomène, ce qui permettra de le modéliser.

D'un point de vue personnel, ce stage fut enrichissant. En effet, au niveau théorique, il a parfaitement complété le cours d'hydrogéologie, et confirme mon projet professionnel, à savoir exercer dans le domaine des sciences de l'eau. De plus il a été enrichissant d'un point de vue pratique. En effet les expériences étaient nouvelles, ce qui ne garantissait pas une réussite forcée au bout, et ça n'a pas été le cas, ce qui a nécessité une réflexion pour résoudre les problèmes posés par les manipulations, et qui n'étaient pas envisagés au départ. Enfin, le stage m'a apporté rigueur, responsabilité et autonomie devant un projet, ce qui est très bénéfique.

Glossaire

Hydrogéologie : étudie la distribution et la circulation de l'eau souterraine dans le sol et les roches, en tenant compte de leurs interactions avec les conditions géologiques et l'eau de surface. Il s'agit d'une science pluridisciplinaire (dont la base fondamentale est la géologie) utilisant les concepts et méthodes de différentes spécialités telles la physique, la chimie, la géochimie et l'hydrochimie, la géophysique, l'hydrodynamique et l'hydraulique souterraine, l'analyse numérique ainsi que des techniques de modélisation, la géostatistique et la biologie.

Cemagref : ou Institut de recherche pour l'ingénierie de l'agriculture et de l'environnement (et originellement Centre national du machinisme agricole, du génie rural, des eaux et des forêts) est aujourd'hui un organisme de recherche finalisée sur la gestion des eaux et des territoires, après avoir été brièvement chargé développer le machinisme agricole et le génie rural et sylvicole.

Ecou-pref* : Ecoulements préférentiels dans les versants marneux fracturés et déclenchement de glissement de terrain. Programme National coordonné ANR : « ECCO » ; « ECOSPHERE CONTINENTALE Risques Environnementaux » ; Hydrologie : cycle de l'eau et flux associés [PNRH] ; (Janvier 2006-Décembre 2008).

Sorptivité : capacité du sol à emmagasiner de l'eau par capillarité, c'est-à-dire que l'eau va infiltrer les pores libres, et être stockée dans ce sol.

Succion : pression négative appliquée à l'infiltromètre. Pour que l'eau s'infilte dans le sol il faut que celui-ci exerce une force supérieure à la succion imposée. C'est une sorte de pression qui va « retenir » l'eau.

Conductivité hydraulique : est un coefficient dépendant des propriétés du milieu poreux et de celles du fluide concerné, qui exprime l'aisance qu'a ce fluide à se déplacer à travers la tortuosité des vides ou encore l'aptitude du milieu poreux à laisser circuler ce fluide à travers lui.

Hydrodynamique : Les lois de l'hydrodynamique régissent et expliquent beaucoup de phénomènes par exemple le mouvement des fluides dans les êtres vivants ou dans les plantes, de l'écoulement des liquides à travers le sol et la roche, dans les rivières, lacs ou océans, des objets se déplaçant à travers un fluide, ou encore de la gestion et du traitement de nos ressources en eau.

Perméamètre : objet dans lequel on dispose le cylindre, dans lequel on a compressé le sol et dont on veut mesurer le coefficient de perméabilité à saturation. Il est doté d'une entrée sur le dessous pour l'arrivée d'eau, et est constitué de deux entrées sur le haut et le bas, qui seront branchées sur aux tubes de verre formant le système piézométrique.

Infiltration cumulée : quantité d'eau totale infiltrée dans le sol en fonction du temps.

Bibliographie

Caractérisation des sols à l'aide de l'infiltromètre à disques, aspects théoriques et pratiques.

(Y. Coquet et al 2000)

Time domain reflectometry measurement principles and applications

(Scott B. Joes et al 2002)

Transient flow from tension infiltrometers 1: the two-parameter equation

(J-P. Vandervaere et al. 2000)

Transient flow from tension infiltrometers 2: four methods to determine sorptivity and conductivity

(J-P. Vandervaere et al. 2000)

Field measurement of soil surface hydraulic properties by disc and ring infiltrometers. A review and recent developments.

(R. Angulo-Jaramillo et al. 2000)

Soil physics measurements

(Christiaan Dirksen)

Essai méthodologique du suivi de l'évolution des stocks de sédiments dans le bassin versant élémentaire de la roubine (bassins versants expérimentaux de Draix, Alpes de Hautes Provence)

Rapport d'objection

(Sébastien Klotz 2002)

Le glissement de terrain du Laval : morphologie-évolution-cartographie

Mémoire de master 1

(Mathieu Fressard 2008)

WEBOGRAPHIE

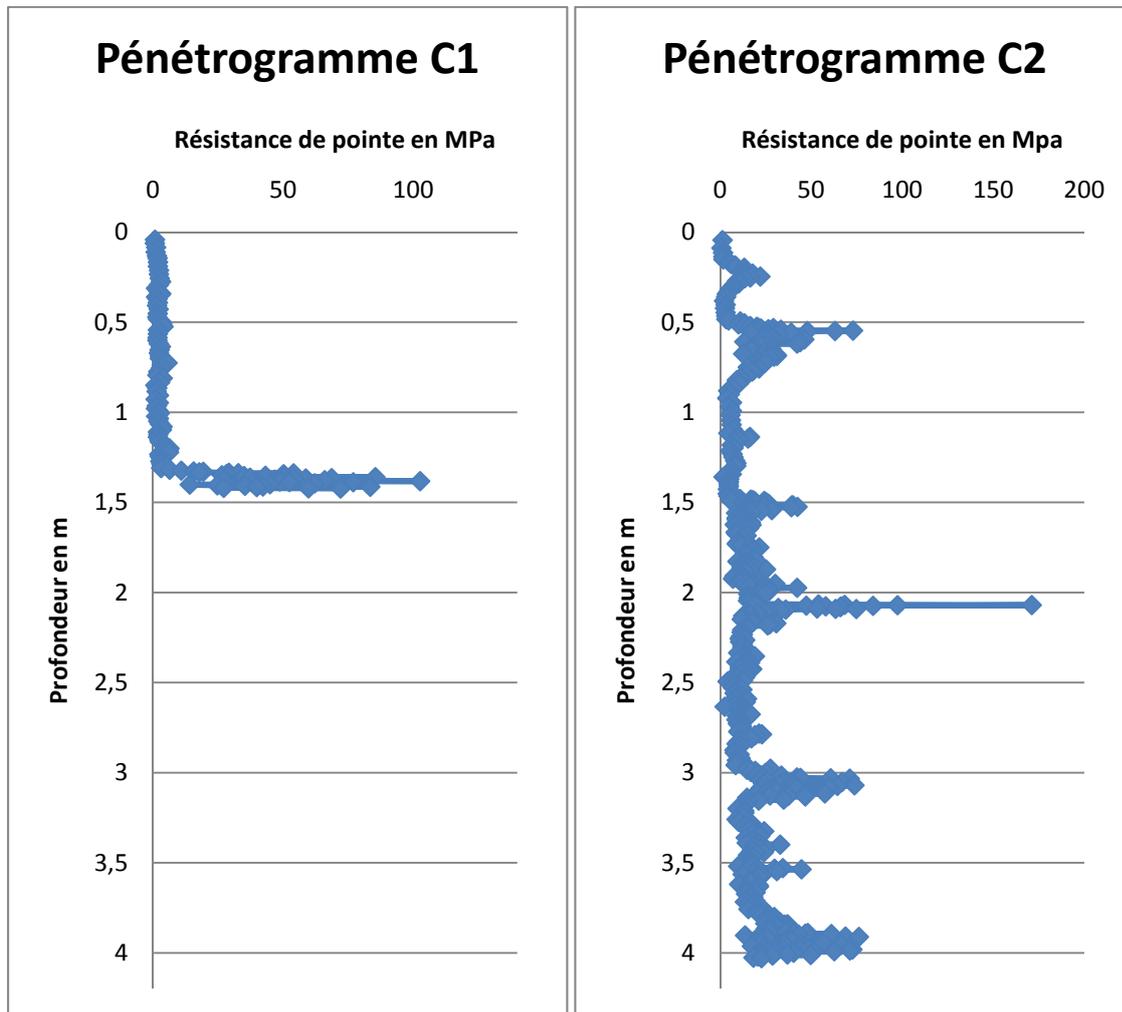
www.sol-solution.fr

ANNEXES

Table des matières des Annexes

Annexe 1 : les sondages pénétrométriques	1
Annexe 2 : Echantillon de résultats d'infiltrométrie en surface	20
Annexe 3 : échantillon de résultats d'infiltrométrie en profondeur	23
Annexe 4 : résultats des mesures de densité en surface et en profondeur	25
Annexe 5 : Plans de la maquette	26

Annexe 1 : les sondages pénétrométriques

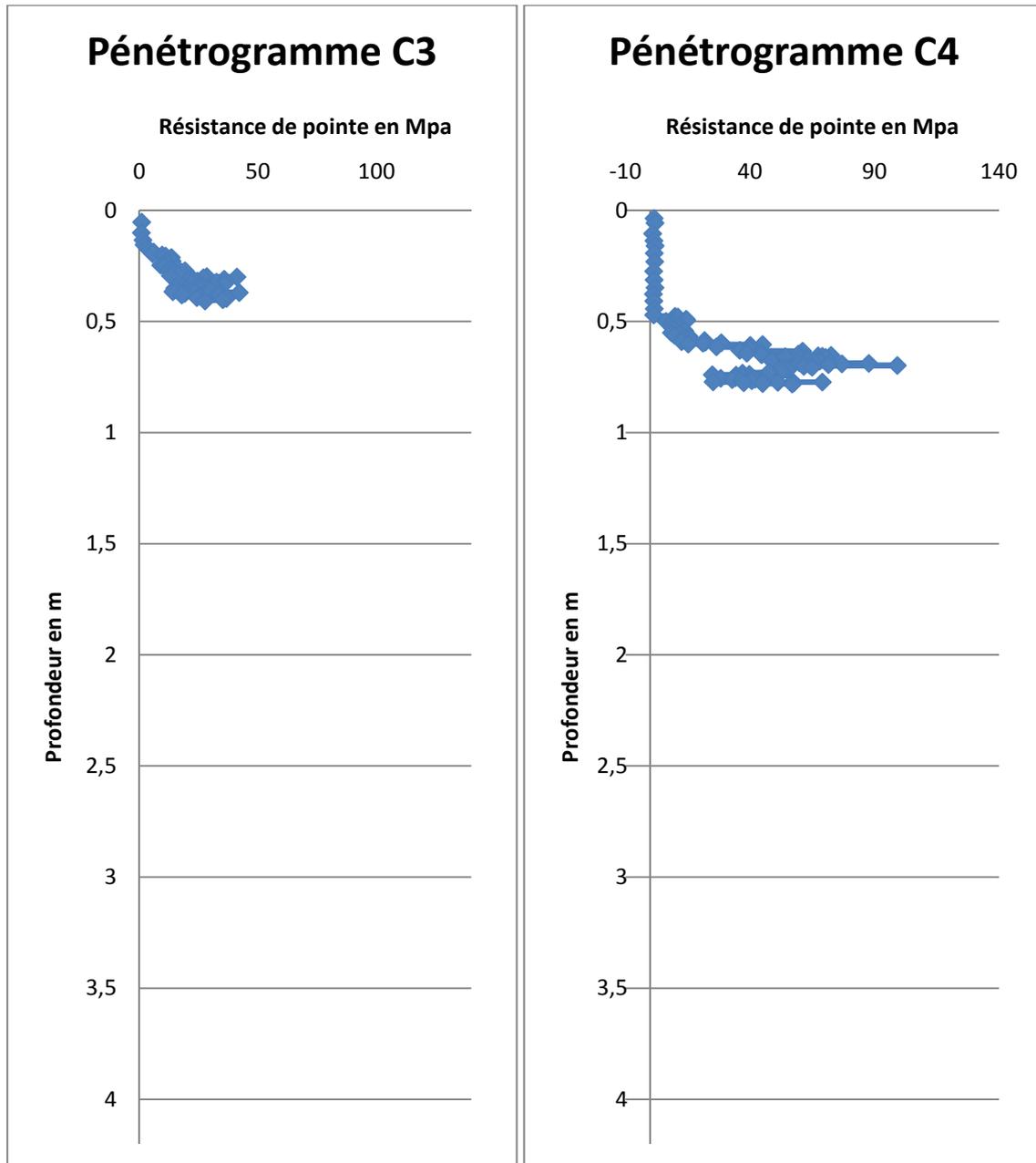


Commentaires : pénétrogrammes des cases 1 et 2 de la surface d'étude :

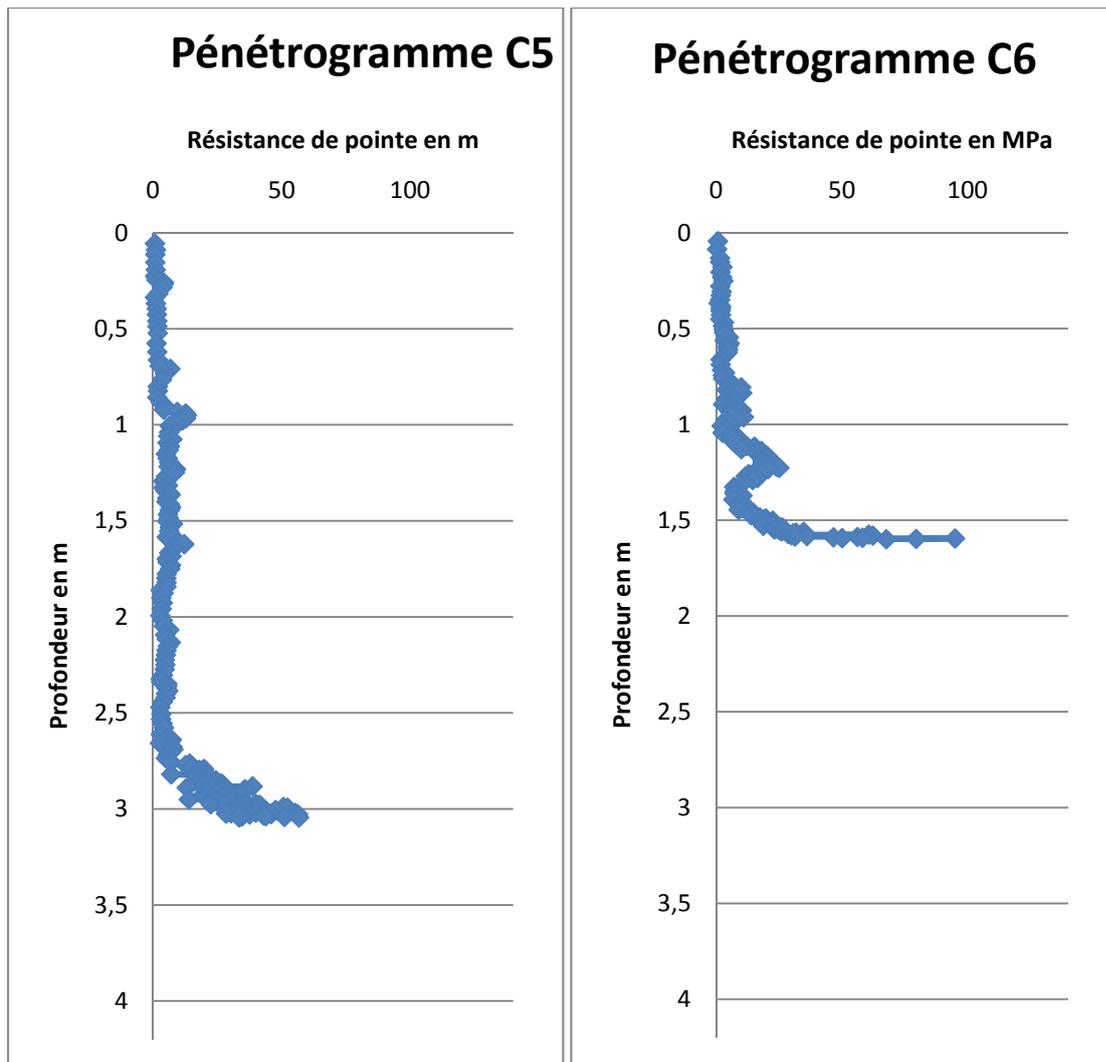
Case 1 : pas de blocs intermédiaires, mais un refus clair à 1,5m environ dû sûrement à un bloc sain.

Case2 : série de blocs sur tout le pénétrogramme, dont un très sain (résistance de pointe >150Mpa), qui a pu être franchi, car il est très fin. Pas de refus cependant net, donc le substratum est à plus de 4 mètres.

Deux pénétrogrammes très différents pourtant réalisés très proches l'un de l'autre, ce qui prouve bien la grande hétérogénéité du sol.



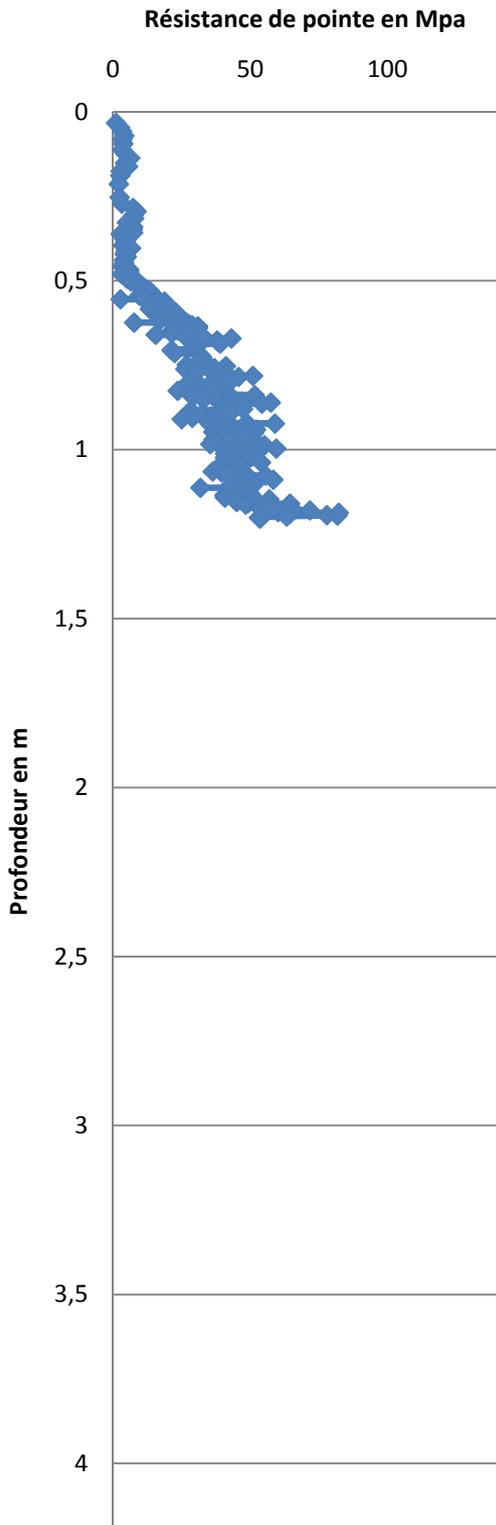
Case 3 et 4, on observe des pénétrogrammes assez semblables, qui témoignent sûrement d'un bloc en surface (<50cm de profondeur) qui se répand sur les deux cases. En observant la photo de la surface d'étude dans l'introduction on observe une crête sur ces deux cases, formée par un bloc en surface d'où ces pénétrogrammes.



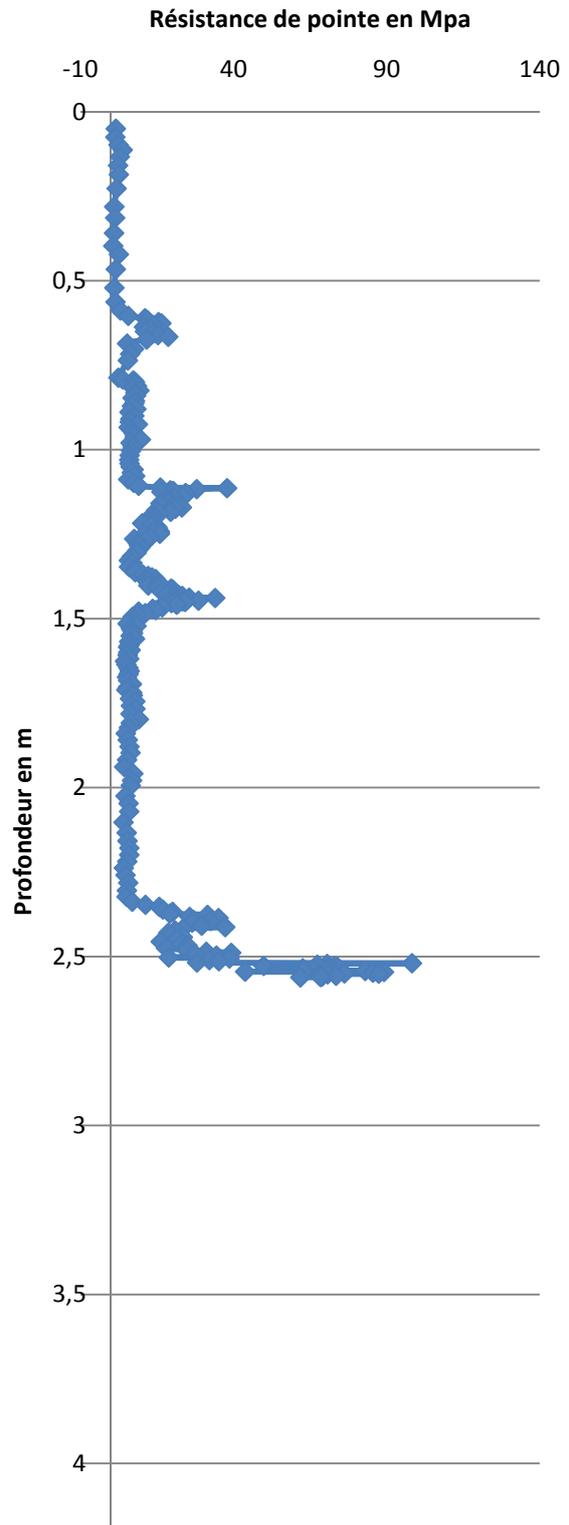
Case 5 : on observe aucun refus pendant 3m de forage, ce qui signifie qu'il n'y'a aucun bloc à cet endroit précis en 3m de profondeur. Le sondage est arrêté à 3m à cause d'une succession de frappes montrant une résistance supérieure à 40MPa. Il s'agit sûrement ici d'un bloc, très épais.

Case 6 : On observe un seul petit refus à environ 1,20m qui témoigne d'un bloc relativement altéré puisqu'une résistance de pointe faible. Puis on a un refus à environ 1,6m de profondeur, qui est net, témoignant d'un bloc relativement sain.

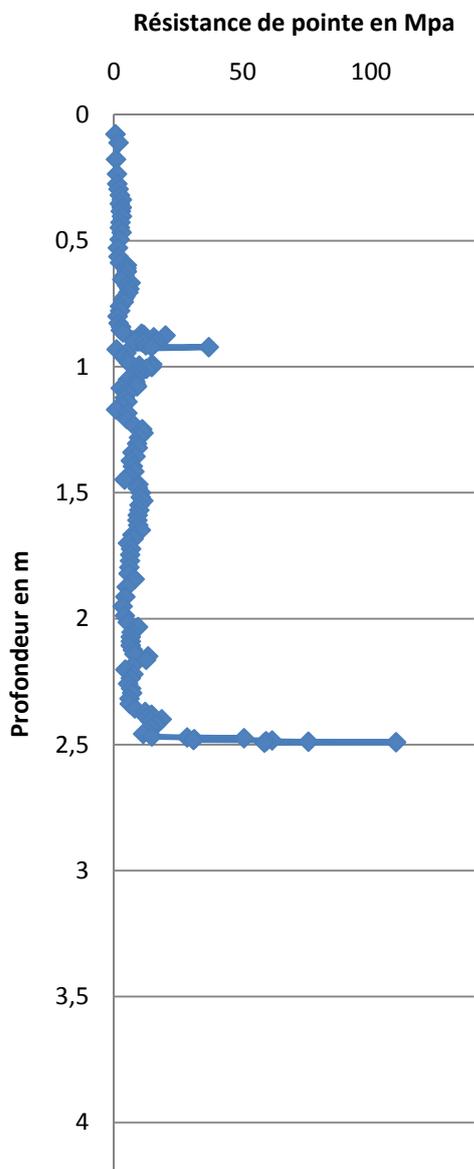
Pénétrogramme C7



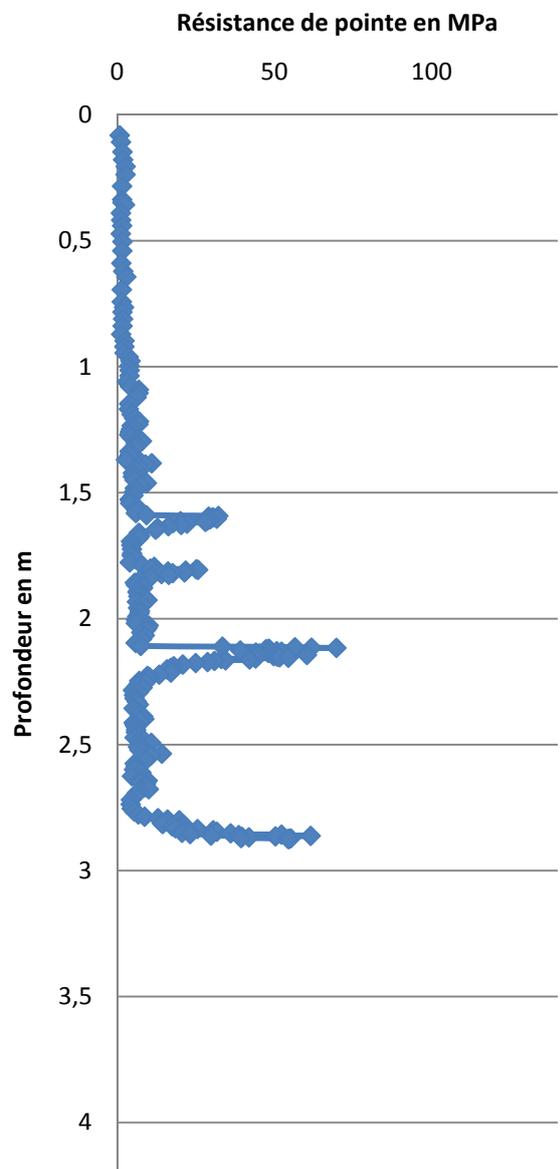
Pénétrogramme C8



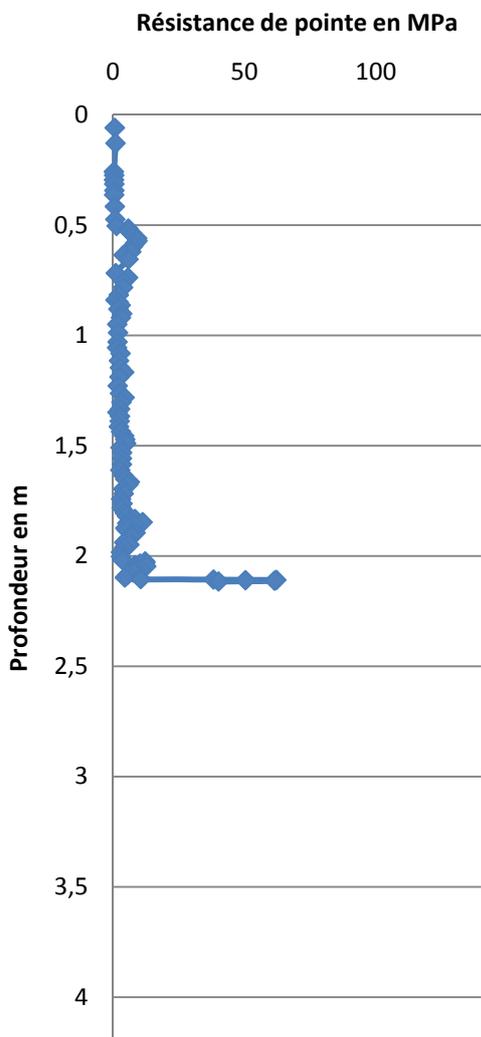
Pénétrogramme C9



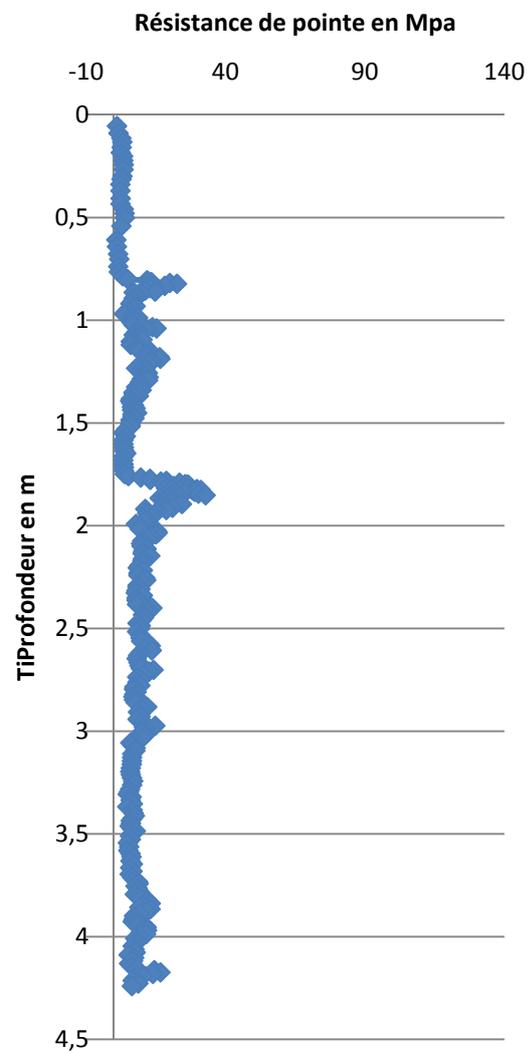
Pénétrogramme C10



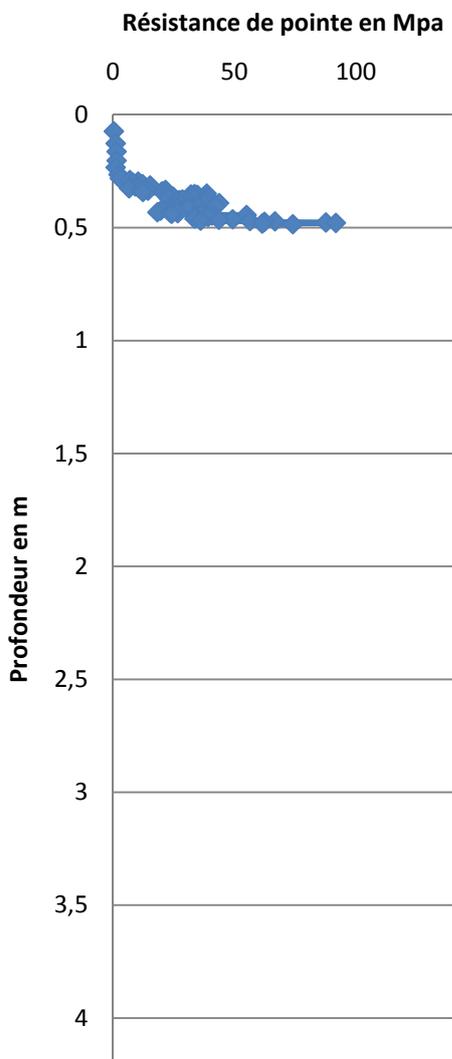
Pénétrogramme C11



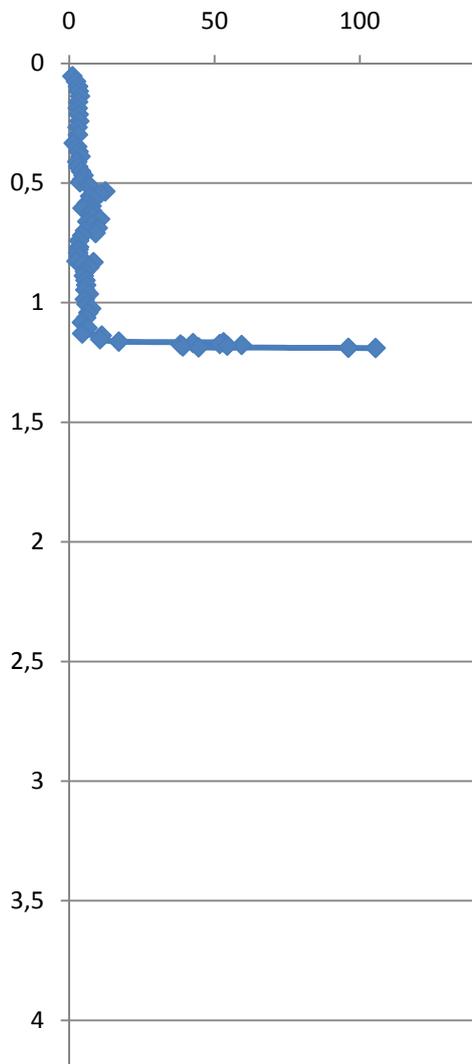
Pénétrogramme C12



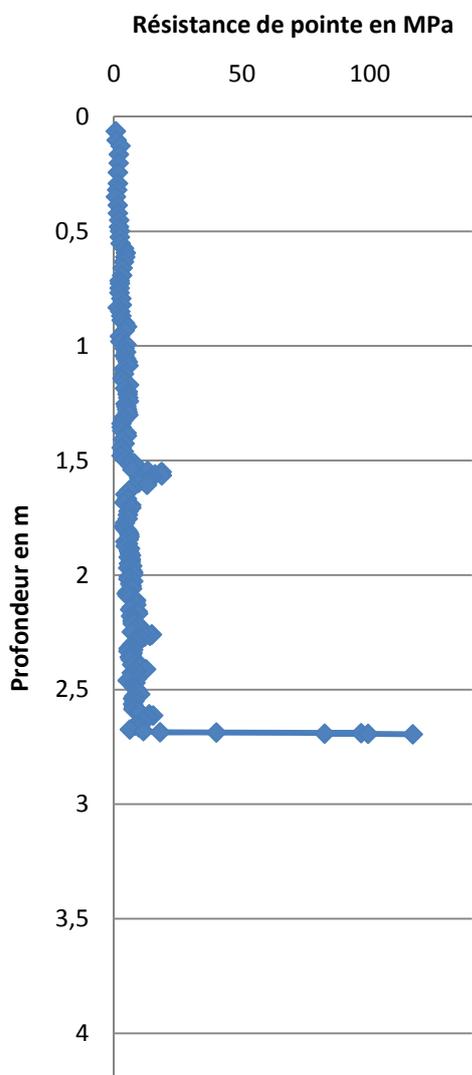
Pénétrogramme C13



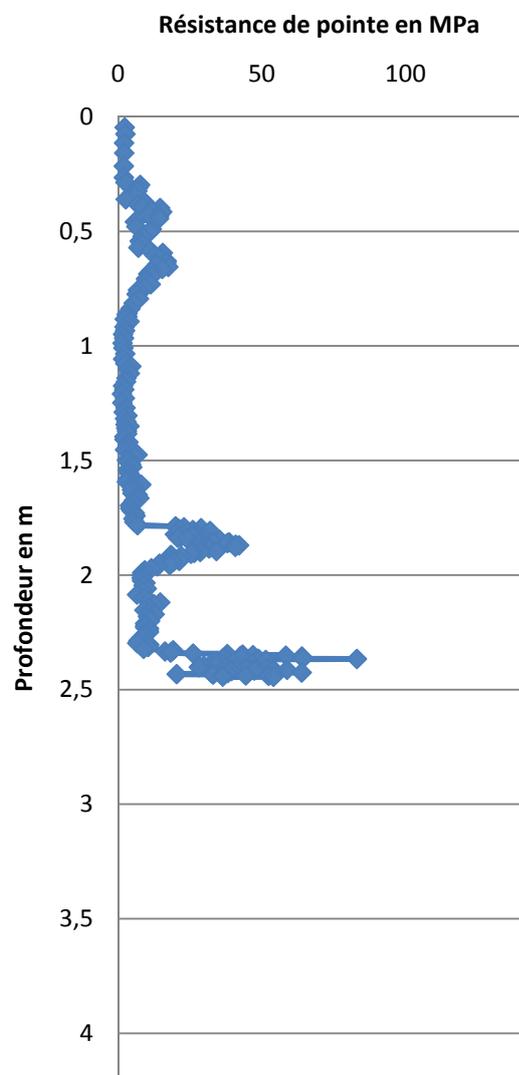
Pénétrogramme C14

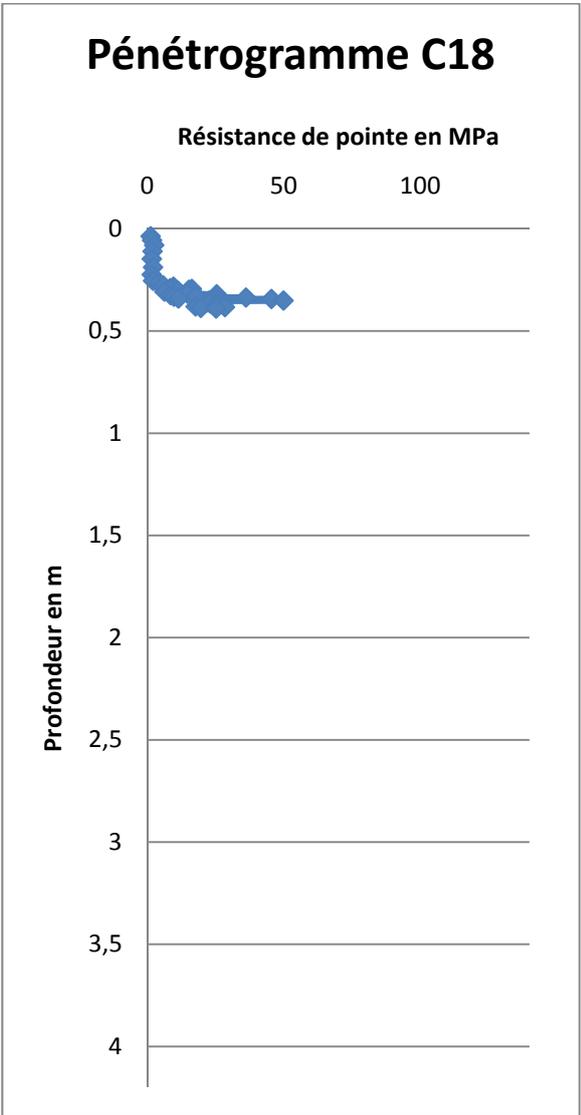
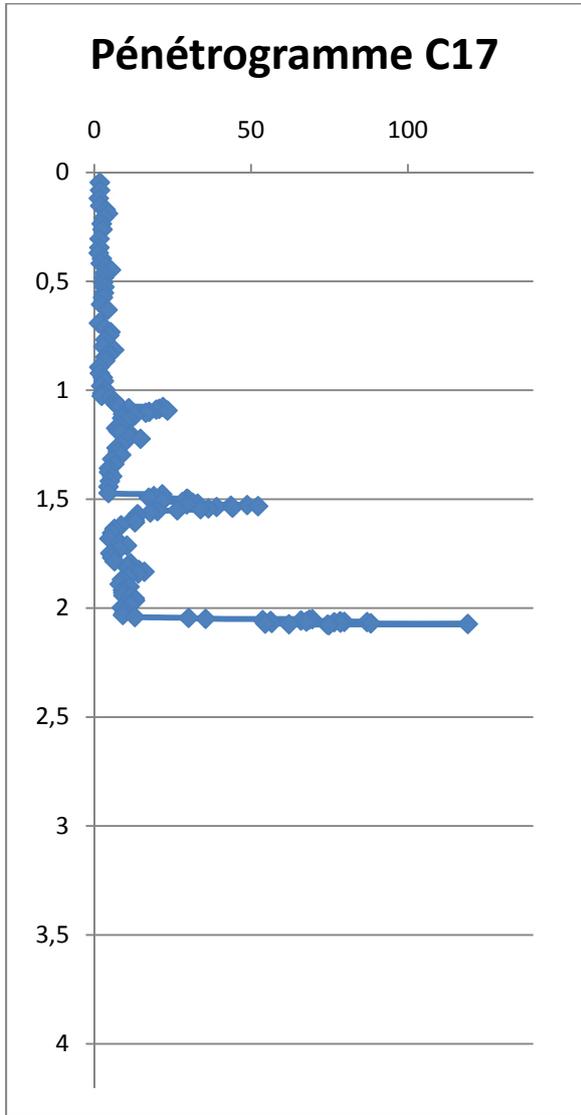


Pénétrogramme C15

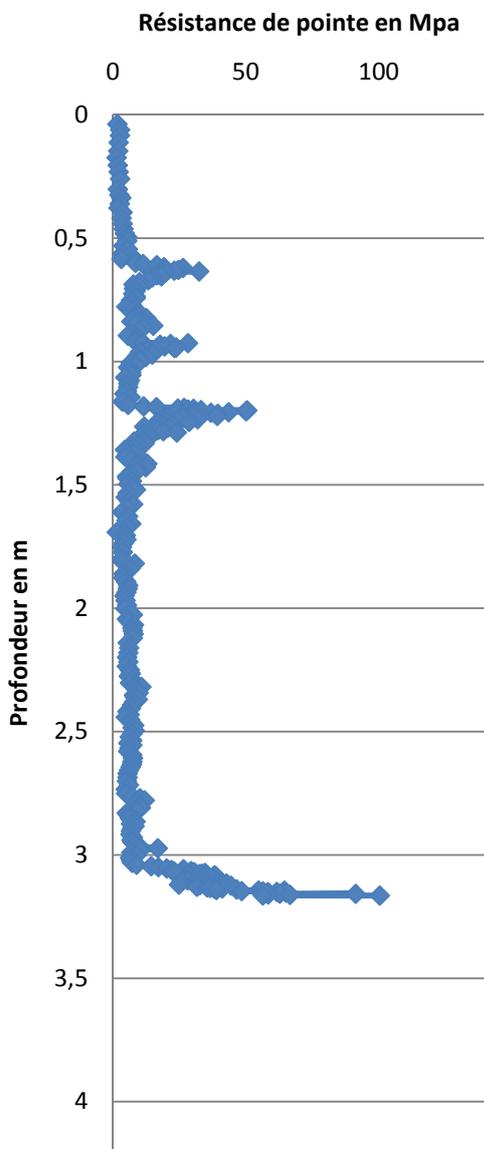


Pénétrogramme C16

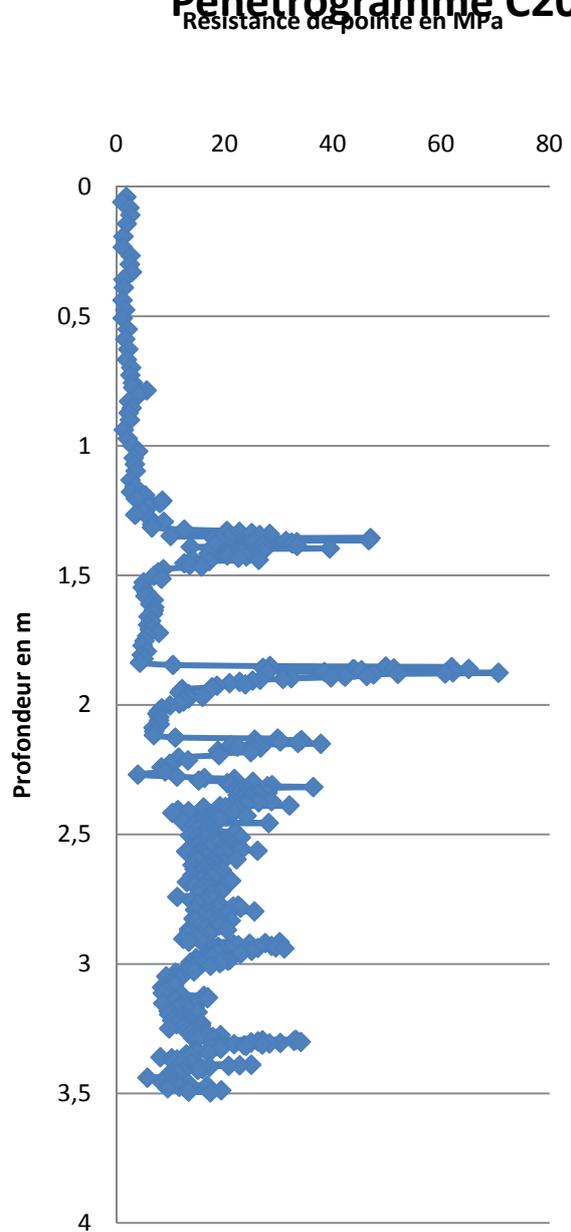




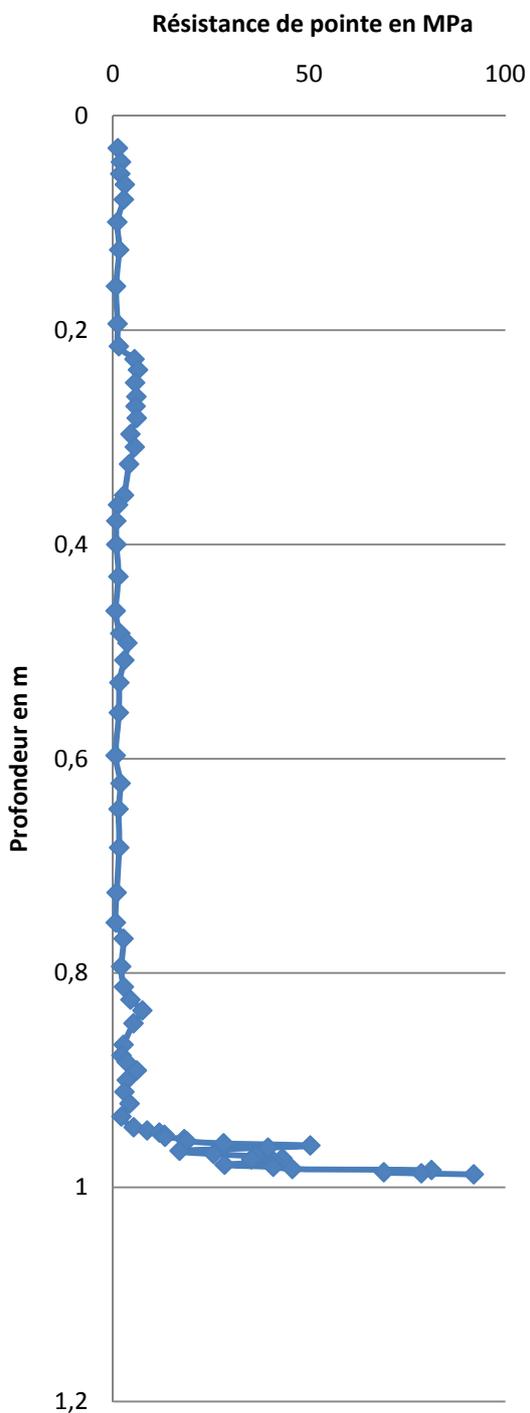
Pénétrogramme C19



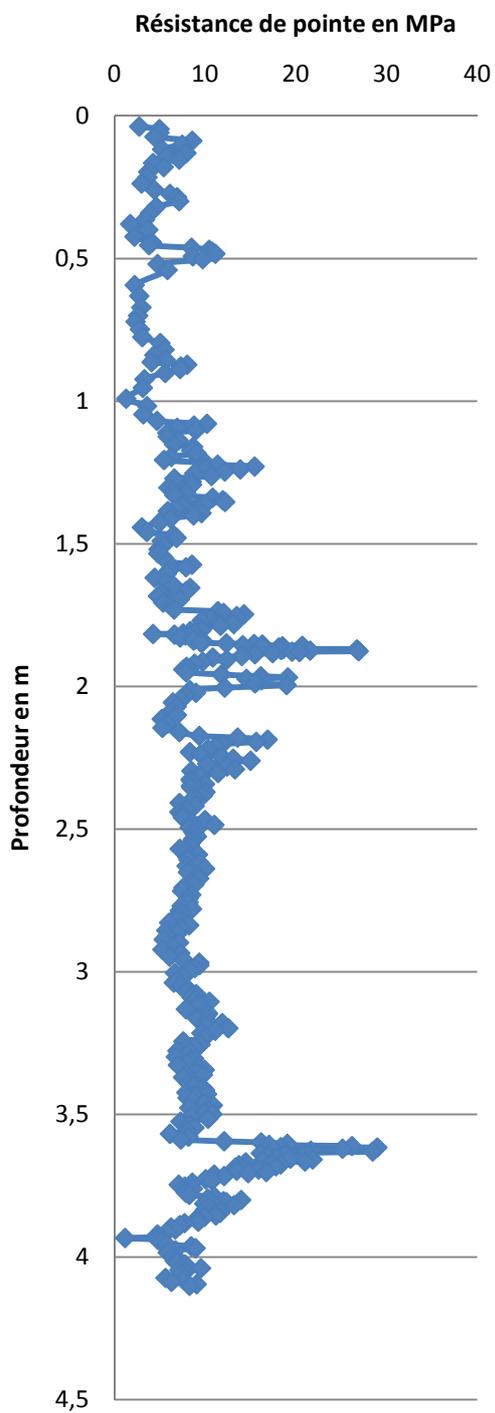
Pénétrogramme C20



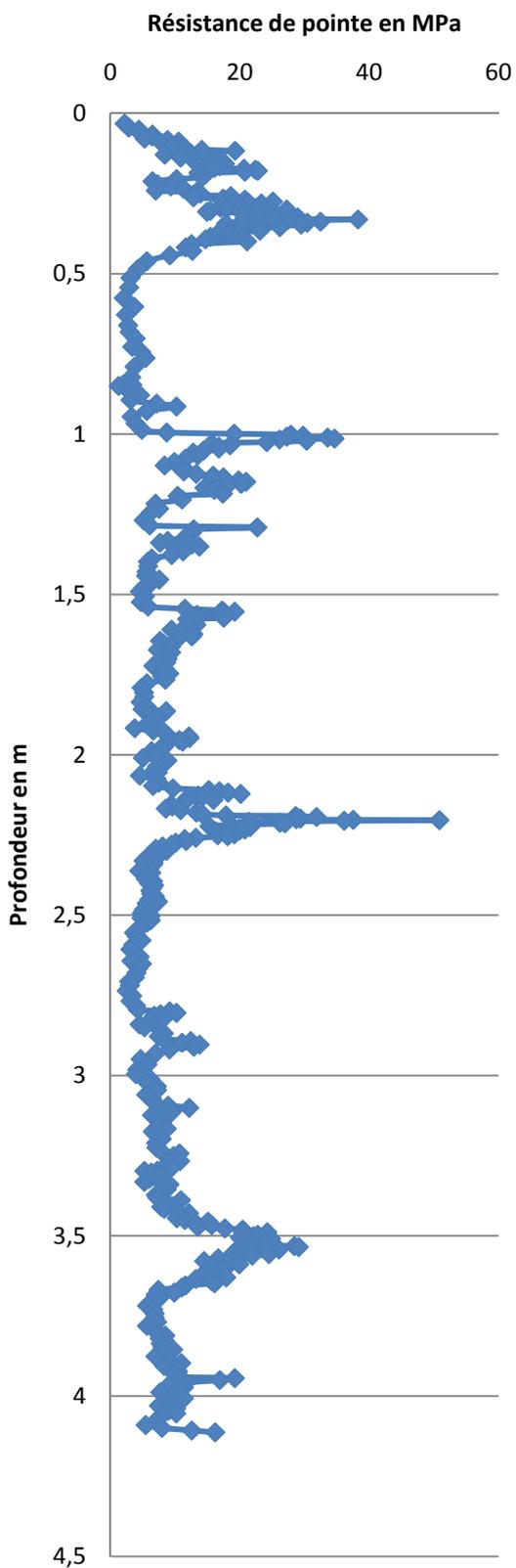
Pénétrogramme C21



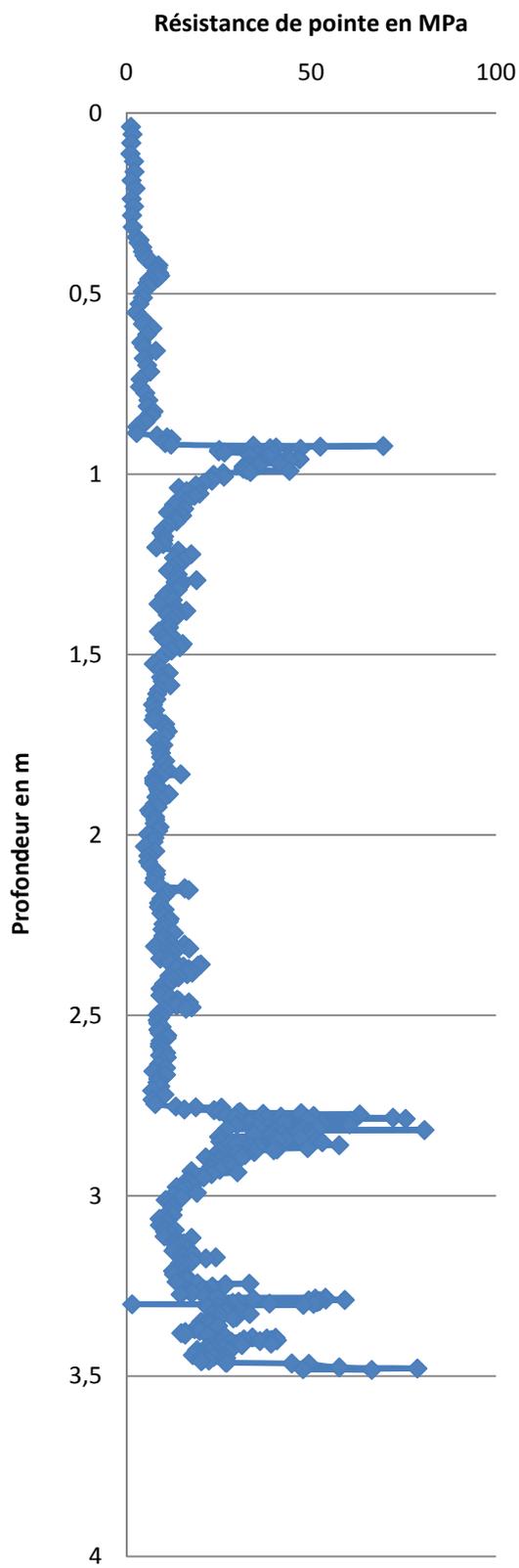
Pénétrromètre C22



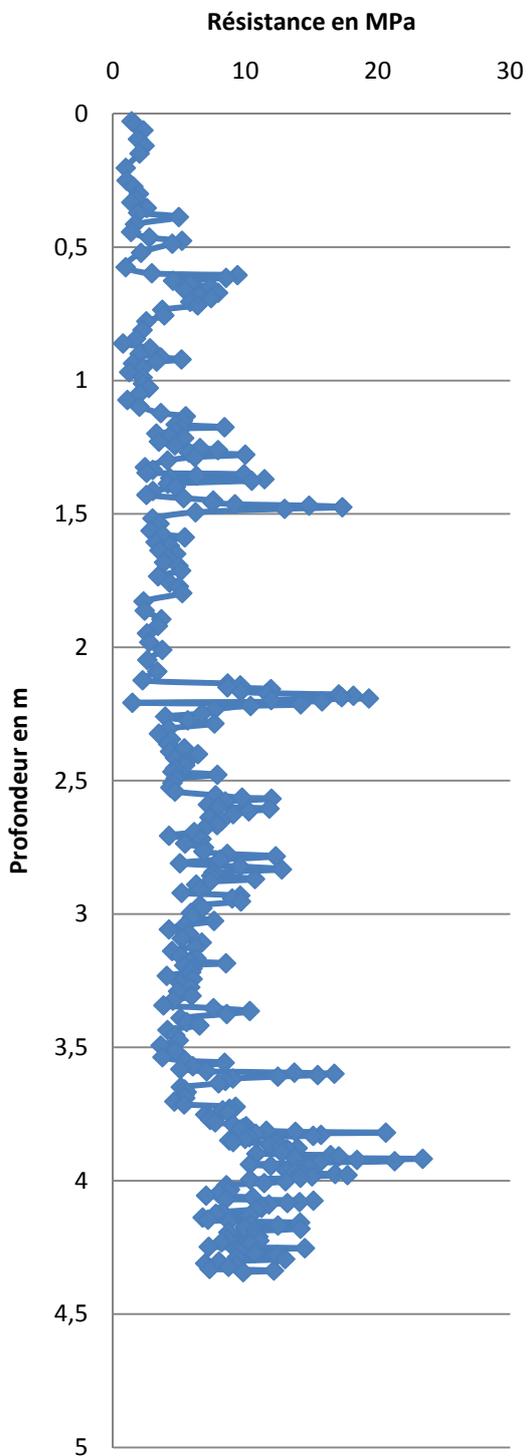
Pénétrogramme C23



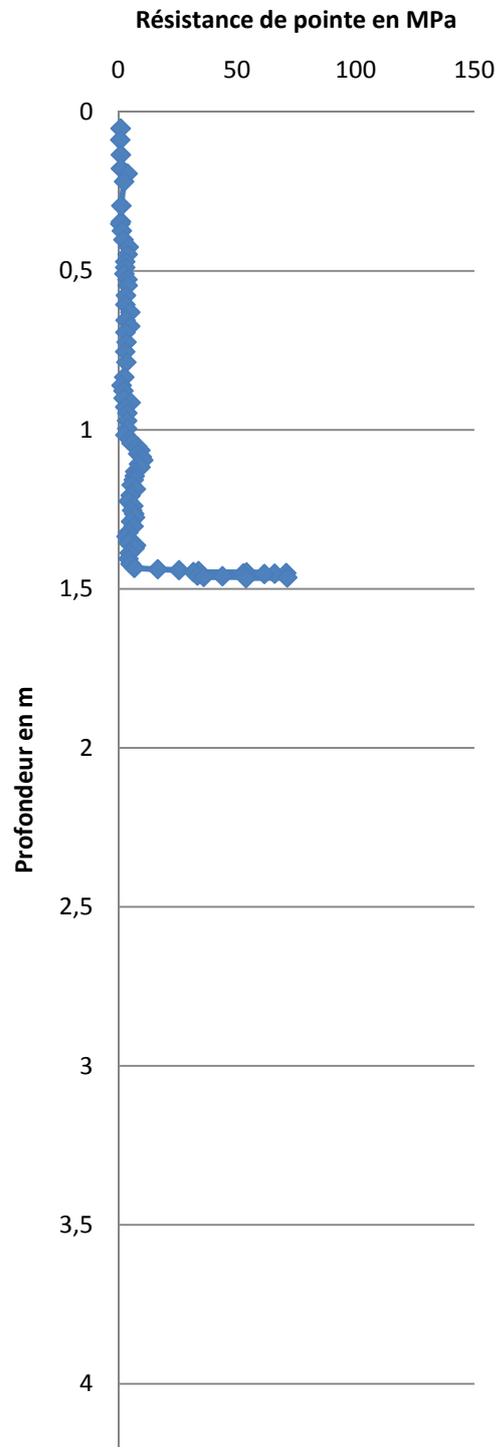
Pénétrogramme C24



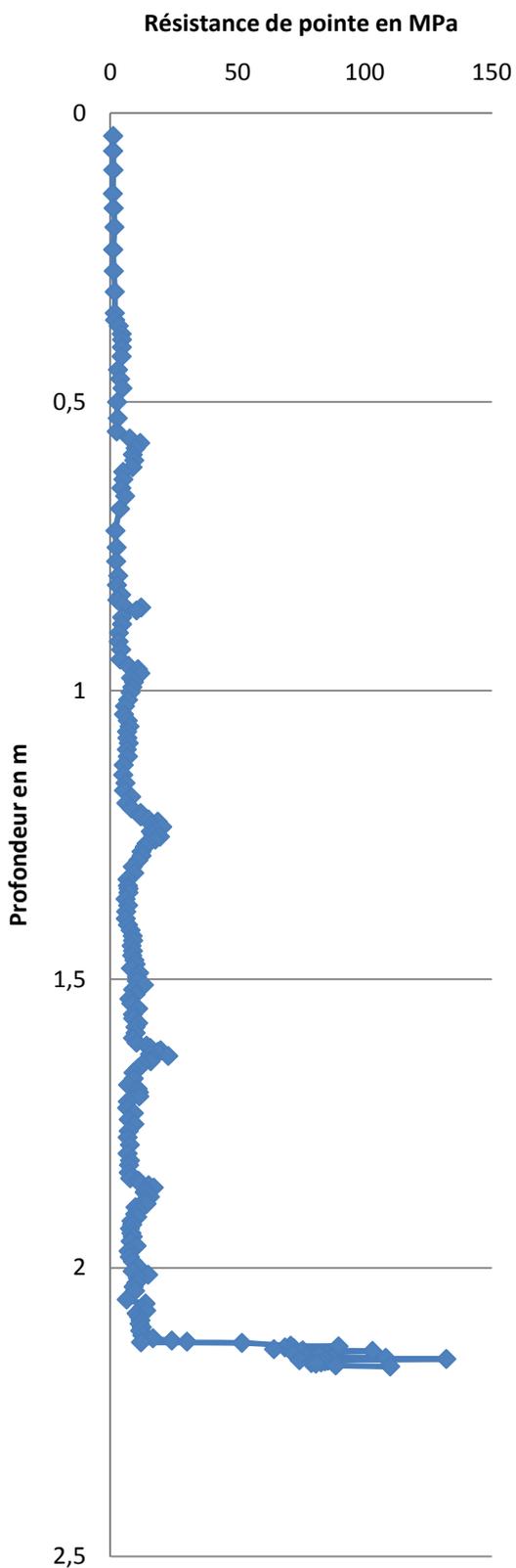
Pénétrogramme C25



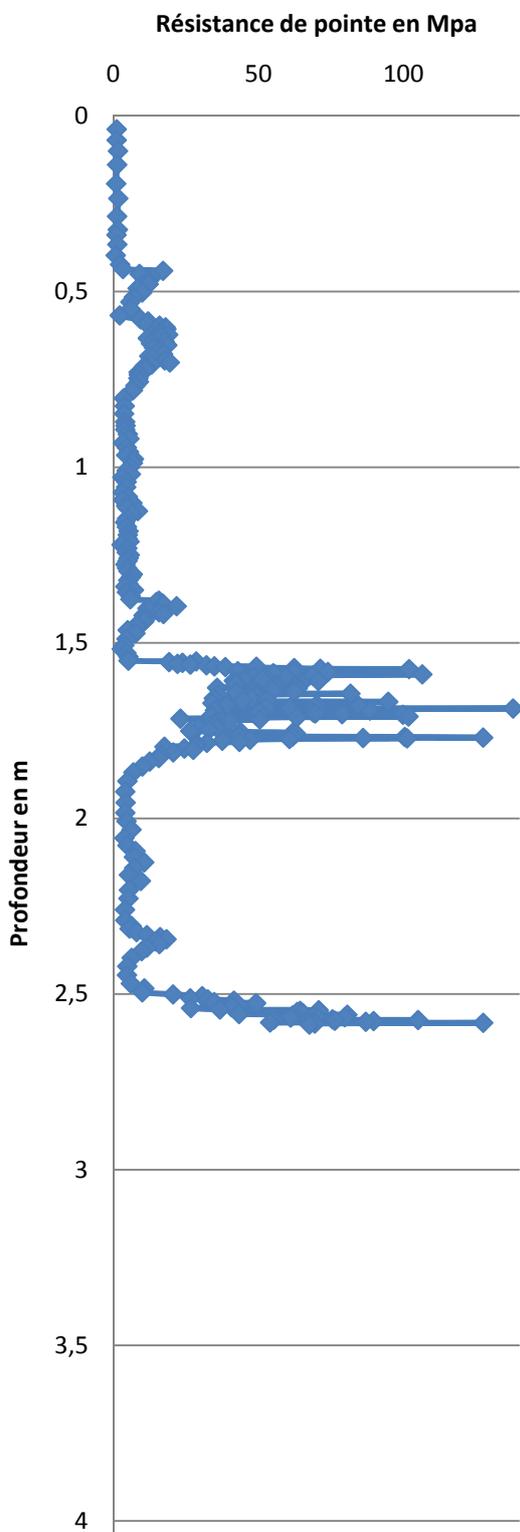
Pénétrogramme C26



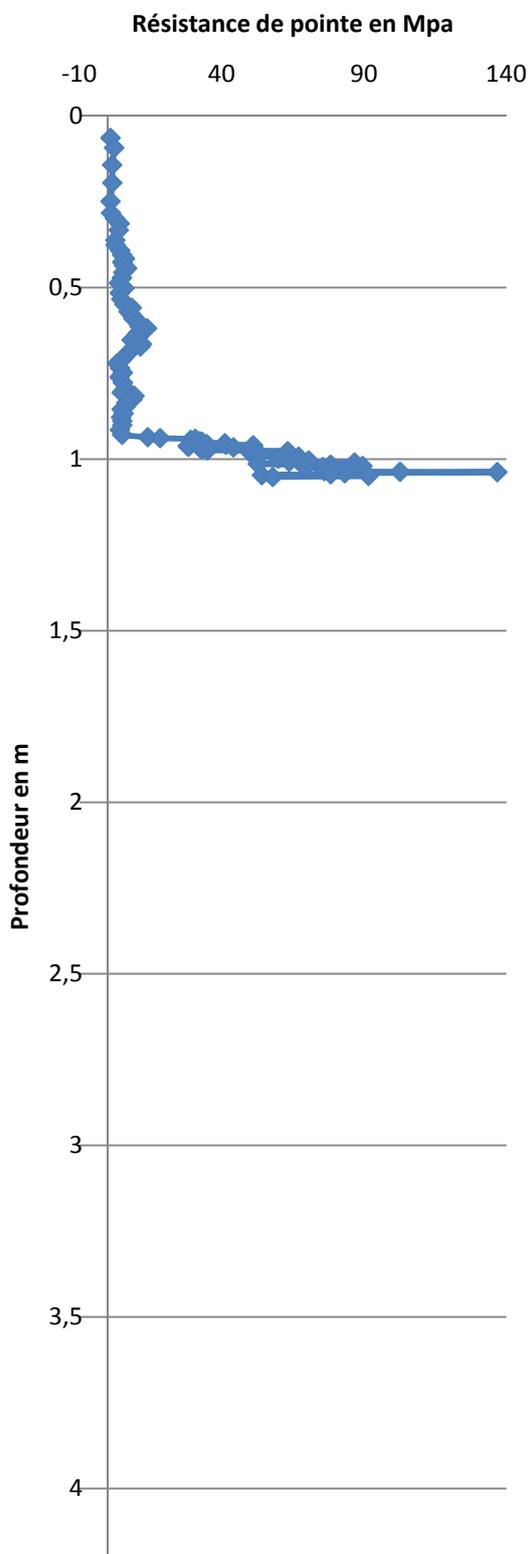
Pénétrogramme C27



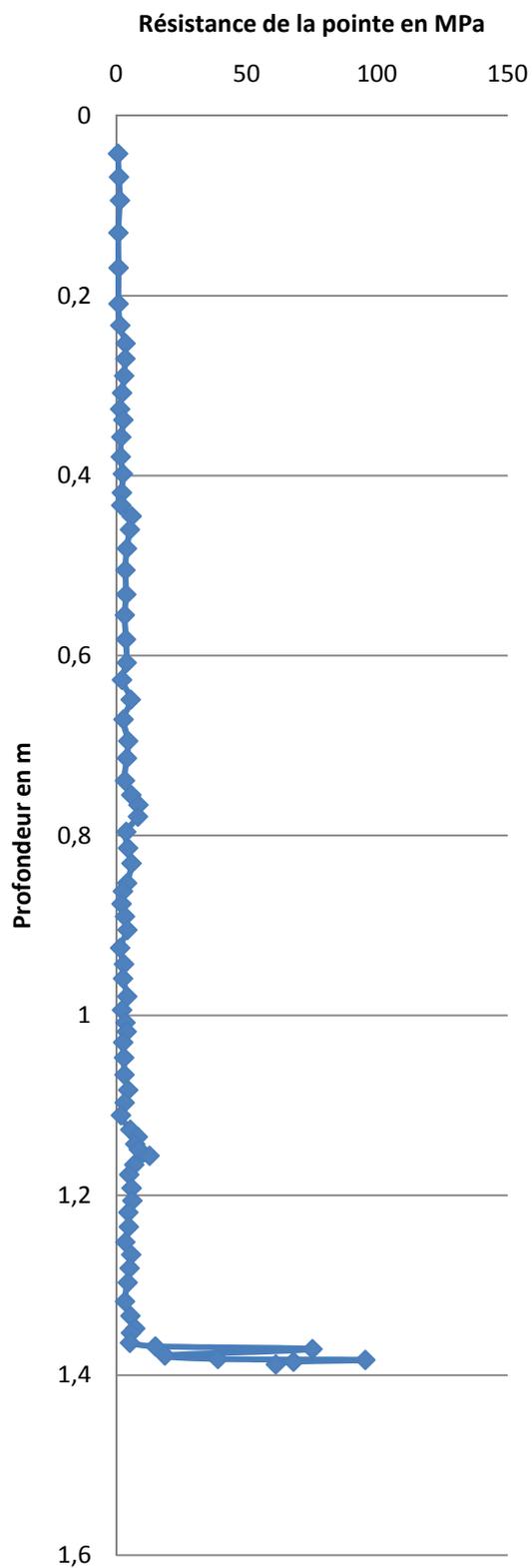
Pénétrogramme C282



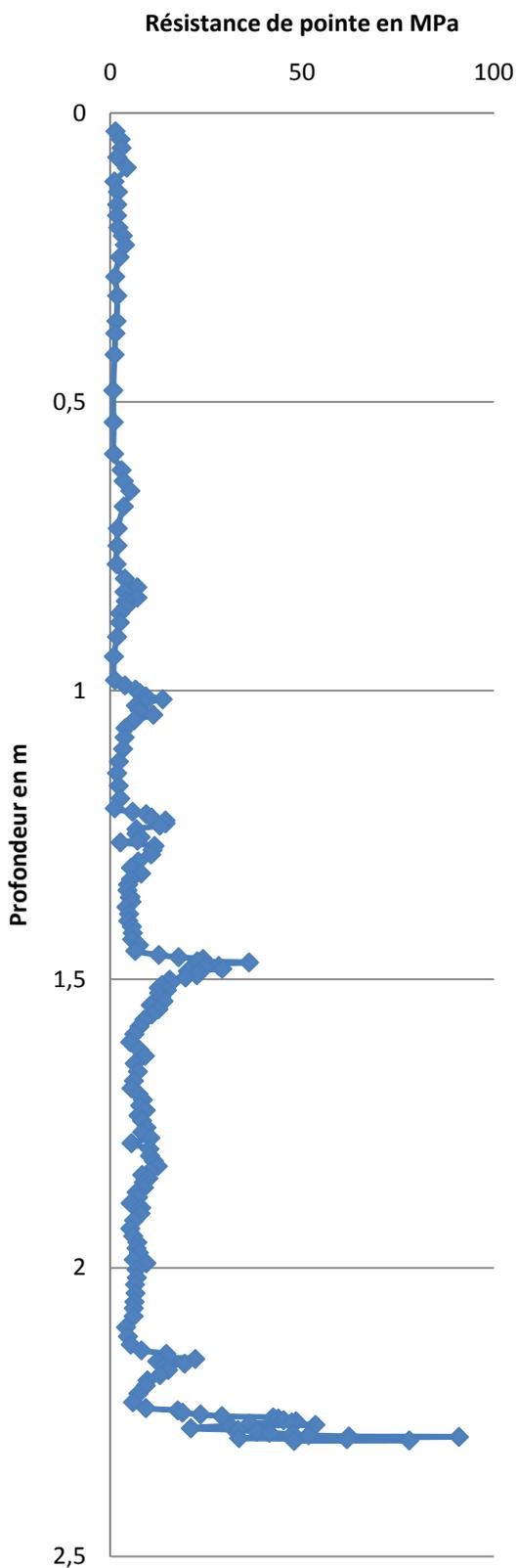
Pénétrogramme C29



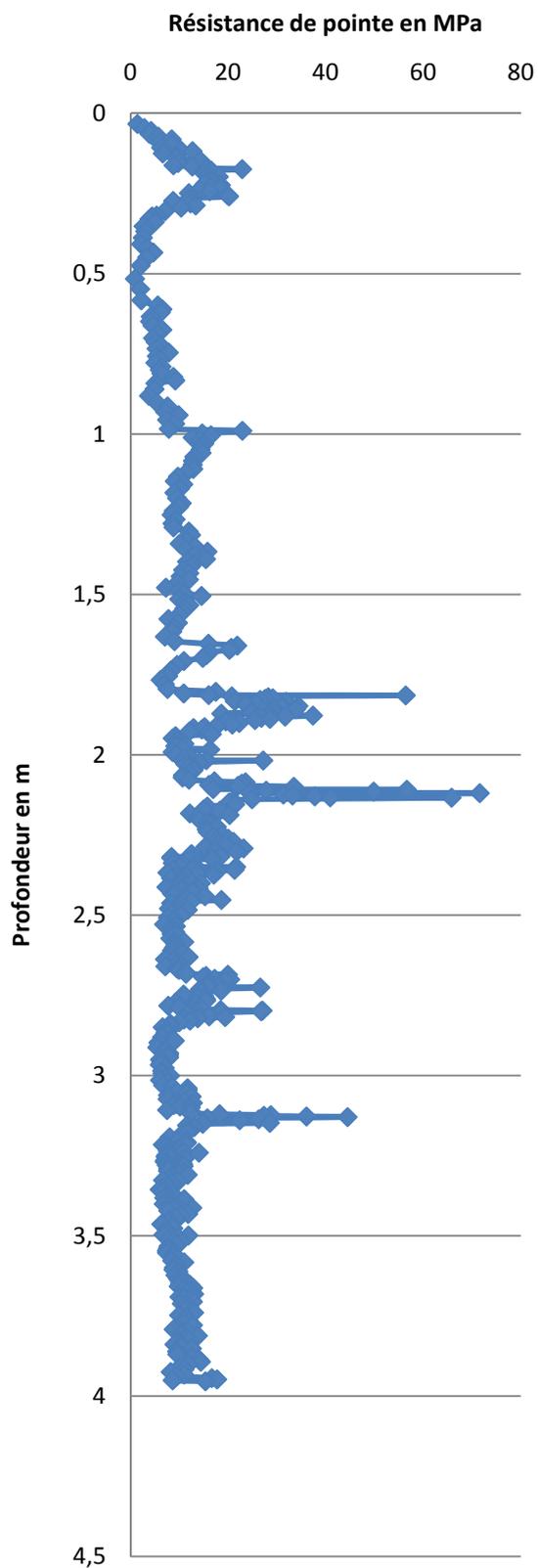
Pénétrogramme C30



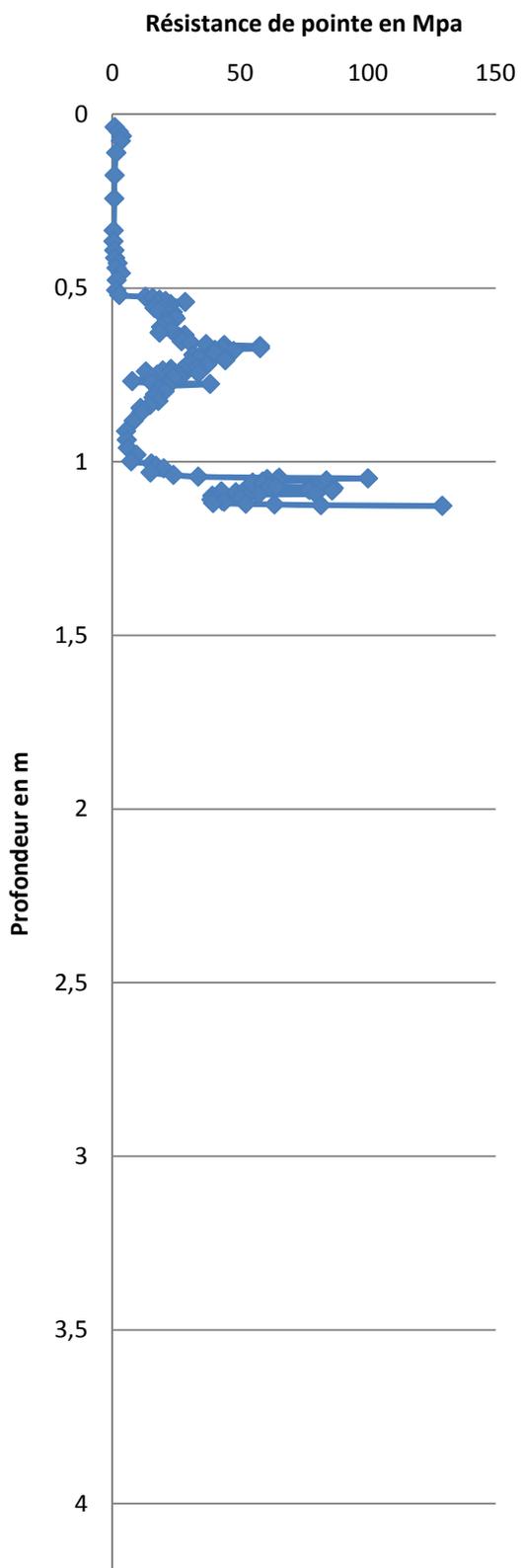
Pénétrogramme C31



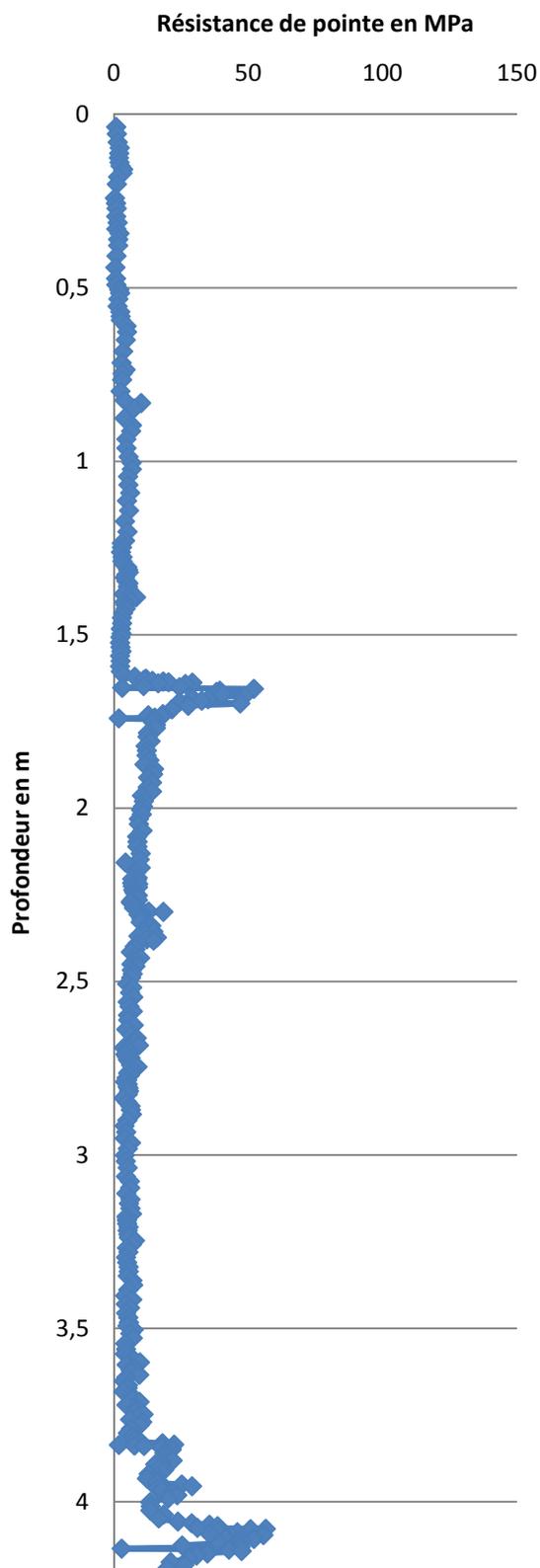
Pénétrogramme C32



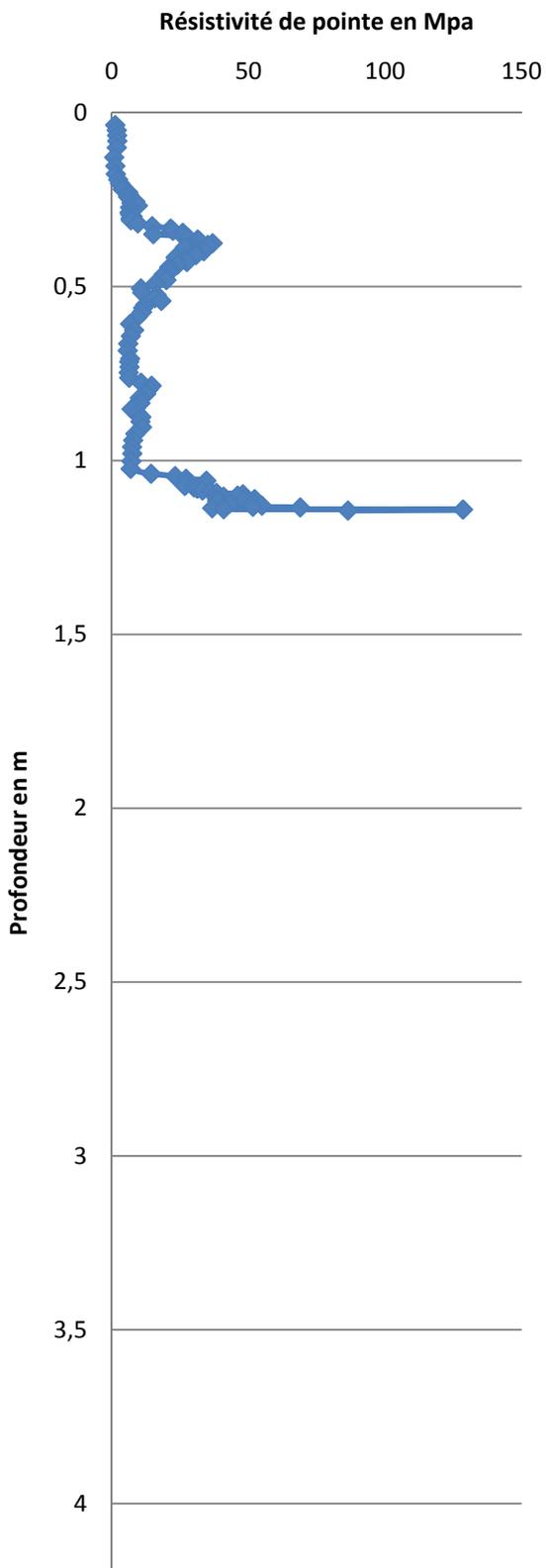
Pénétrogramme C34



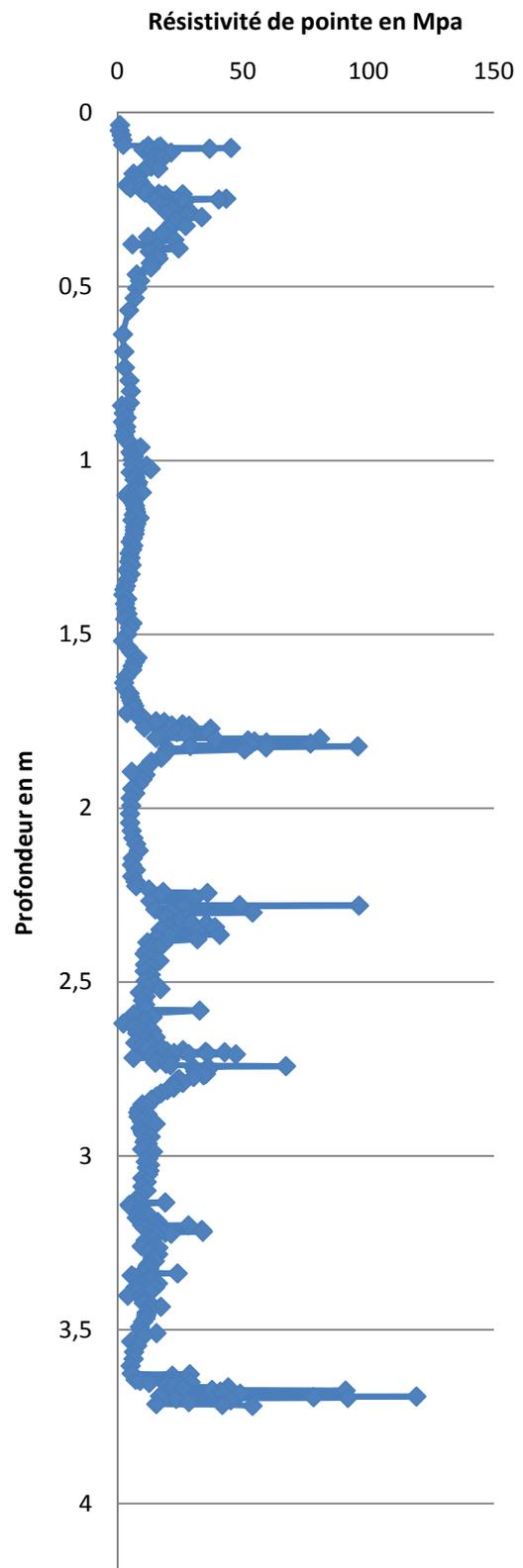
Pénétrogramme C35



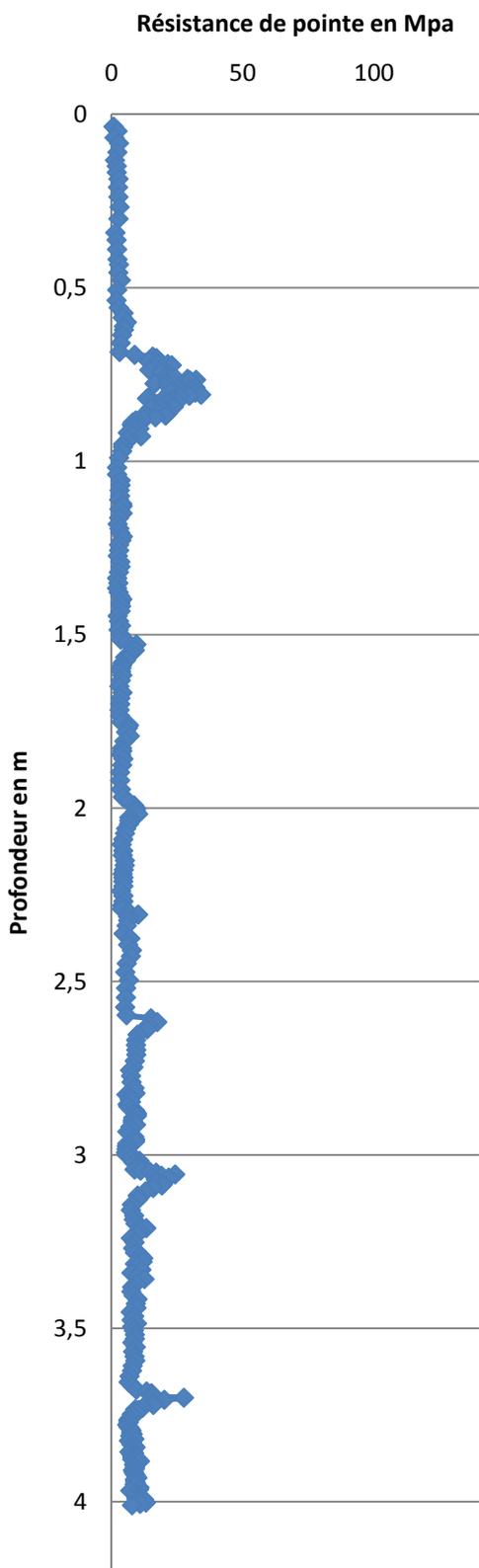
Pénétrogramme C37



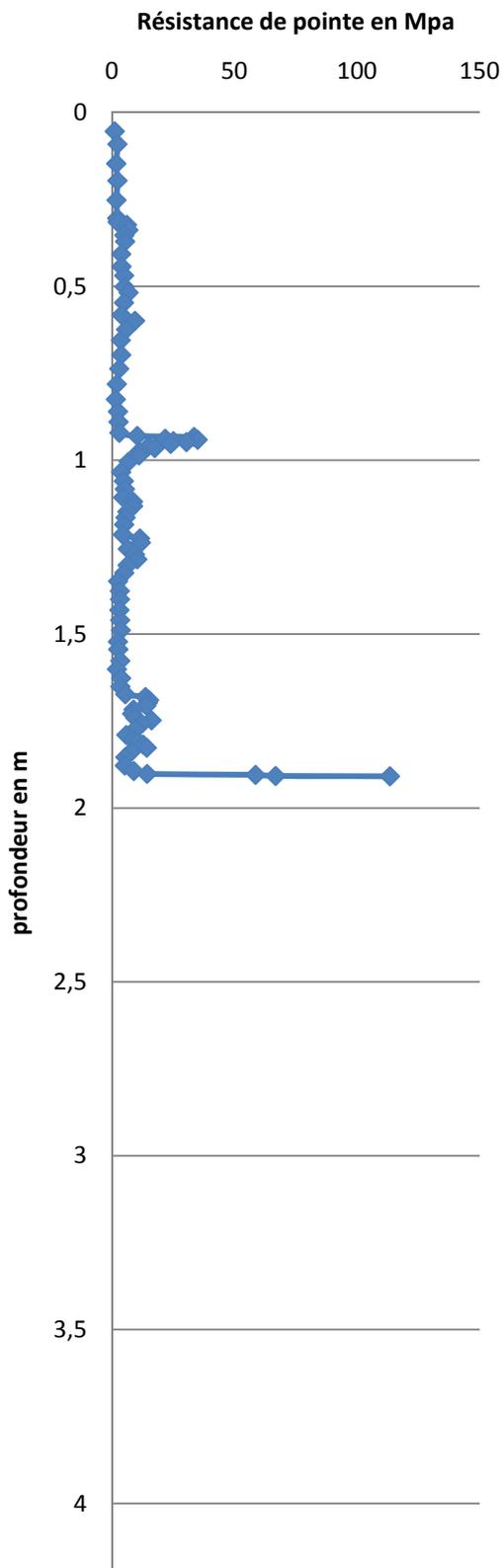
Pénétrogramme C38



Pénétrogramme C39

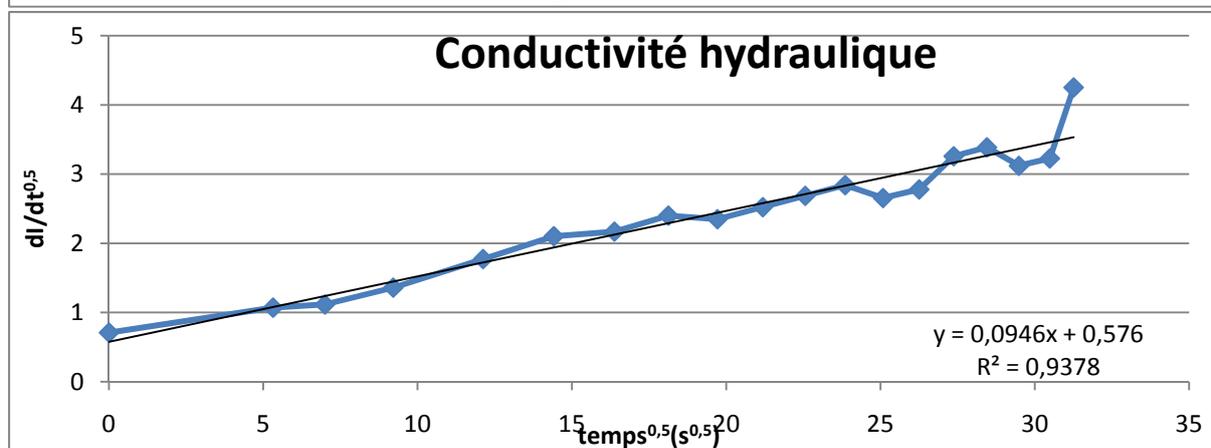
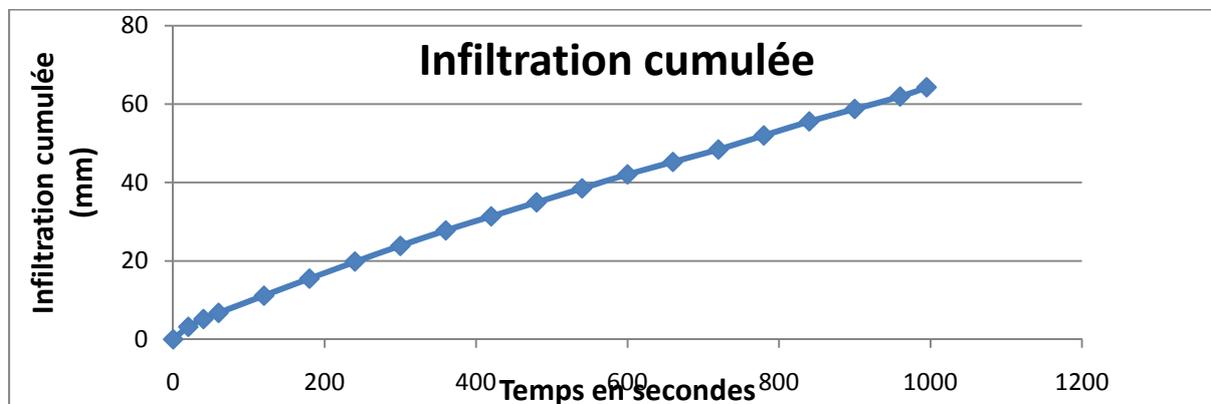


Pénétrogramme C401



Annexe 2 : Echantillon de résultats d'infiltrométrie en surface

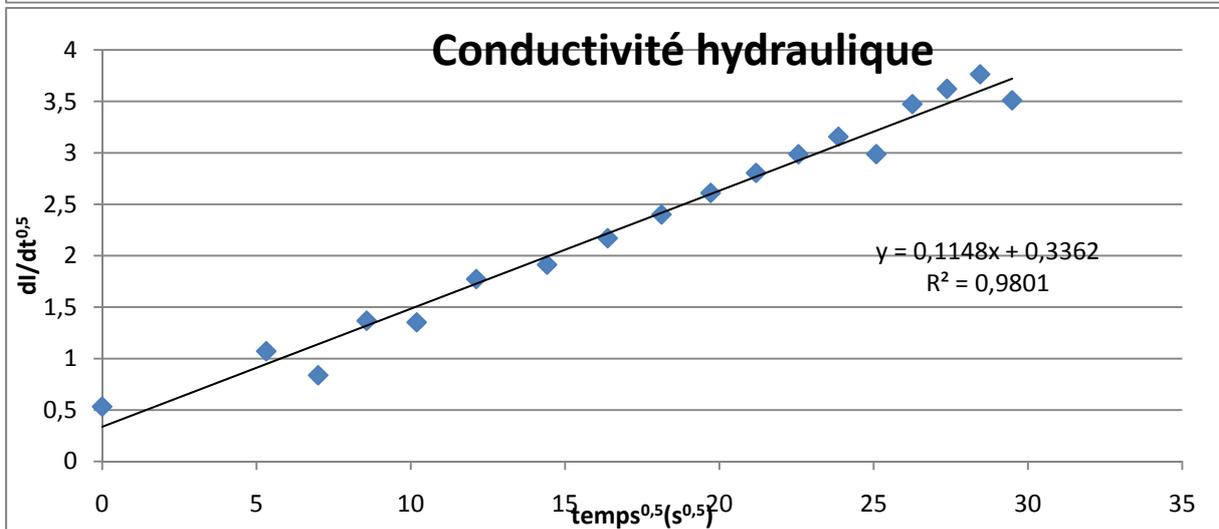
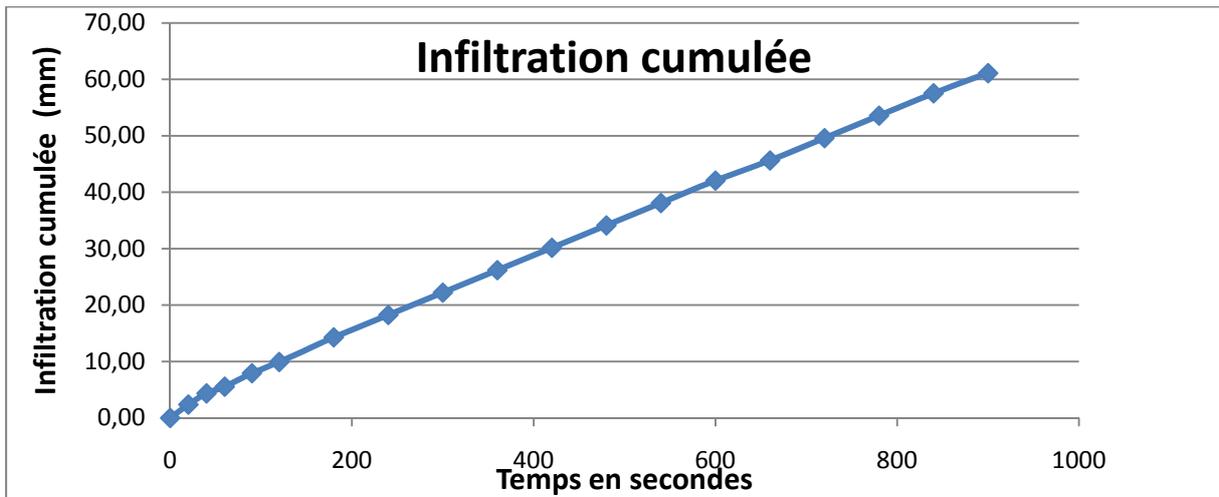
Résultat mesure 1 : en aval d'un bloc



Régression linéaire	
0,094609319	0,575962411
0,005910657	0,126361923
0,937776825	0,23226622
256,2101003	17
13,82191926	0,91710915

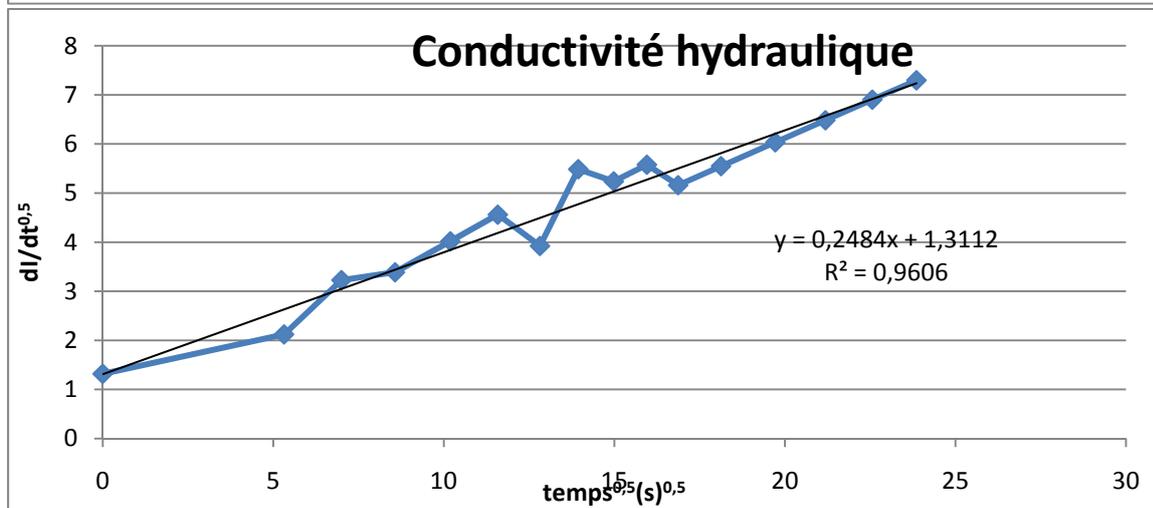
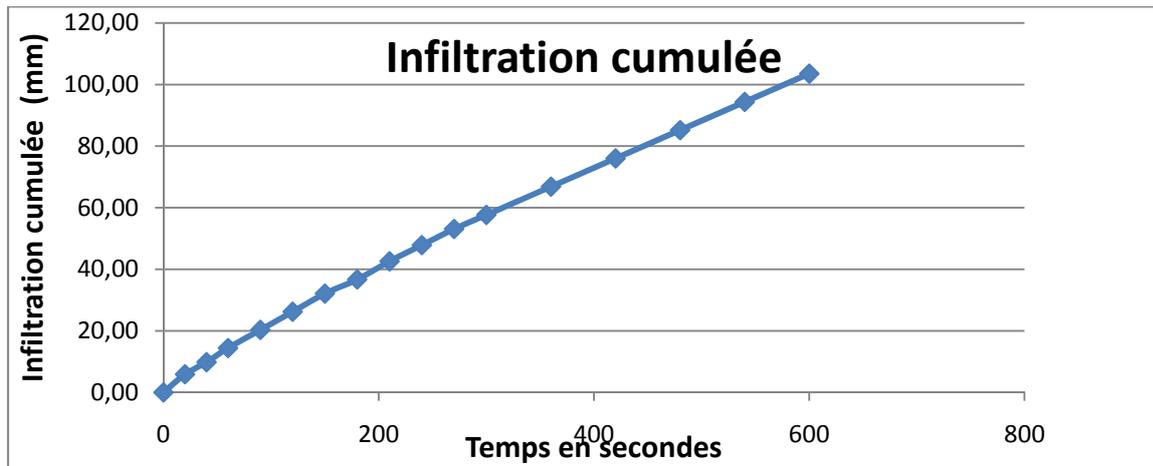
Résultats	
Delta humidité (g.cm ⁻³)	0,07
Sorptivité (mm/s ^{0,5})	0,58
Incertitude sorptivité	0,13
C2=1/2 Pente régres (mm/s)	0,05
Incertitude C2=0.5 incert pente	0,00
K0 (mm/s)	-0,26
Incertitude K0	0,16
t _{grav}	5,06
t _{geom}	6,71
t _{stab}	12,18

Mesure 2 : sommet de bloc



Régression linéaire	
0,114765689	0,336213647
0,004086851	0,079839511
0,980113887	0,148364984
788,5815626	16
17,35839019	0,352194695
Résultats	
Delta humidité (g.cm-3)	-0,01
Sorptivité (mm/s0.5)	0,3362
Incertitude sorptivité	0,0798
C2=1/2 Pente régres (mm/s)	0,0574
Incertitude C2=0.5 incert pente	0,0020
K0 (mm/s)	2,8395
Incertitude K0	1,2858
t_grav	0,01
t_geom	0,04
t_stab	34

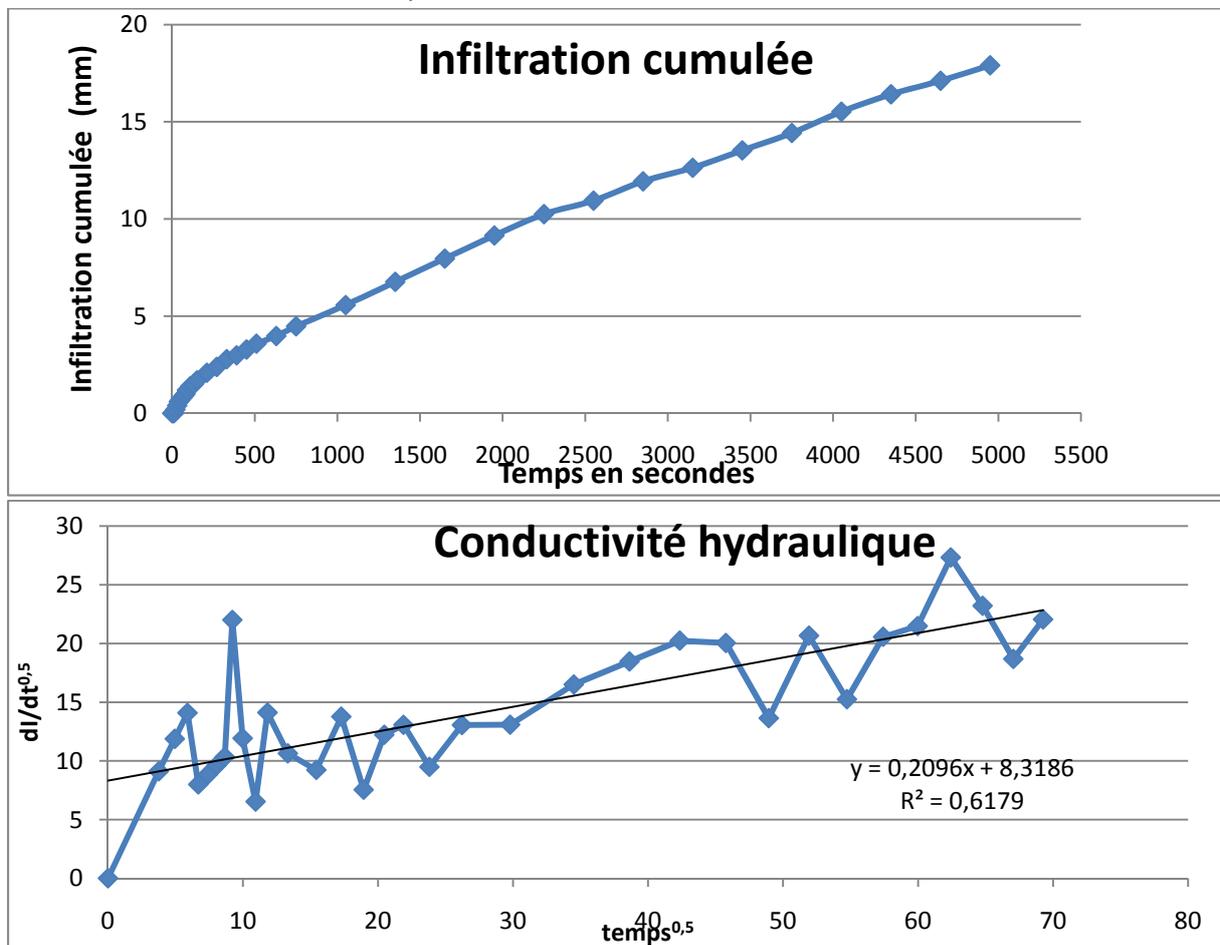
Mesure 4 : milieu granulaire, avec paillettes



Régression linéaire	
0,248392445	1,311222322
0,01344279	0,205965833
0,960610766	0,344420588
341,4270696	14
40,50197104	1,660757582
Résultats	
Delta humidité (g.cm-3)	0,15
Sorptivité (mm/s ^{0.5})	1,31
Incertitude sorptivité	0,21
C2=1/2 Pente régres (mm/s)	0,12
Incertitude C2=0.5 incert pente	0,01
K0 (mm/s)	-0,68
Incertitude K0	1,15
t_grav	3,75
t_geom	5
t_stab	111,46

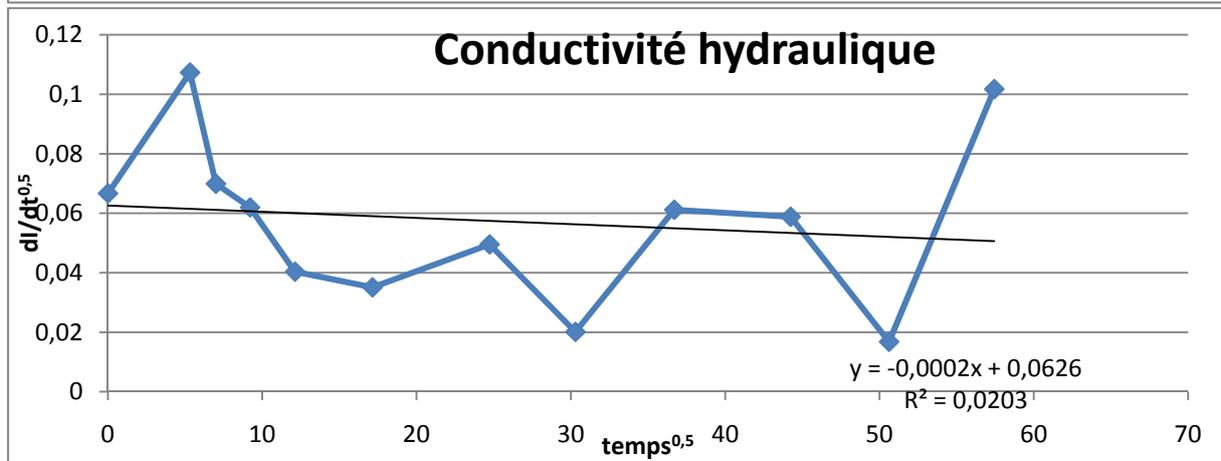
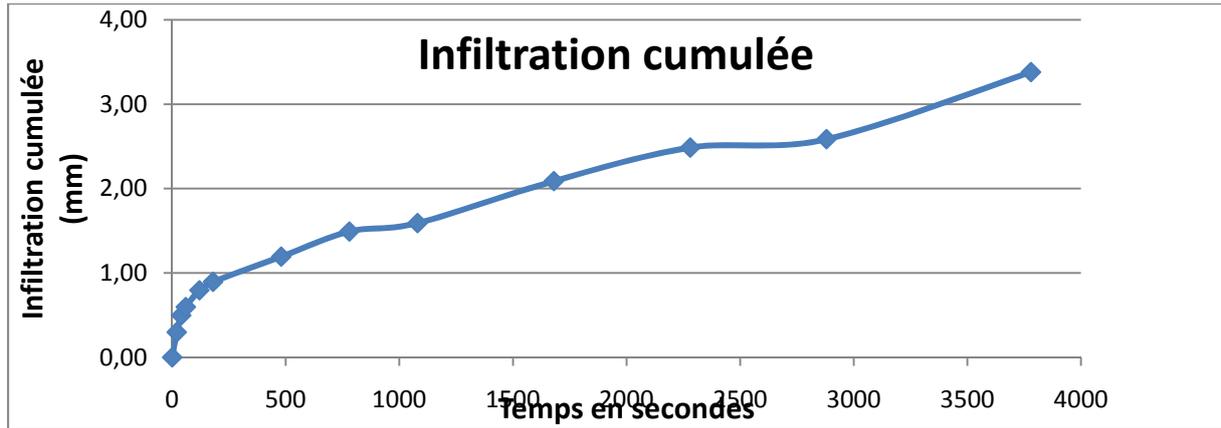
Annexe 3 : échantillon de résultats d'infiltrométrie en profondeur

Mesure dans la fosse à 110cm de profondeur



Régression linéaire	
	0,20963259
	8,31859575
	0,02913994
	1,046013958
	0,617926732
	3,686856562
	51,75356949
	32
	703,4816798
	434,9731618
Résultats	
Delta humidité (g.cm-3)	0,03
Sorptivité (mm/s ^{0.5})	8,32
Incertitude sorptivité	1,05
C2=1/2 Pente régres (mm/s)	0,10
Incertitude C2=0.5 incert pente	0,01
K0 (mm/s)	-90,94
Incertitude K0	22,96
t_grav	0,01
t_geom	0,02
t_stab	6298,58

Mesure dans la fosse à 150cm de profondeur



Régression linéaire	
-0,000207966	0,062576239
0,000456436	0,014005735
0,020337715	0,029065388
0,207599242	10
0,000175379	0,008447968
Résultats	
Delta humidité (g.cm ⁻³)	0,15
Sorptivité (mm/s ^{0.5})	0,06
Incertitude sorptivité	0,01
C2=1/2 Pente régres (mm/s)	0,00
Incertitude C2=0.5 incert pente	0,00
K0 (mm/s)	0,00
Incertitude K0	0,00
t_grav	2328,13
t_geom	8767,14
t_stab	362154,27

Annexe 4 : résultats des mesures de densité en surface et en profondeur

Mesure des densités en surface

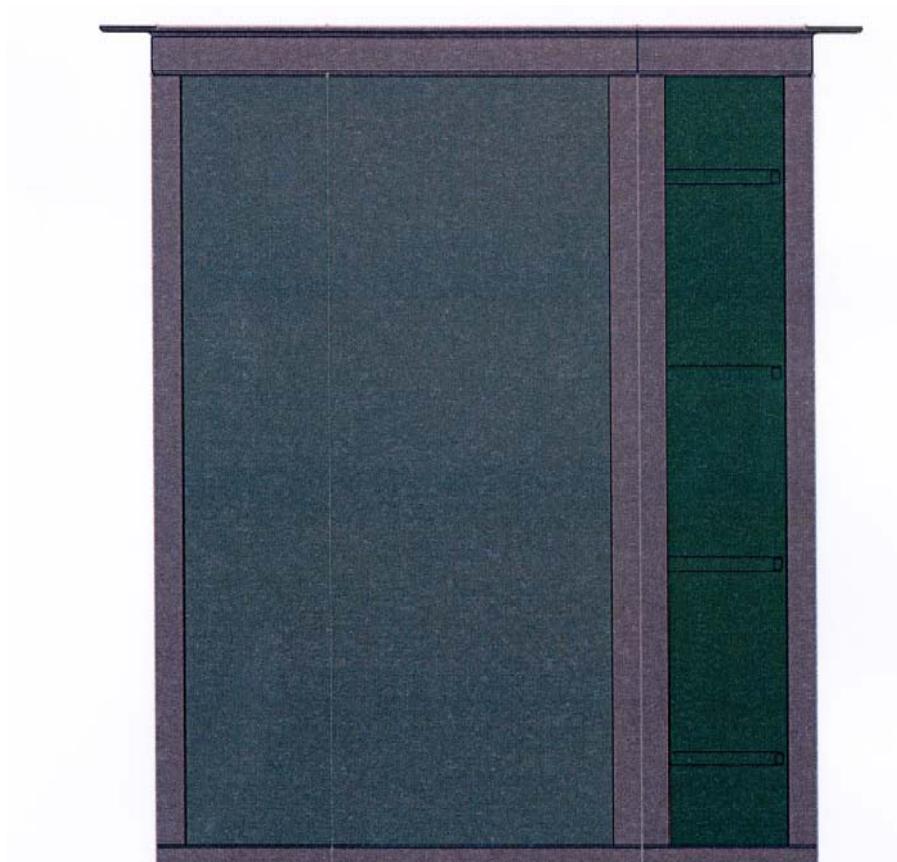
Mesure	Densité (g.cm ⁻³)
Mesure 1	1,75
Mesure 2	2
Mesure 3	1,72
Mesure 4	1,74
Mesure 5	1,8
Mesure 6	1,63
Mesure 7	1,97
Mesure 8	1,69
Mesure 9	1,7
Mesure 10	1,85
Mesure 11	1,46
Mesure 12	1,53
Mesure 15	1,82
Mesure 16	1,85
Mesure 17	1,96
Mesure C2	1,84
Mesure C2bis	1,77
Mesure C13	1,75
Densité moyenne	1,77

Mesure des densités en profondeur

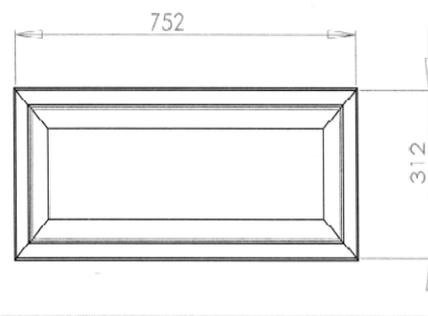
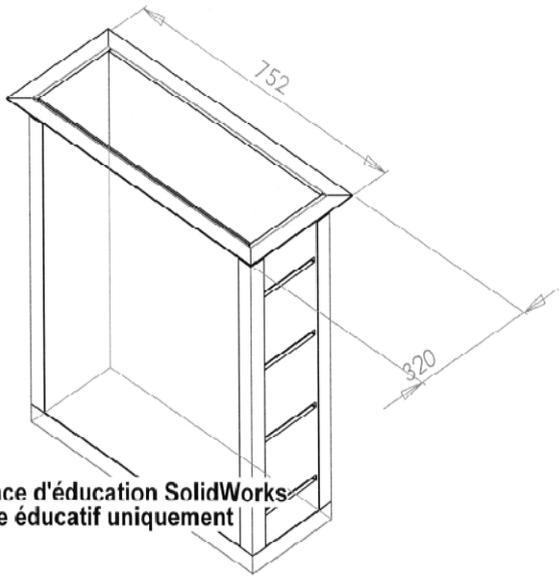
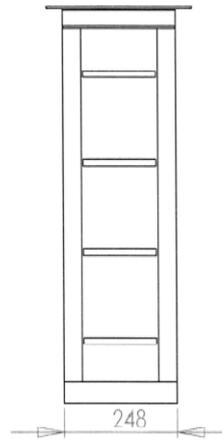
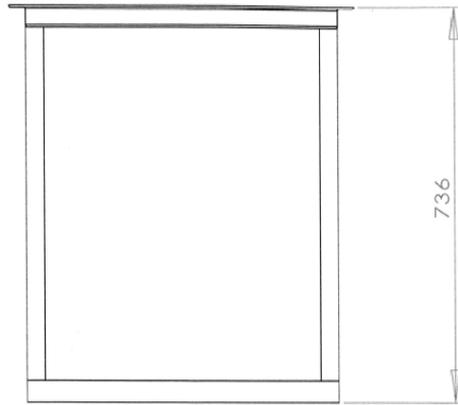
Mesure	Densité (g.cm ⁻³)
35cm	1,77
60cm	1,62
70cm	1,96
90-110cm	1,66
110cm	1,55
150cm	1,70
Moyenne densité	1,71

Annexe 5 : Plans de la maquette

La cuve



(source : solidworks)

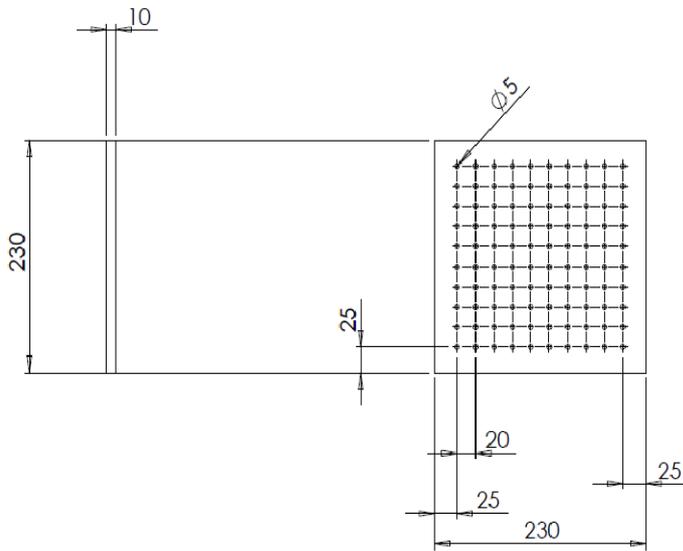


Licence d'éducation SolidWorks
A titre éducatif uniquement

date	NOM	Bruno Jouaud	
27 mars 2009	TITLE:	INRA EMMAH	
matière Cornière métal de 40 x 40 x 4	DWG. NO.	assemblage	REV
	SCALE: 1:10	WEIGHT:	SHEET 1 OF 1

(source :solidworks)

Le simulateur de pluie



PROPRIETARY AND CONFIDENTIAL THE INFORMATION CONTAINED IN THIS DRAWING IS THE SOLE PROPERTY OF (INSERT COMPANY NAME HERE). ANY REPRODUCTION IN PART OR AS A WHOLE WITHOUT THE WRITTEN PERMISSION OF SolidWorks		UNLESS OTHERWISE SPECIFIED:		NAME	DATE	TITLE:
		DIMENSIONS ARE IN INCHES TOLERANCES: FRACTIONAL ± ANGULAR: MACH ± BEND ± TWO PLACE DECIMAL ± THREE PLACE DECIMAL ±		DRAWN		
NEXT ASSY		USED ON	FINISH	COMMENTS: Q.A. MFG APPR. ENG APPR. CHECKED		SIZE DWG. NO.
APPLICATION		DO NOT SCALE DRAWING		simulateur de pluie plaque a		REV
				SCALE: 1:5		WEIGHT: SHEET 1 OF 1

(Source : solidworks)



Année : 2009
MADRE Thomas

IUT Louis Pasteur de Schiltigheim
Département Génie Biologique
Option : environnement

TITRE : ETUDE DE L'INFILTRATION DE L'EAU DANS UN SOL HETEROGENE

RESUME :

C'est au sein de l'UMR EMMAH entre l'INRA et l'université d'Avignon et Pays de Vaucluse que je réalise ce stage en hydrogéologie.

Celui-ci s'intègre dans le cadre de la thèse d'Emilie Garel qui étudie l'infiltration de l'eau dans les versants marneux en mouvement. L'étude a été réalisée sur les bassins versants expérimentaux de Draix, village situé à 10km de Dignes les Bains, plus spécifiquement sur un glissement de terrain.

Partant de zéro, dans l'étude de l'infiltration de l'eau dans ces versants, une expérience de pluie simulée a eu lieu sur le terrain, et qui a amené beaucoup de questions et hypothèses. Cette expérience a notamment permis de mettre en évidence des écoulements fortement contraints par les blocs et le substratum considérés comme imperméables. Par contre cette expérience n'a pas permis de quantifier les écoulements en profondeur.

De cette constatation est née la problématique de mon stage : caractériser et quantifier les écoulements dans le milieu.

Ce stage s'est donc scindé en deux parties :

- Une première partie sur le terrain, durant laquelle j'ai utilisé des méthodes inconnues pour moi jusque là tel que l'infiltromètre ou le pénétromètre, afin de caractériser au mieux le terrain.
- Une seconde partie en laboratoire, en réalisant une maquette, c'est-à-dire un modèle à échelle réduite du terrain, afin d'observer les écoulements de l'eau dans un milieu contrôlé et connu.

Ce stage est une expérience riche en nouveautés, durant lequel j'ai énormément appris, et complété mes connaissances acquises à l'IUT.

Mots clés : hydrogéologie, marnes noires, caractérisation, infiltration, écoulement, modélisation, hydrodynamique, mécanique des fluides.

l'INRA UMR 1114 INRA-UAPV EMMAH
Centre de recherche d'Avignon
Domaine St Paul
Site Agroparc 84914 Avignon cedex 9

Encadrants :
Vincent MARC : Maître de conférences
Stéphane RUY : chargé de recherches