

Communication  
présentée au Comité technique  
de la Société Hydrotechnique de France  
le 13 juin 1969

## INFILTRATION EN MILIEU NATUREL ARGILEUX INTERPRÉTATION PHYSIQUE DES PHÉNOMÈNES

PAR P. MUTIN \*  
en collaboration avec  
F.-A. SOEIRO \*\*

Pour résoudre, uniquement à partir des séries de données climatiques, les problèmes posés par la prévision des ressources en eau, et plus généralement, par toutes formes de prévision hydrologique, la Compagnie d'aménagement des coteaux de Gascogne a équipé le bassin versant représentatif de Miellan (Gers) de divers dispositifs destinés au contrôle et à la mesure des écoulements, aux différents stades du cycle de l'eau (fig. 1).

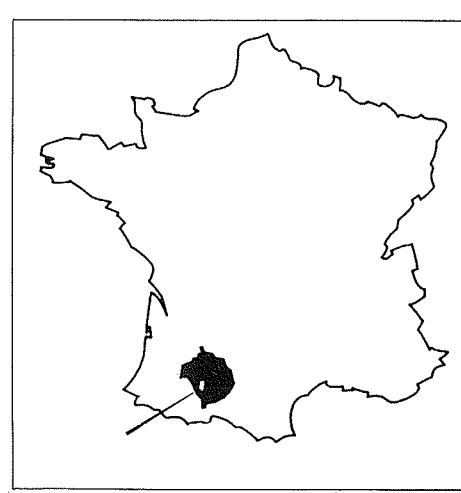
L'objet de cet exposé n'est pas de présenter un rapport de synthèse sur les études entreprises qui doivent conduire à l'établissement d'un modèle de prévision « pluie-débit », mais de dresser, après deux années de mesures, le bilan des difficultés rencontrées et des enseignements généraux recueillis au cours de l'étude du réservoir sol, ici de nature argileuse, quant à son influence sur le rendement des averses et plus généralement sur l'évolution du cycle de l'eau.

### Présentation du bassin de Miellan

#### Caractéristiques générales.

##### Morphologie.

Le bassin de Miellan s'étend sur 10,2 km<sup>2</sup> d'une vallée filiforme aux versants dissymétriques, dont la morphologie est très caractéristique des rivières de Gascogne, dans la partie amont de leurs cours. Il a la forme schématique d'un rectangle, orienté



1/ Bassin versant représentatif de Miellan. Carte de situation.  
*Location map of the representative Miellan river basin.*

sud-nord, de 7 km de longueur et de 1,6 km de largeur. Le versant occidental descend en pente douce et régulière (4,5 %) vers l'émissaire superficiel, l'Osse, alors que le versant oriental remonte en pente raide (26 %) vers le plateau voisin.

La pente longitudinale moyenne de la rivière est de 2 % ; l'indice général de pente du bassin est de 12,5 %. L'altitude varie de 380 m à 240 m.

\* Ingénieur à la Compagnie d'Aménagement des Coteaux de Gascogne, responsable de la section Hydrologie.

\*\* Directeur du Bureau d'Etudes et de Recherches Géotechniques.

*Végétation.*

La couverture végétale comprend 14 % de surfaces boisées, 76 % de surfaces agricoles utiles et 10 % de surfaces nues.

*Géologie.*

Le bassin de Miellan est également représentatif, sur le plan géologique, d'une vaste région de piedmont pyrénéen, couvrant toute la partie sud de la Gascogne.

Le substratum « molassique » du miocène continental est recouvert, en particulier sur le versant occidental, par des alluvions anciennes, des colluvions diverses et des limons soliflués.

Ces dépôts récents se composent, de bas en haut, d'un banc plus ou moins continu de galets et graviers, d'un mètre d'épaisseur, surmonté par 7 m de limons argileux.

*Hydrogéologie.*

Les écoulements souterrains s'organisent en deux nappes :

- une nappe captive de coteaux, drainée par l'horizon graveleux qui s'est déposé en placages plus ou moins continus entre le substratum et les limons argileux de surface;
- une nappe alluviale de vallée, qui s'écoule à travers les alluvions relativement perméables de la basse terrasse de l'Osse, et draine en partie la nappe précédente.

*Hydroclimatologie.*

La température moyenne annuelle est de l'ordre de 12 °C.

Les précipitations moyennes annuelles peuvent être estimées à 885 mm.

Les coefficients d'écoulement annuels observés ont varié depuis la création du bassin, entre 30 et 50 %.

**Equipement** (fig. 2).

L'état hydrique des sols étant apparu, en zone argileuse, comme un paramètre fondamental de la relation « pluie-débit », le bassin a été doté, outre les équipements classiques de mesures des écoulements superficiels (station de jaugeages et d'enregistrements limnigraphiques) et des divers facteurs météorologiques (stations climatologiques) :

- d'un réseau de 23 piézomètres, pour le contrôle des écoulements souterrains dans les formations sableuses ou graveleuses;
- d'un réseau de 25 postes de mesures neutroniques de l'humidité des sols argileux de surface;
- et d'un puits pour la mesure des pressions interstitielles dans ces mêmes sols.

Une station expérimentale regroupant (fig. 3) :

- un poste de mesures neutroniques de l'humidité du sol;
  - un piézographe doté d'un limnigraphe, pour le contrôle de la nappe captive de coteaux;
  - et le puits de mesures tensiométriques;
- permet d'analyser, en dehors de tout problème de répartition spatiale des phénomènes étudiés, les mouvements de l'eau entre la surface et le substratum. Ce sont les résultats issus des observations effectuées sur ce site qui seront présentés ici.

**Analyse et étude  
des mouvements de l'eau dans le sol**

**Méthodes et mesures**

**ETAT HYDRIQUE DES SOLS.**

L'intérêt de la méthode neutronique pour la mesure de l'humidité des sols réside essentiellement dans le caractère rapide et non destructif des opérations. Celles-ci peuvent être répétées au même endroit à des époques différentes. Cette technique est particulièrement bien adaptée à l'étude de l'évolution dans le temps des humidités et des stocks d'eau du sol.

*Réalisation et équipement des postes de mesures.*

Un poste de mesures est essentiellement constitué d'un tube en alliage d'aluminium et de magnésium de type AG 5, écroui 4/4 dur; d'un diamètre intérieur de 41 mm et d'un diamètre extérieur de 45 mm, ce tube, absolument étanche, est formé à sa base par un embout ovalisé de même métal.

Il est enfoncé avec un frottement doux dans un trou vertical creusé dans le sol et ayant un diamètre égal au diamètre extérieur du tubage. Tous les forages n'ayant pas ces caractéristiques ont été abandonnés sans être équipés : un forage d'un diamètre trop petit subira, en effet, sur les parois, lors de la mise en place du tubage, des frottements qui modifieront localement les caractéristiques du sol; un forage d'un diamètre trop grand laissera, entre le tube et le sol, un espace interannulaire où se développeront des infiltrations préférentielles qui modifieront artificiellement le taux d'humidité des sols.

Destinés au contrôle de l'état hydrique des limons argileux de surface, les postes du bassin de Miellan, atteignent pour la plupart le toit des formations détritiques aquifères sous-jacentes; ils ont, en fonction des situations locales, une profondeur qui varie de 4 à 7 m. Le poste associé à la station expérimentale descend jusqu'à 5,50 m de profondeur.

*Appareils de mesures.*

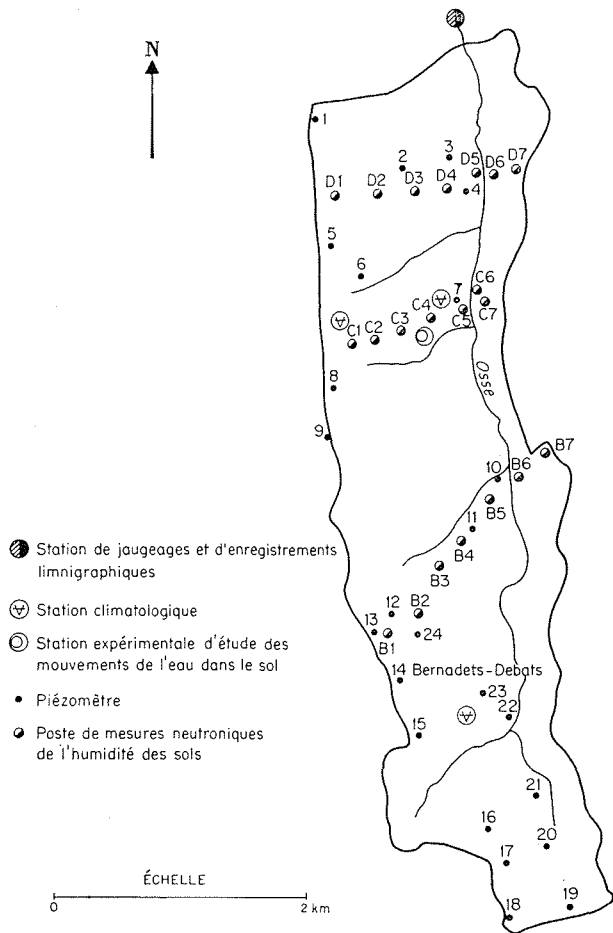
L'appareillage de mesure se compose d'un humidimètre neutronique et d'une échelle de comptage.

Le principe de l'humidimètre est basé sur le ralentissement des neutrons rapides par certains atomes présents dans le sol et, en particulier, par l'hydrogène de l'eau.

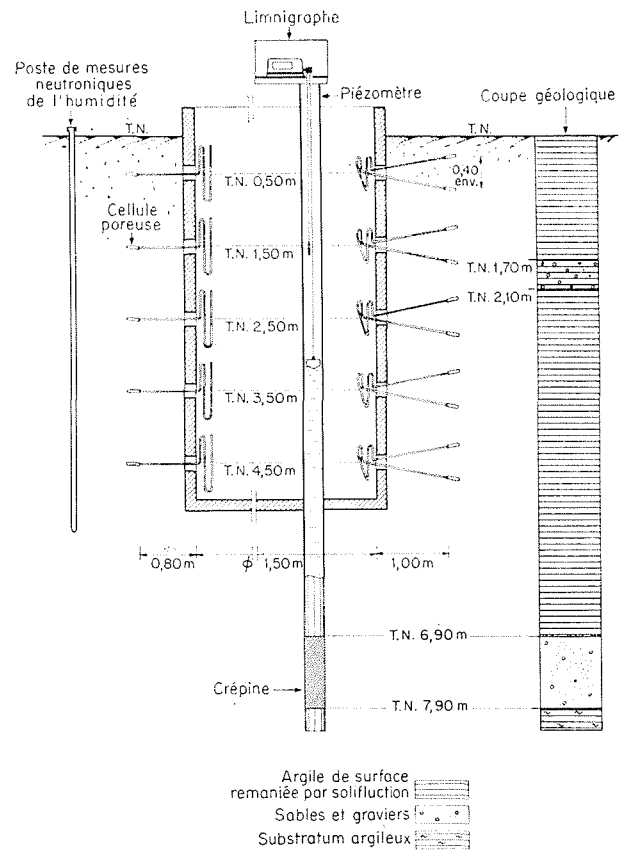
La mesure est effectuée en introduisant dans le milieu une source de neutrons rapides et un détecteur de neutrons lents, groupés dans une même sonde. Le taux de comptage de neutrons lents est proportionnel à la teneur en eau. La relation entre ces deux grandeurs physiques est donnée par une formule d'étalonnage.

*L'étalonnage.*

Le problème de l'étalonnage de l'humidimètre neutronique a été résolu en collaboration avec le Centre d'études nucléaires de Cadarache. Il a été abordé simultanément sur le plan expérimental et sur le plan théorique. Cette approche, par deux voies complémentaires, est rendue nécessaire par la profondeur d'investigation adoptée et l'hétérogénéité relative des formations étudiées.



2/ Equipement du bassin versant représentatif de Miellan.  
Equipment in the representative Miellan river basin.



3/ Schéma de la station expérimentale d'étude des mouvements de l'eau dans le sol.  
Diagram of the soil water experimental research station.

L'étalonnage expérimental fait correspondre directement le taux de comptage de l'appareil, exprimé en chocs par seconde, à l'humidité volumique du sol, ces deux grandeurs ayant été mesurées le même jour au même niveau.

A cet effet, le forage destiné à recevoir le tubage est réalisé par enfoncement d'un petit carottier de mécanique des sols, terminé par une sorte de rasoir circulaire évidé permettant d'effectuer des prélèvements réputés non remaniés. Les carottes ainsi obtenues, parfaitement repérées dans l'espace, ont été immédiatement soumises à l'analyse afin de déterminer localement :

- la densité sèche ( $ds$ );
- et la teneur en eau pondérale ( $H_p$ ).

L'humidité volumique ainsi calculée :

$$(H_v = H_p \times ds)$$

peut être rapportée au nombre de chocs par seconde, mesurés par l'humidimètre, le même jour, au même niveau, après mise en place du tubage.

Les renseignements ainsi recueillis sont insuffisants pour réaliser un étalonnage expérimental complet, puisque, même si l'on émet l'hypothèse erronée de l'homogénéité à tous égards du sol, entre la surface et 6 m de profondeur, la gamme des humidités volumiques, relevées de haut en bas du profil le jour de l'étalonnage, est loin de couvrir

la plage des variations annuelles des teneurs en eau.

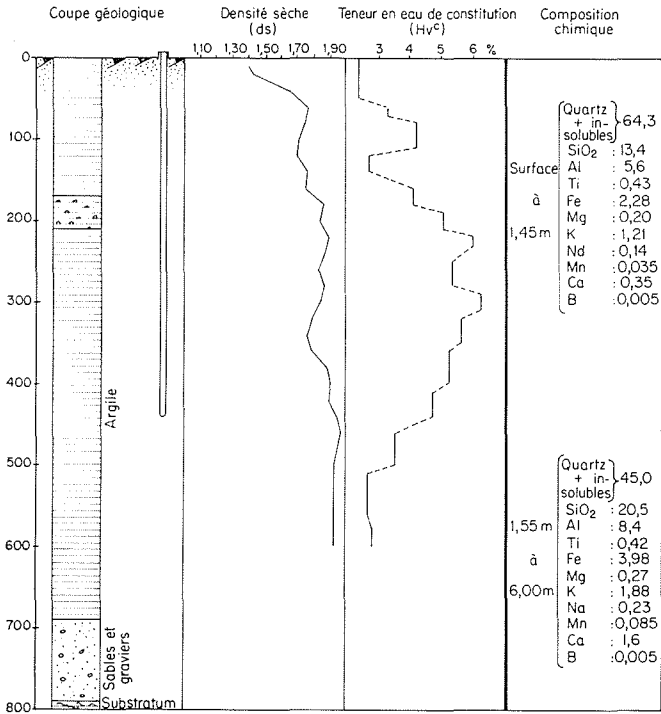
L'étalonnage théorique vient alors prendre le relais d'un étalonnage expérimental, par essence déficient. Cette méthode, mise au point par le Centre d'études nucléaires de Cadarache, est basée sur la détermination théorique du comptage de l'appareil (I), pour différentes teneurs en eau libre ( $H_v$ ) en fonction de la densité sèche ( $ds$ ) du sol et de sa teneur en eau de constitution ( $H_v^e$ ), compte tenu de la géométrie du milieu et de la composition chimique du sol.

$$H_v = \frac{I - \gamma ds' - \delta}{\alpha ds' + \beta} - H_v^e$$

$\alpha, \beta, \gamma, \delta$  étant des paramètres dépendant de la géométrie du milieu et de la composition chimique du sol,  $ds'$  étant la densité sèche à 1 000 °C.

Réciproquement il est possible de calculer la teneur en eau théorique correspondant aux mesures effectuées le jour de l'étalonnage avec l'humidimètre.

La corrélation entre les teneurs en eau mesurées expérimentalement à différents niveaux et les teneurs en eau calculées théoriquement, s'étant avérée hautement significative, les courbes d'étalonnage théorique ont été adoptées.



4/ Etalonnage du poste de mesures neutroniques de l'humidité des sols :

Calibration of soil moisture neutron measurement station :

$$Hv \% = \frac{I(c/s) - 28,22 d's - 100,1}{2,37 d's + 8,55}$$

avec / where :

$$d's = ds - Hv^c$$

Sur la figure 4 sont donnés, à titre d'exemple, pour le poste de mesures neutroniques de la station expérimentale d'étude des mouvements de l'eau dans le sol, la formule d'étalonnage adoptée, les profils de densité sèche, de teneur en eau de constitution et de composition chimique.

Précision.

La teneur en eau volumique est connue avec une précision qui peut être estimée à  $\pm 5\%$  de la valeur mesurée, ce qui représente, pour les valeurs habituellement observées ( $20 < Hv < 40\%$ ),  $\pm 1$  à  $2\%$  d'humidité volumique.

Les mesures différentielles dans le temps ou dans l'espace (parallélisme des droites d'étalonnage pour différentes densités sèches) sont connues avec

une précision meilleure, qui peut être estimée à  $\pm 2\%$  de la valeur mesurée.

Fréquences et pas de mesures.

Au cours de l'année 1966-1967, les profils hydriques étaient relevés tous les trois jours, les points de mesures étant situés à la profondeur de 10 cm, 30 cm, 70 cm, 100 cm, 150 cm, 200 cm, 250 cm, 300 cm, 400 cm et 500 cm.

Ce protocole n'étant pas apparu d'un rendement suffisamment précis dans le temps et dans l'espace, les profils ont été relevés à partir du 1<sup>er</sup> octobre 1967, tous les jours avec un pas de mesures uniforme de 20 cm.

PRESSIONS INTERSTITIELLES.

Si l'on considère que le déplacement de l'eau dans un milieu poreux, entre deux points A et B, est contrôlé par la différence des potentiels hydrauliques ( $H_A - H_B$ ) entre ces deux points, le sens du mouvement est fonction du signe de la valeur algébrique du terme  $H_A - H_B$ . Quant au débit de transfert à travers une section moyenne, de surface unité, situé entre A et B, il est donné par la formule :

$$q = K_w \frac{H_A - H_B}{AB}$$

dans laquelle  $K_w$  est le coefficient de Darcy relatif à la teneur en eau existant entre A et B à l'époque considérée, AB la distance entre A et B.

Le tensiomètre, qui mesure la pression de l'eau en un point du sol relativement à la pression atmosphérique et, par voie de conséquence, le potentiel hydraulique de l'eau au point considéré par rapport à un plan de référence, est l'appareil apparemment très simple adapté à la vérification *in situ* d'une théorie tout aussi simple dans ses apparences.

Dispositifs de mesures.

Trois génératrices de tensiomètres ont été installées dans le puits aménagé à cet effet.

a) Première et troisième génératrices :

Chacune comporte cinq tensiomètres, distants d'un mètre, placés entre 0,5 et 4,5 m de profondeur à 80 cm de la paroi du puits. Chaque tensiomètre est composé d'un tube manométrique à mercure et d'une cartouche de céramique poreuse dont les caractéristiques sont données par le tableau ci-dessous :

	MANOMÈTRES		CARTOUCHES POREUSES			
	Diamètre intérieur (mm)	Sensibilité (mb/cm <sup>3</sup> )	Porosité utile (μ)	Pression d'entrée d'air (mb)	Diamètre moyen (mm)	Longueur (mm)
1 <sup>re</sup> génératrice .....	3	200	4 à 5	120	30	80
3 <sup>e</sup> génératrice .....	1	1 700	1	700	25	200

b) Deuxième génératrice :

Cinq couples de tensiomètres distants d'un mètre, ont été placés entre 0,5 et 4,5 m de profondeur à 1 m de la paroi du puits. Chaque couple est composé de deux cellules poreuses ayant les mêmes caractéristiques que celles de la troisième génératrice. Distantes de 40 cm, elles sont reliées aux deux branches d'un même tube manométrique à mercure ayant 3 mm de diamètre intérieur.

Fréquence des mesures.

La fréquence des relevés tensiométriques est analogue à celle des mesures neutroniques de l'humidité des sols.

En 1966-1967 un relevé était effectué tous les trois jours; à partir du 1<sup>er</sup> octobre 1967, les relevés sont devenus quotidiens.

La nécessité d'effectuer des mesures continues, pour expliquer certaines incohérences apparentes dans les observations discrètes, a justifié l'installation récente de capteurs de pression, reliés à un enregistreur.

Résultats

Etats hydriques des sols.

DÉPOUILLEMENT AUTOMATIQUE DES MESURES.

L'étude et l'analyse des résultats de deux années de mesures ont nécessité la mise au point d'un programme de dépouillement automatique :

Calcul de l'humidité volumique.

Sont calculés, en chaque point, par la formule d'étalonnage, l'humidité volumique et son écart par rapport à une base quelconque, préalablement choisie, qui peut être :

— soit l'humidité expérimentale de saturation donnée par la formule :

$$Hv^s = \frac{\rho_s - ds}{\rho_s}$$

où  $\rho_s$  est le poids spécifique des particules et  $ds$  la densité sèche du sol à 105 °C;

— soit l'humidité pratique de saturation définie par le maximum observé au cours de plusieurs années;

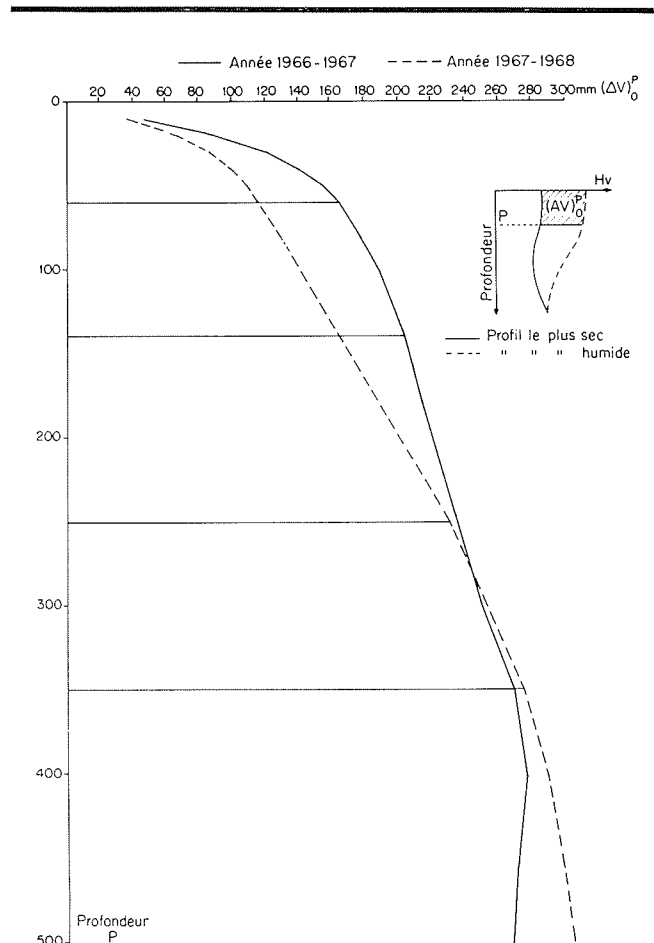
— soit enfin, pour les agronomes, la capacité de rétention par exemple.

Les profils hydriques  $Hv(p)$  et les profils d'écart par rapport à une base  $\Delta Hv(p)$  sont obtenus sous forme de listes et de graphiques, pour chaque journée de mesure.

Calcul des stocks d'eau.

Sont calculés, pour différentes tranches de sol et pour chaque journée de mesure, les stocks d'eau et les déficits volumiques par rapport à la base précédemment définie.

Ces résultats sont obtenus sous forme de listes et de graphiques donnant leur évolution dans le temps.



5/ Différence de stock entre le profil le plus sec et le plus humide.  
Storage difference between driest and wettest soil stations.

VARIATIONS SAISONNIÈRES DE LA TENEUR EN EAU DES SOLS.

L'étude de la saturation et de la « dessaturation » des différentes tranches de sol, sous l'effet de l'infiltration et de l'évaporation, peut être abordée globalement en comparant le profil hydrique le plus sec, avec le profil le plus humide d'une même année hydrologique.

L'analyse des profils hydriques relevés depuis le 1<sup>er</sup> octobre 1966 montre que les teneurs en eau varient jusqu'à une profondeur de 3,50 m. Ce résultat, établi par deux années d'observations, peut paraître surprenant, surtout en milieu argileux.

Le graphique de la figure 5 exprime en fonction de la profondeur, l'amplitude des variations de

stock d'eau  $[\Delta V]_0^p$ , entre les profils extrêmes des années 1966-1967 et 1967-1968.

La variation totale de stock entre la surface et 3,50 m de profondeur a été identique, à la précision des mesures près, au cours des deux années d'observations; exprimée en lame d'eau équivalente, elle s'élève à 270 mm.

Les variations de stock entre profils extrêmes ne sont cependant pas uniformes de haut en bas du profil et d'une année à l'autre.

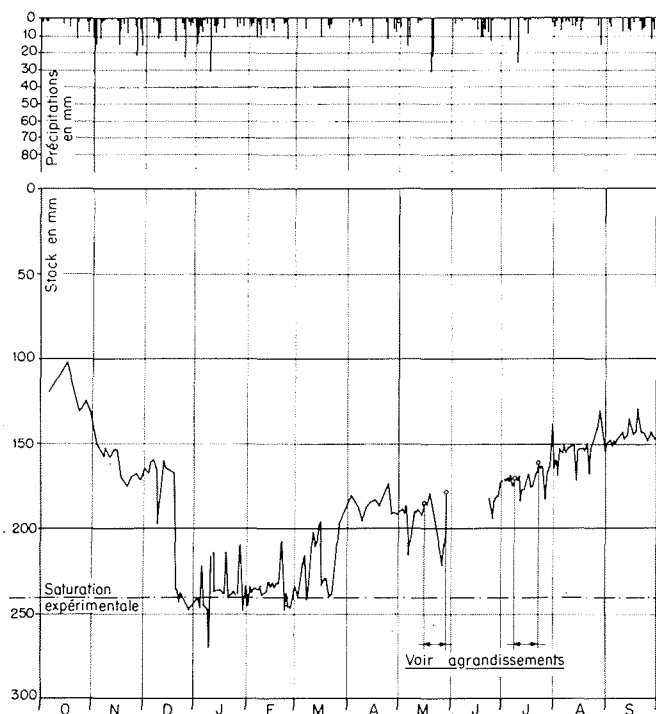
C'est ainsi que l'on peut mettre en évidence, pour chacune des années, trois tranches distinctes de sol :

Année 1966-1967

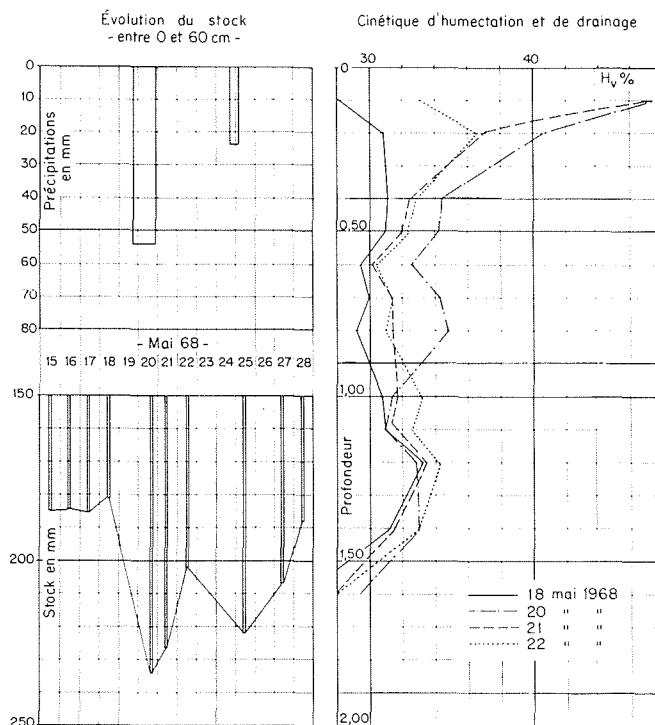
	PROFONDEUR (cm)	VARIATION TOTALE DE STOCK (mm)	VARIATION DE TENEUR EN EAU VOLUMIQUE MOYENNE (%)	VARIATION LOCALE DE STOCK
Zone superficielle .....	0 - 60	165	27,5	Variable et décroissante de 0 à 60 cm de profondeur.
Zone intermédiaire .....	60 - 140	38	5,0	Constante de haut en bas de la zone.
Zone profonde .....	140 - 350	64	3,0	id.

Année 1967-1968

	PROFONDEUR (cm)	VARIATION TOTALE DE STOCK (mm)	VARIATION DE TENEUR EN EAU VOLUMIQUE MOYENNE (%)	VARIATION LOCALE DE STOCK
Zone superficielle .....	0 - 60	116	19,5	Variable et décroissante de 0 à 60 cm de profondeur.
Zone intermédiaire .....	60 - 250	114	6,0	Constante de haut en bas de la zone.
Zone profonde .....	250 - 350	43	4,3	id.



6/ Evolution du stock d'eau dans le sol entre 0 et 60 cm.  
Water storage variations from the surface to 60 cm depth.



7/ Evolution hydrique journalière dans la zone superficielle.  
Daily water variations in the surface zone.

En 1967-1968, l'écart entre les profils hydriques extrêmes a été, dans la zone superficielle, moins important que l'année précédente, et, dans les zones intermédiaires et profondes, plus important.

A profil de saturation maximale sensiblement égal d'une année à l'autre, ce phénomène traduit l'influence de conditions climatiques différentes en période de « dessaturation », cet effet se faisant sentir de façon nette jusqu'à 3,50 m de profondeur.

Cette analyse globale des variations saisonnières de la teneur en eau des sols met en évidence :

- l'importance de la zone soumise à des variations de teneur en eau;
- et l'importance quantitative des transferts d'eau dans le sol, puisque les précipitations automnales, s'élevant à 400 mm, ont provoqué entre septembre et janvier, une variation globale de teneur en eau des sols de 270 mm. Les cycles intermédiaires de saturation et de « dessaturation » des sols ont pu, en dehors de cette évolution globale, mobiliser une quantité non négligeable des précipitations résiduelles (400 mm - 270 mm).

**EVOLUTION ANNUELLE DU STOCK D'EAU DANS LA ZONE SUPERFICIELLE DU SOL.**

L'étude des variations saisonnières de la teneur en eau du sol a montré que c'est dans une zone superficielle comprise entre 0 et 60 cm, que l'amplitude des variations de stock entre les profils extrêmes d'une même année hydrologique était la plus grande :

Les amplitudes maximales de la variation de teneur en eau moyenne dans cette zone atteignent, suivant les années, 20 et 27 % d'humidité volumique; les écarts maximaux de stock qui s'y développent représentent la moitié (40 à 60 %) des écarts totaux observés entre la surface et 3,5 m de profondeur.

Si l'on analyse l'évolution annuelle du stock d'eau dans cette zone (fig. 6), en fonction des saisons et des précipitations, on constate sur l'exemple de l'année 1967-1968 que :

- a) les stocks les plus faibles s'observent en septembre et octobre;
- b) le stock d'eau augmente lentement au cours du mois de novembre et au début du mois de décembre. Sous l'effet des fortes précipitations de la fin décembre, il passe brusquement à une valeur correspondant à la saturation expérimentale :

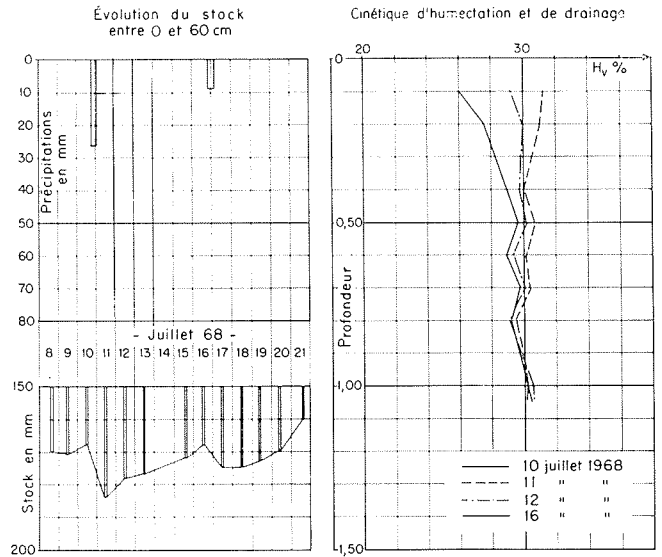
$$V^s = \int_0^p H v^s dp$$

avec :

$$H v^s = \frac{\rho s - ds}{\rho s}$$

- c) pendant la période hivernale, allant du 20 décembre au 20 mars, le stock reste voisin de la saturation expérimentale;

- d) à la fin du mois de mars, la « dessaturation », sous l'effet de l'évaporation s'amorce et le stock diminue régulièrement. Cette tendance générale n'est que temporairement inversée lors des précipitations; le sol se « dessature » très vite après une averse et le stock d'eau revient en quelques jours à sa valeur initiale.



**8/ Evolution hydrique journalière dans la zone superficielle.**  
Daily water variations in the surface zone.

**EVOLUTION JOURNALIÈRE DU STOCK D'EAU DANS LA ZONE SUPERFICIELLE. CINÉTIQUES D'HUMECTATION ET DE DRAINAGE.**

L'étude de l'évolution annuelle du stock d'eau dans la zone superficielle a montré l'extrême rapidité des variations à la suite d'accidents météorologiques.

Il est intéressant maintenant de montrer à l'échelle journalière cette évolution ainsi que les cinétiques d'humectation et de drainage correspondantes.

Deux périodes, choisies dans un contexte hydro-climatologique différent, illustrent les phénomènes étudiés :

- 15 mai-28 mai 1968 (fig. 7);
- 8 juillet-22 juillet 1968 (fig. 8).

Dans les deux cas on observe, immédiatement après une précipitation, une augmentation rapide du stock d'eau, puis une diminution tout aussi rapide; en quelques jours, le stock d'eau reprend sa valeur initiale.

Les processus d'humectation et de drainage sont cependant différents dans le détail :

**Cinétique n° 1 (18 mai-22 mai 1968).**

Les effets de la précipitation du 20 mai (H = 54 mm) se traduisent, sur le profil hydrique du jour, par une augmentation d'humidité volumique, importante dans la zone superficielle (0 — 1 m), faible mais sensible au-dessous.

L'augmentation de stock correspondante est, à la précision des mesures près, identique à la hauteur des précipitations.

La « dessaturation » du profil, qui commence immédiatement après la pluie, semble résulter de l'action combinée de l'évaporation et du drainage vers les horizons sous-jacents. C'est ainsi qu'entre le 21 et 22 mai, la diminution de stock observée entre 0 et 20 cm ( $\Delta V_0^{20} = -25$  mm) est associée à

une augmentation corrélative du stock entre 80 cm et 140 cm ( $\Delta V_{80}^{140} = + 10$  mm).

*Cinétique n° 2* (10 juillet-16 juillet 1968).

Les précipitations de la nuit du 10 au 11 juillet ( $H = 26$  mm) se traduisent, le 11 au matin, par une augmentation sensible des teneurs en eau entre la surface et 1 m de profondeur. Au-dessous de cette cote, le profil hydrique ne varie pas. L'augmentation consécutive du stock d'eau est, là encore, du même ordre de grandeur que la hauteur des précipitations.

La « dessaturation » commence dès le 12 juillet; le 16 juillet, le profil hydrique relevé est identique à celui ayant précédé la pluie. Pendant cette période, les teneurs en eau au-dessous de 1 m sont restées constantes. La « dessaturation » semble être uniquement due, dans ce cas, à un processus d'évaporation, normal en cette période de l'année.

#### CONCLUSIONS.

La mesure de l'état hydrique des sols a permis de dégager les grandes tendances du comportement d'un sol argileux, dans les conditions climatiques de la Gascogne, en ce qui concerne les phénomènes d'infiltration et d'évaporation.

Certaines conclusions peuvent paraître *a priori* surprenantes ou tout au moins assez différentes des idées généralement acquises :

- les variations d'humidité volumique du sol, au cours d'un cycle hydrologique, se manifestent jusqu'à une profondeur importante, de l'ordre de 3,50 m;
- l'amplitude maximale de la variation de stocks d'eau, entre la surface et cette profondeur est importante et atteint 270 mm; mais 40 à 60 % environ de cet écart sont dus à la zone superficielle (0 — 60 cm);
- la zone superficielle n'est saturée, au sens de la définition expérimentale, qu'en hiver et de façon discontinue;
- les cinétiques d'humectation et de drainage, à la suite d'accidents météorologiques, sont extrêmement rapides.

#### Mesures de pressions interstitielles dans le sol.

Les résultats des mesures discontinues de pressions interstitielles, sur divers types de tensiomètres sont en cours d'interprétation; il est donc prématuré de les présenter ici.

Il importe cependant de résumer les principales observations effectuées au cours de deux années de mesures et d'expérimentation :

L'application de la théorie de l'écoulement lié à un gradient de charge hydraulique n'a pas permis une interprétation qualitative cohérente des transferts d'eau dans le sol à partir des mesures discontinues de pressions interstitielles et de charges hydrauliques effectuées sur des tensiomètres distants de 1 m. Une telle interprétation conduisait d'ailleurs à des résultats en contradiction avec les variations d'humidité volumique observées par la méthode neutronique.

Au contraire, les mesures effectuées sur les couples de tensiomètres dont les cellules ne sont distantes que de 40 cm, conduisent à une interprétation qualitative plus cohérente.

Elles permettent d'individualiser deux zones dans le sol :

- une zone superficielle (de 0 à 3 m de profondeur) où l'on observe une permanence de mouvements ascendants (évaporation). Les mouvements descendants dus à l'infiltration des pluies devraient, dans ce schéma, être de durée brève pour échapper à l'observation discontinue; cette hypothèse est d'ailleurs confirmée par l'évolution journalière des stocks d'eau et par les cinétiques d'humectation et de drainage observées après un accident météorologique dans la zone superficielle;
- une zone profonde (de 3 à 5 m) où les gradients de charge hydraulique traduisent une permanence de mouvements descendants vers la nappe.

#### Interprétation des résultats Mécanismes de transferts

Les mesures *in situ* montrent que les fluctuations d'humidité intéressent principalement les horizons supérieurs, la variation du stock en dessous de 3,50 m, compte tenu de la précision des mesures neutroniques, n'étant pas significative.

La tranche de sol comprise entre la surface et 3,50 m de profondeur subit une variation d'humidité, au cours de l'année, dont l'amplitude maximale atteint 270 à 300 mm dans les conditions climatiques du bassin de Miellan.

Les mécanismes de nature à expliquer ces transferts d'humidité sont les suivants :

- écoulement des précipitations tombant sur la surface du sol, sous l'effet des forces gravitaires ou de succion;
- évaporation de l'eau du sol mettant en jeu les mêmes forces;
- variations volumétriques du sol associées aux variations piézométriques de la nappe captive sous-jacente dont l'amplitude maximale est de l'ordre de 1 m;
- transferts d'humidité associés aux gradients thermiques à l'intérieur du massif argileux;
- phénomènes osmotiques reliés aux variations de concentration d'électrolytes dans l'eau du sol et dans les eaux de surface ou de la nappe.

Les variations volumétriques du sol associées aux fluctuations piézométriques n'intéressent que les couches d'argile situées sous le niveau moyen de la nappe, c'est-à-dire entre 2,50 m et 6,90 m de profondeur.

Les volumes d'eau mis en jeu ont pu être calculés à partir des essais de compressibilité, en tenant compte de la période des fluctuations piézométriques et du coefficient de consolidation du sol. Ils ont été évalués à 10 mm entre 2,50 m et 3,50 m, ce qui correspond à une variation de 1 % d'humidité volumique moyenne. Cette valeur est à la limite de la précision de la mesure.

De même, l'étude des transferts hydriques associés aux transferts thermiques a montré que les quantités d'eau mises en jeu ne dépassent pas quelques millimètres par an; l'effet de ce mécanisme est donc également négligeable.



En dehors des phénomènes osmotiques, non encore étudiés, il semble donc que les transferts observés ne pourront être expliqués, tout au moins en partie, qu'en considérant les forces de succion :

L'examen des profils hydriques et en particulier des profils extrêmes montre que :

a) entre 0,80 m et 3,50 m de profondeur les variations de teneur en eau sont faibles, de l'ordre de 4 à 5 % d'humidité volumique; là, les matériaux resteraient saturés, tout en participant aux échanges hydriques qui seraient, de ce fait, associés à des variations de volume du sol, c'est-à-dire de densité sèche. Il ne faut cependant pas exclure, même à ce niveau, l'existence d'un réseau de macroporosité qui aurait une évolution hydrique propre, de nature à expliquer également, en totalité ou en partie, les variations d'humidité observées;

b) en surface les variations d'humidité sont importantes et entraînent l'apparition de fissures et d'une phase gazeuse. Le sol atteint ou dépasse la limite de retrait à la fin de l'été. Ce phénomène peut augmenter la perméabilité du milieu et provoquer la formation d'un réseau de canalicules augmentant la vitesse de pénétration des perturbations d'humidité.

Si l'on considère un niveau quelconque dans cette

zone, la pression interstitielle ( $u$ ) enregistrée par un tensiomètre est égale à :

$$u = \psi + \sigma$$

où

$\psi$  est le potentiel capillaire ou succion;

$\sigma$  est la contrainte totale qui est pratiquement constante.

Dans ces conditions les variations de pressions interstitielles ( $u$ ) seront à imputer au potentiel capillaire, et, comme la contrainte effective ou contrainte intergranulaire ( $\sigma'$ ) est égale à :

$$\sigma' = \sigma - u = -\psi$$

toute variation de pression interstitielle entraînera des variations de volume et d'humidité dans le milieu.

L'enregistrement des pressions interstitielles par capteurs de pression et l'établissement de relations « potentiel capillaire - teneur en eau », actuellement en cours de réalisation, devraient permettre de confirmer *in situ* le rôle de ces phénomènes et de retrouver par l'application de ce schéma les variations de teneur en eau, observées par ailleurs.

## Discussion

Président : M. BEAUMONT

Après l'exposé de la communication ci-dessus par M. MUTIN, M. le Président remercie les deux co-auteurs de celle-ci et ouvre la discussion.

M. SORMAIL demande s'il a été possible d'évaluer la part de l'évaporation dans le bilan d'ensemble.

Le profil hydrique n'a pas été prolongé sur les graphiques au-dessous d'un mètre, répond M. MUTIN, mais lors de la perturbation météorologique et ensuite lors de la phase de désaturation, il n'y a eu aucune variation de teneur en eau au-dessous de cette cote. Peut-on en déduire qu'il n'y a pas eu de mouvements d'eau vers le bas et que tout est reparti en évaporation ? La question reste posée.

Pour l'un des exemples cités, la hauteur de précipitation étant de 27 mm, l'augmentation du stock d'humidité entre 0 et 1 mètre de profondeur a été de 27 mm également. Puis en 5 jours, on est revenu au profil hydrique initial, ce qui impliquait une perte de 5 mm par jour environ.

C'est bien d'ordre de grandeur de l'évaporation d'un terrain couvert d'herbe en été, estime M. RÉMÉNIÉRAS.

M. DEGALLIER voudrait obtenir des précisions sur les 10 mm d'eau qui, dans le « bilan » général des mouvements d'eau, sont attribués à la compaction de l'argile entre les profondeurs de 2,50 m et 3,50 m.

Nous avons essayé, répond M. MUTIN, de mettre en évidence un certain nombre de phénomènes en nous plaçant à différentes échelles, mais il n'était pas dans notre intention de présenter un bilan. Il va de soi que les deux profils hydriques extrêmes ne sont que des photographies du sol à des instants donnés; ils permettent de connaître — par défaut, si l'on peut dire — l'amplitude des mouvements d'eau. Mais comme il y a d'autres phénomènes intermédiaires qui entrent en jeu, l'ensemble du bilan ne peut être connu par la seule mesure neutronique.

Je constate, dit M. FEODOROFF, un accord satisfaisant entre vos données d'observation et les nôtres. Il n'en est peut

être pas ainsi sur le plan des interprétations en cours ou prévues. Je ne vois pas, notamment, l'intérêt de faire appel à un potentiel osmotique alors que nous savons que dans les milieux argileux (ce qui est le cas chez vous et chez nous) aux basses humidités ce sont les effets de surfaces des argiles qui jouent un rôle essentiel.

M. OBERLIN pose les deux questions suivantes :

1. Est-ce que, du point de vue des écoulements de surface, le fait de connaître l'état d'humidité du sol en un certain nombre de points a permis de corrélérer dans de meilleures conditions et d'améliorer les régressions entre les pluies et les écoulements ?

En particulier, est-ce qu'on a pu, en totalisant ces stocks et ces variations de stocks sur une échelle assez grande (par exemple, l'année), évaluer la part de l'écoulement dit de base dans l'écoulement total ?

2. Quelle dispersion avez-vous rencontrée, du point de vue des teneurs en eau, sur l'ensemble des profils étudiés ?

En ce qui concerne la première question, répond M. MUTIN, les études sont en cours; d'ores et déjà, nous avons amélioré sensiblement la corrélation pluie-débit à l'échelle mensuelle; l'échelle hebdomadaire n'a pas encore été abordée.

En ce qui concerne la deuxième question, la plus grande partie du bassin est formée d'une alternance de croupes et de micro-talwegs, et nous avons installé un profil dans un talweg, et les deux autres profils sur des croupes; il y a donc trois profils d'étude au total.

Les résultats sont bien homogènes pour les deux profils sur croupes, mais les teneurs en eau observées dans le talweg sont nettement différentes; en particulier, la période où nous sommes proche de la saturation (définie par la formule expérimentale) s'étend sur une beaucoup plus longue partie de l'année.

### Abstract

## Infiltration into a natural clay medium. Physical interpretation of the phenomena

---

The "Compagnie d'Aménagement des Coteaux de Gascogne" has equipped the representative Mielan basin in the Gers Department of France with devices for flow measurement at the various stages of the water cycle with a view to the solution of water supply prediction problems solely with the aid of series of climatic data. As a means of checking water movements in the ground the basin has also been provided with a network of neutronic measurement stations for soil moisture determination and a field is reserved for tensiometric measurements.

By measurement of the water in the soil the main behaviour pattern of a clay soil in the Gascony climate has been determined as regards infiltration and evaporation, which is as follows:—

- (i) The volume of moisture in the ground varies down to a depth of about 3.5 m underground during the hydrological cycle.
- (ii) The maximum variation in the amounts of water stored between the surface and a depth of 3.5 m is considerable, being equivalent to 270 mm of water, about 40-60 per cent of which is due to the surface zone (i.e. down to 60 cm depth).
- (iii) The surface zone becomes saturated in winter and then only discontinuously.
- (iv) The kinetics of wetting and drainage due to meteorological accidents occur at an extremely rapid rate.

The mechanisms involved in these moisture transfers are as follows:

- (i) Superficial rainfall running off under gravity or due to suction.
- (ii) Evaporation of soil water, also involving the above forces.
- (iii) Volumetric soil variations connected with piezometric variations in the underlying confined aquifer.
- (iv) Moisture transfers connected with temperature gradients within the clay ground.
- (v) Osmosis effects connected with electrolytic concentration variations in the water in the ground, on the surface and in the aquifer.

The soil volume variations connected with piezometric variations and the moisture transfers connected with temperature gradients can be ignored in the considered case. It seems, therefore, that the only possible full or at least partial explanation for the observed transfers must be suction forces. By recording interstitial pressures with the aid of pressure pick-ups and establishing relationships between capillary potential and water content, therefore, it should be possible to confirm the effects of these phenomena *on the spot* and the observed moisture content variations. Such measurements are in progress at the time of writing.

