

UNIVERSITE D'ALGER
ECOLE NATIONALE POLYTECHNIQUE

2/71

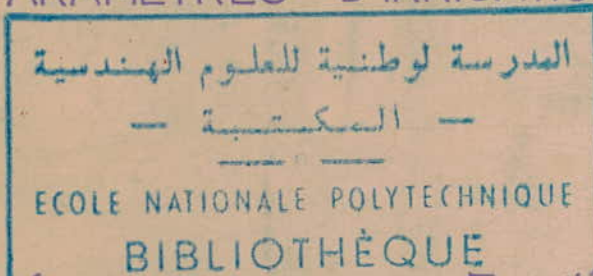
1050

THESE DE FIN D'ETUDES



CONTRIBUTION A LA DETERMINATION
DES

PARAMETRES D'IRRIGATION



Proposée par Etudiée par

M. Géza LAPRAY

H. AHRIZ

GENIE - CIVIL

PROMOTION 1971

2.a

1971

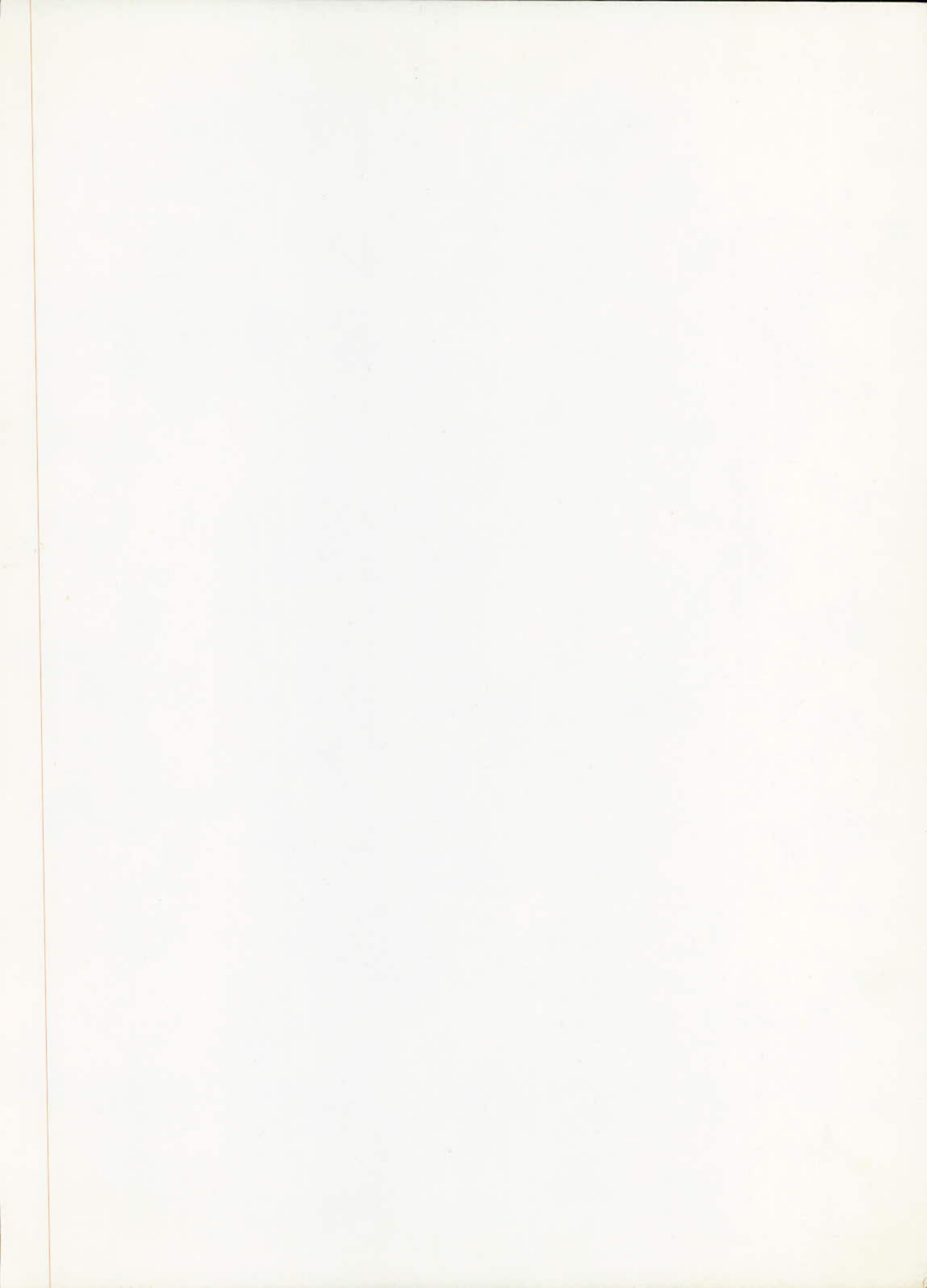
BIBLIOTHÈQUE
G.a

En cette fin d'année d'études dont le caractère solennel n'échappe à personne, il m'est agréable, en guise de remerciements sincères, d'exprimer toute ma gratitude à tous ceux qui ont contribué à ma formation.

Je remercie Monsieur Lapray pour les judicieux conseils prodigués lors de l'élaboration de ce projet.



CONTRIBUTION A LA DETERMINATION
DES
PARAMETRES D'IRRIGATION



INTRODUCTION

L'homme a vu très tôt l'intérêt qu'il avait à apporter sur les terres qu'il cultivait l'eau d'appoint, sans laquelle certaines plantes ne pouvaient se développer, ou en tout cas atteindre leur croissance maximum : il a pratiqué l'irrigation .

Mais cette définition très simple cache un problème d'ensemble très ardu: il s'agit d'abord de trouver dans un rayon relativement restreint une eau disponible; il faudra ensuite l'amener sur les lieux de culture, puis la répartir entre toutes les plantes en quantités bien déterminées.

BUT DE L'ETUDE

Dans l'irrigation par réseaux constitués de canaux en terre, une certaine quantité d'eau plus ou moins importante s'infiltré à travers les parois de ces canaux et n'est donc plus susceptible d'être utilisée.

Le but de cette étude est justement d'évaluer dans les conditions réelles - donc dans la nature- et pour un sol donné, le débit d'infiltration de l'eau à la saturation.

Pour cette étude, nous avons utilisé un appareil à niveau constant ayant le même principe que l'appareil de Muntz.

Avant d'aborder le sujet proprement dit , il est utile de donner quelques définitions relatives à la présence de l'eau dans le sol .

L'ATMOSPHERE ET L'EAU DANS LE SOL

Les espaces lacunaires du sol, qui jouent un rôle fondamental dans sa biologie et le développement de la végétation, contiennent de l'eau et de l'air dont les proportions varient en sens inverses.

Il suffit de connaître le volume de l'eau pour pouvoir calculer approximativement le volume des gaz libres.

Nous retiendrons que, si un sol partiellement humide est indispensable au développement des plantes, la présence d'air dans le sol ne l'est pas moins et qu'une bonne terre de culture ne doit pas rester longtemps gorgée d'eau, c'est-à-dire privée d'air. D'ailleurs, l'équilibre entre l'air et l'eau du sol est très important dans les domaines biologique et agricole.

Dans le tableau suivant, nous donnerons un ordre d'idée de la présence de ces deux éléments dans un sol constitué de limon :

	POROSITE	EAU % (en volume)	AIR % (en volume)
hiver	52	31,3	20,7
été	52	22,5	29,5

RETENTION DE L'EAU PAR LE SOL

1) L'humidité d'un sol.

En agriculture la présence d'eau dans le sol est importante, en particulier dans la nutrition des plantes par les solutions étendues qu'elle engendre. Il importe donc de voir comment l'eau est retenue par le sol.

Un sol donné est plus au moins humide. On connaît la quantité d'eau qu'il contient par une mesure effective soit sur le sol en place, soit au laboratoire sur un échantillon.

1.1) Mesure au laboratoire.

Le dosage s'effectue sur un échantillon prélevé; on prend une certaine quantité 10 g par exemple, que l'on soumet, après une pesée précisée, à la dessiccation par passage à l'étuve à 105°C, le poids perdu au cours de l'opération permet de déterminer le pourcentage d'humidité.

Il faut noter, cependant, qu'une telle dessiccation est toujours incomplète; la terre retient, en effet, dans ces conditions, une certaine quantité d'humidité variable avec les sols et qui est, en général, de 1 à 3 % pour les sols minéraux. Cette quantité peut s'accroître de façon notable quand la teneur en argile ou en matières organiques augmente.

Par exemple, certaines tourbes desséchées à l'air gardent jusqu'à 20 % d'humidité.

Il est à souligner qu'une étude a été faite pour la conception d'un appareil à neutrons pour la mesure directe de l'humidité des sols. Le principe de cet appareil repose sur le fait que les corps fortement hydrogènes, comme l'eau, ralentissent les neutrons dont on les bombarde, car la masse des atomes d'hydrogène est comparable à celle des neutrons. Il en découle que plus un sol est humide, plus il ralentira un faisceau de neutrons. Cet appareil sera certainement susceptible d'être utilisé in-situ.

1.2) Mesure sur le sol en place.

Différentes méthodes ont été préconisées pour effectuer in-situ le dosage de l'humidité du sol.

L'une d'elles consiste à mesurer la résistance d'un bloc de plâtre ou de nylon muni de deux électrodes et enfoui dans le sol; dans de telles conditions, en effet, le bloc se met en équilibre thermodynamique avec le sol et sa résistance électrique est fonction du taux d'humidité. On étalonne l'appareil par mesures directes au laboratoire.

C'est ainsi que par de nombreuses expériences on détermine, pour différentes catégories de terres allant du sable à l'argile, les courbes de l'humidité en fonction de la résistance électrique.

1.3) Expression des résultats.

On exprime les résultats de façon variable et, selon le mode adopté, les valeurs numériques relatant l'humidité d'un sol donné représentent de grandes différences.

D'une façon générale, il est normal d'exprimer, le plus souvent, l'humidité d'un sol par le poids d'eau qu'il contient en pour-cent du sol sec.

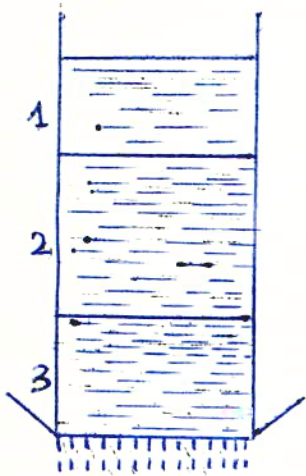
2) Analyse expérimentale de la rétention de l'eau.

2.1) Faits expérimentaux.

L'humidité, que l'on mesure par les méthodes précédentes, est variable selon le sol étudié et selon le moment où l'on opère; mais on conçoit que pour un sol donné elle varie entre un minimum voisin de zéro pour une terre desséchée au laboratoire et un maximum correspondant au cas où la totalité de l'air du sol est chassée, c'est-à-dire à une humidité qui est mesurée, en volume, par le même nombre que la porosité.

2.11) Expérience de Schloësing.

L'expérience suivante, due à Schloësing, montre un premier aspect de cette variation.



Prenons un large tube vertical, de 20 à 40 cm environ de hauteur, ouvert en haut et fermé en bas par une toile tendue liée sur les bords; remplissons le tube de terre fine, mettons-y de l'eau et laissons la terre s'égoutter.

Au bout d'un moment, la coloration de la terre montre que la teneur en eau va en décroissant du bas du tube vers le haut.

On peut à cet égard diviser le tube en trois parties :

- partie inférieure 3 : l'humidité est importante et forte.
- partie médiane 2 : l'humidité est variable, décroissant de bas en haut.
- partie supérieure 1 : l'humidité est faible et uniforme.

Cette distribution de l'eau dans le sol s'explique par le fait que, dans les conditions de l'expérience, l'eau est soumise à deux influences principales : la pesanteur et les forces capillaires.

Le rapport entre ces deux forces dépend de la dimension des interstices. En effet, dans un interstice large, il y'a beaucoup d'eau pour peu de "surface attractive"; la pesanteur l'emporte et l'eau descend. Si, au contraire, les vides sont de dimensions restreintes, les forces capillaires l'emportent; elles retiennent l'eau et la font même remonter.

Dans la partie supérieure du tube de Schloësing, seule est restée l'eau pour laquelle la pesanteur n'a pu vaincre les forces capillaires qui retiennent l'eau dans les canaux de très petit diamètre, ainsi d'ailleurs, que l'attraction moléculaire qui retient l'eau à la surface des particules.

Par contre, dans la partie inférieure du tube, la toile, formant filtre, crée un certain obstacle à l'écoulement normal de l'eau. Pratiquement, tous les interstices sont restés pleins d'eau.

Il faut souligner, cependant, que les résultats de cette expérience sont essentiellement d'ordre qualitatif; les conditions réalisées dans le tube sont différentes de celles réalisées dans un sol en place.

Les résultats obtenus au laboratoire sont certainement plus élevés que ceux qui s'observent en pratique pour un sol en place.

2.2) Valeurs remarquables de l'humidité du sol.

2.21) Capacité maximale.

La capacité maximale (ou capacité totale) correspond à la terre gorgée d'eau, telle qu'elle se trouve, par exemple, à la partie inférieure du tube de Schloesing.

Nous le noterons Hm, lorsqu'elle sera exprimée en pour-cent d'eau par rapport au poids du sol sec. Cependant, il faut noter que cette valeur de l'humidité ne présente aucun intérêt pratique, car elle correspond au cas où, la totalité de l'air ayant été chassée, le sol constituerait un milieu impropre à toute végétation.

2.22) Capacité de rétention.

L'expérience de Schloesing permet également de concevoir une autre valeur remarquable de l'humidité d'un sol : la capacité (ou point) de rétention.

La capacité de rétention est définie comme étant la quantité maximale d'eau que le sol peut retenir dans les conditions où son drainage se trouve assuré librement, c'est-à-dire à peu près les conditions réalisées dans la partie supérieure du tube.

Cette valeur remarquable sera notée Hpr (Hpr grand elle est exprimée par rapport au poids du sol sec).

Cependant, quelles que soient les conditions expérimentales réalisés au laboratoire, la terre se trouve dans des conditions fort différentes de celles qui existent dans le sol en place.

Ainsi, les mesures donnant les résultats les plus intéressants paraissent celles effectuées sur des terres en place, drainées, quelques jours après une saturation provoquée par de fortes pluies. Dans ces conditions, KING a trouvé pour trois types de sols, les résultats suivants :

Profondeur de la couche étudiée	Humidité Hpr		
	limon sableux	limon argileux	limon humifère
0 à 30 cm	14,5	22,7	44,7
30 à 60 cm	17,6	19,8	21,2
60 à 90 cm	10,7	18,2	21,3

Contrairement à la capacité maximale, la connaissance de la capacité de rétention a une grande importance pratique, surtout au point de vue de la fertilité.

En effet, une terre qui peut retenir à la surface de ses éléments une quantité notable d'humidité, sans que tous ses canaux interstitiels soient remplis, laisse l'air circuler au grand profit de la vie des racines.

On s'explique ainsi que les terres argileuses à éléments très fins soient très fertiles, car la quantité d'eau retenue par un sol est sensiblement proportionnelle à la surface totale des particules contenues dans un poids, ou un volume donné de terre.

3) Les divers modes de rétention de l'eau par le sol.

3.1) Les forces qui agissent sur l'eau.

L'eau dans le sol est soumise à un ensemble complexe de forces qui sont variables, d'une part, suivant que la molécule d'eau se trouve au contact d'une particule de sol, dans un petit canal capillaire ou dans un large interstice et, d'autre part, suivant le taux d'humidité du sol.

Les forces principales qui agissent sur les molécules d'eau sont :

- Les forces d'adsorption, qui s'établissent au contact eau - particules du sol; elles dérivent du potentiel d'adsorption H_a .
- Les forces de capillarité, qui s'établissent au contact eau-air; elles dérivent du potentiel capillaire - .
- Les forces de pesanteur, qui dérivent du potentiel newtonien $+ gZ$ (Z étant la profondeur).
- Les forces hydrostatiques, exercées par le poids des molécules d'eau sur les autres, qui dérivent du potentiel P_e (ρ étant le poids spécifique de l'eau et P la pression hydrostatique).

Le potentiel total dont dérive finalement la force qui s'exerce sur chaque molécule d'eau est donc.

$$\Phi = H_a - \Psi + gZ + P_e$$

3.2) L'eau d'hygroscopicité.

Un sol très sec est caractérisé par son taux d'humidité hygroscopique. L'eau restante est disposée en fine pellicule autour des particules solides; il n'y a pas de continuité de l'eau entre les différentes particules.



Le terme H_a de l'expression du potentiel total Φ devient largement prépondérant surtout les autres, qui sont alors nuls ou négligeables devant lui $\Phi = H_a$.

L'eau d'hygroscopicité est retenue intensément par le sol et il faut des moyens extrêmement énergiques pour l'en séparer.

En particulier, le pouvoir de succion des racines des plantes est inférieur aux forces d'adsorption et cette eau n'a aucune utilité pour elles.

3.3) L'eau de capillarité.

Si le taux d'humidité du sol augmente, l'eau qui s'y fixe, essentiellement dans les petits interstices, va être soumise principalement aux forces capillaires, les forces d'adsorption décroissant très rapidement au-delà du contact immédiat avec les particules solides et les forces de pesanteur et hydro-

3.4) L'eau de saturation (ou de gravitation).

C'est l'eau contenue au-delà de la capacité de rétention, celle que l'on appelait " l'eau libre ", parce que le potentiel des forces qui s'exercent sur elles se réduit au potentiel newtonien :

$$\Phi = g Z$$

et qu'ainsi elle obéit à la pesanteur et donne naissance à l'écoulement gravitaire.

On dit que cette "eau libre " s'oppose à l'eau dite " liée " par les forces d'adsorption et de capillarité, fraction de l'eau du sol que la pesanteur est impuissante à mettre en mouvement.

CIRCULATION DE L'EAU DANS LE SOL

1. Les Déplacements de l'eau dans le sol.

L'étude faite jusqu'ici était purement statique, c'est-à-dire ne concernait que les sols dont l'humidité se trouvait en état d'équilibre.

Or, sous l'action des divers champs de forces que nous avons vus, cet état d'équilibre se trouve modifié à chaque instant; il faut donc étudier les conditions dans lesquelles cette eau se ment dans le sol.

Ces mouvements sont régis par des lois très différentes suivant l'importance relative des différentes forces en présence, c'est-à-dire suivant le taux d'humidité du sol, puisque les forces prépondérantes variaient quand le taux d'humidité changeait.

Nous distinguerons deux cas :

Premier cas : le taux d'humidité du sol est supérieur à la capacité de rétention avec, comme cas fondamental; "le sol gorgé d'eau" ($H = H_m$, capacité maximale). Le mouvement de l'eau est alors régi essentiellement par la pesanteur.

Deuxième cas : le taux d'humidité du sol est inférieur à la capacité de rétention ($H < H_r$), c'est-à-dire que l'on a $pF > 3$ ou $T > 1000$.

Le mouvement de l'eau est alors régi par la "diffusion capillaire". Ensuite, si le dessèchement se poursuit, le déplacement de l'eau ne s'effectue plus que sous l'effet de l'évaporation.

2. Circulation de l'eau de gravitation.

2.1. Motion de perméabilité; Loi de Darcy.

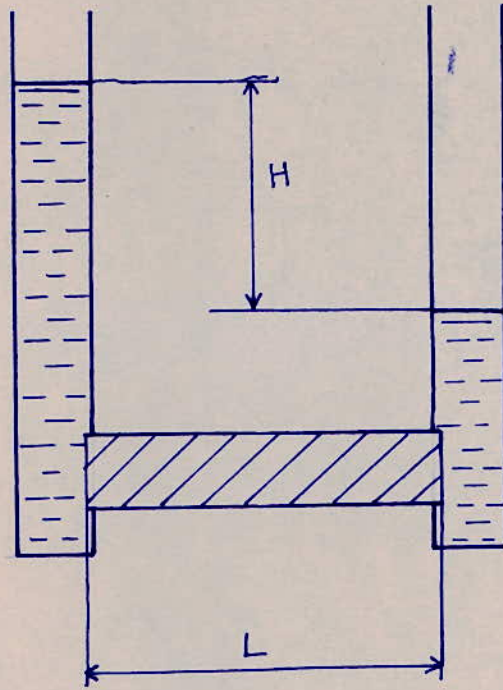
Dans le cas d'un sol saturé ($H = H_m$), le mouvement de l'eau est provoqué par l'action de la gravité.

La perméabilité est la notion qui traduit la facilité plus ou moins grande avec laquelle s'effectue le cheminement de l'eau.

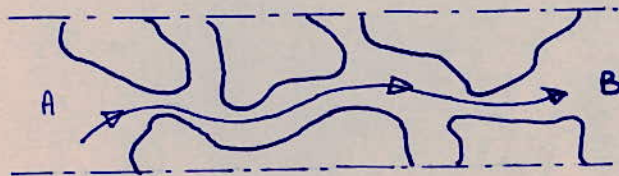
Darcy a énoncé une règle simple concernant l'écoulement de l'eau à travers les colonnes de sable (voir figure).

$$V = K \frac{H}{L} = K I$$

Loi de Darcy
Parcours horizontal de l'eau



Parcours réel des filets liquides dans le sol



On désigne souvent l'expression $\frac{H}{L}$ par I que l'on appelle pente motrice. Le débit est alors donné par l'expression.

$$Q = VS = KSI$$

K est le coefficient caractéristique du matériau ou coefficient de perméabilité; il a les dimensions d'une vitesse, aussi l'appelle-t-on "vitesse de filtration par unité de pente".

Il importe de bien préciser que, dans l'écriture de la loi de Darcy, la vitesse V ainsi définie est une vitesse apparente qui n'est pas la vitesse réelle des molécules d'eau dans le sol.

En effet, si l'on considère que l'eau circule dans l'ensemble des pores et si " P " est la porosité du milieu, la vitesse réelle moyenne V dans une direction AB est définie par :

$$Q = VS = V'S'$$

avec S' , section libre moyenne.

or $\frac{S'}{S} = P$ c'est-à-dire $V' = \frac{V}{P}$

Cette vitesse est elle-même inférieure à la vitesse réelle, d'abord parce que l'écoulement n'est pas uniforme à l'intérieur des pores, ensuite parce que le filet liquide doit contourner les particules et ainsi augmente son parcours, donc sa vitesse, enfin parce que le volume réellement accessible à l'eau en mouvement est inférieur au volume total des vides, une partie de ceux-ci étant occupée par de l'eau liée de façon énergétique aux particules et ne se déplaçant pas.

On évalue, en général, K en "mètres par seconde". Cependant, étant donné les valeurs numériques très faibles que prend alors K pour les sols naturels (environ 10^{-8} à 10^{-3}), certains auteurs ont pris comme unité le "centimètre par heure". Pour éviter les erreurs, on désigne la vitesse de filtration par P .

$$\text{On a ainsi les relations } P = 3,6 \times 10^5 K$$

$$K = 0,28 \times 10^{-5} P$$

Enfin, K peut être mesuré en "mètre par jour".

ESSAIS

Pour chaque canal, nous avons effectué 3 séries de mesures, chaque d'elles se déroulant à 24 heures d'intervalle de la précédente .

D'autre part, chaque série comporte elle-même 3 phases :

+ 1ère phase. On règle l'appareil à une certaine hauteur audessus du niveau de fond du canal. Cette hauteur correspond bien sûr à la hauteur d'eau constante que nous voulons obtenir dans le canal.

On verse de l'eau dans ce dernier jusqu'à obtention du niveau désiré.

A cet instant, on ouvre les vannes de l'appareil pour maintenir le niveau constant dans le canal.

On commence à prendre les mesures du niveau de l'eau dans la jauge de compensation en fonction du temps, jusqu'à ce que cette dernière soit complètement vide.

- 2ème phase. On prend les mêmes mesures, 1 heure après que la jauge se soit vidée, le niveau de l'eau dans le canal étant maintenu constant pendant cet intervalle.

- 3ème phase. On répète les opérations de la phase précédente.

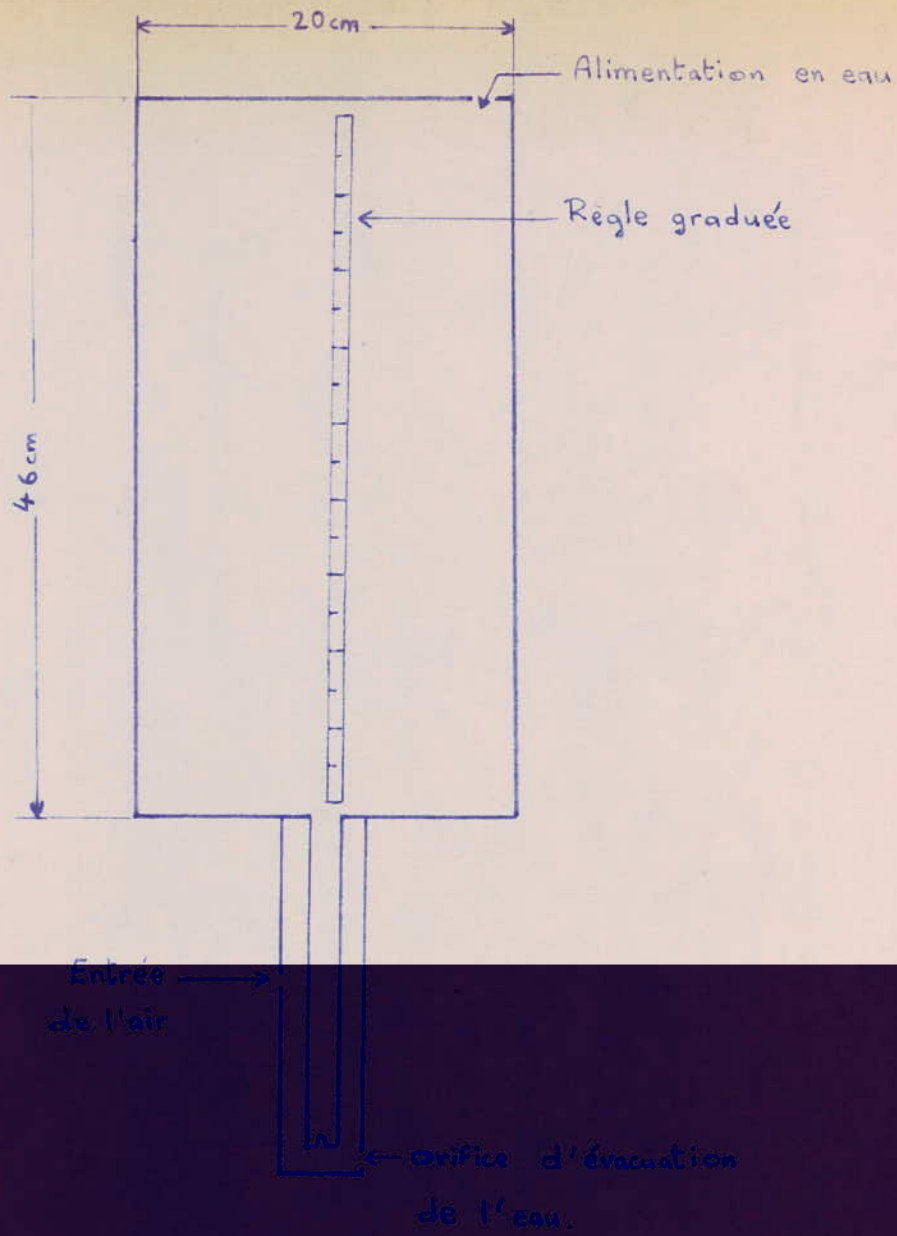
Unités :

H (cm) hauteur d'eau dans le module.

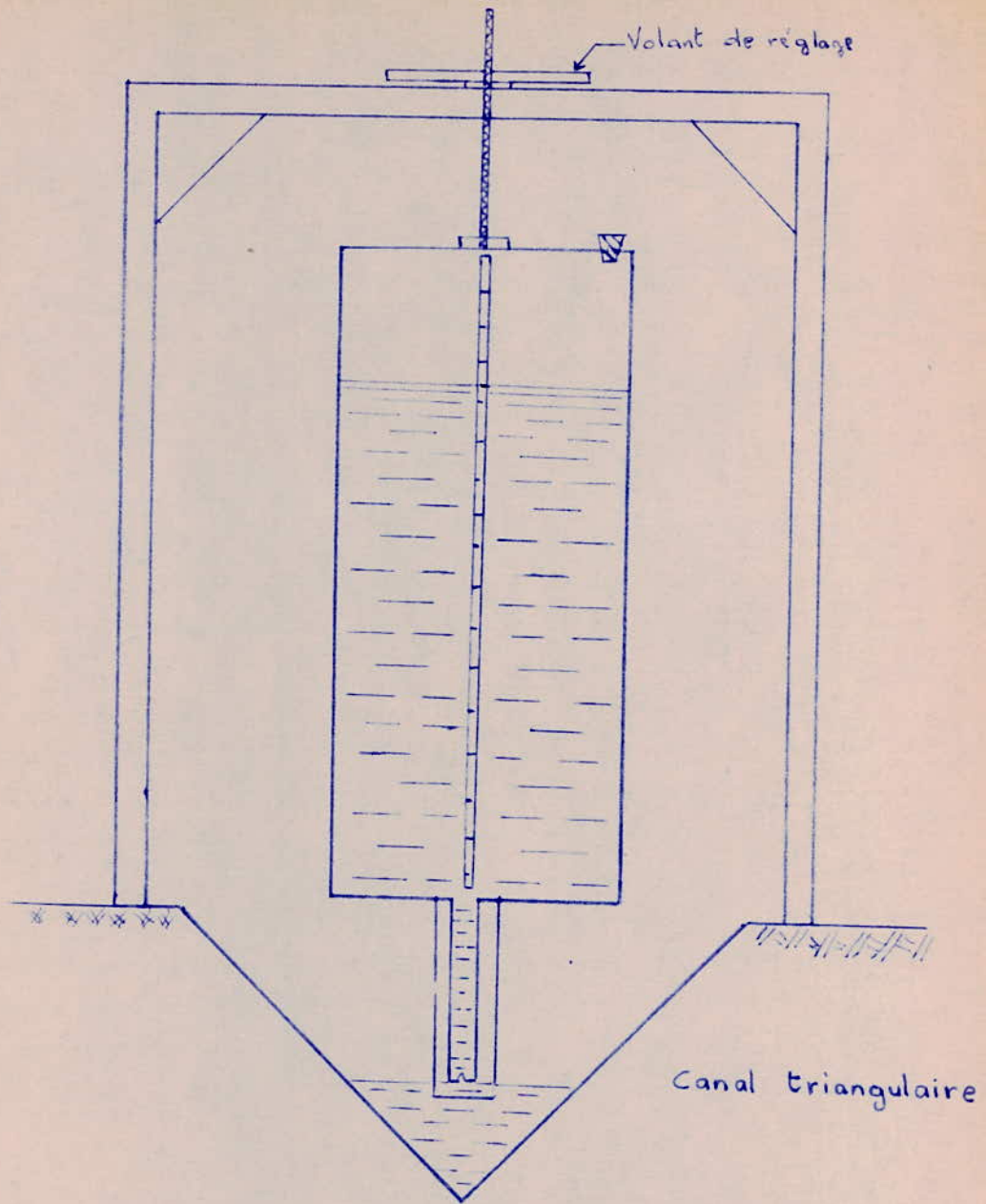
t (seconde) temps correspondant à une descente de 2 cm d'eau dans le module.

T (seconde) temps cumulé.

v (cm/s) vitesse de filtration.



Schema de l'appareil



Schema du montage

Canal de longueur 1 m - Essais $\left\{ \begin{array}{l} 1 - 1 \\ 1 - 2 \\ 1 - 3 \end{array} \right.$

Section du module:

$$19^2 \times \frac{\pi}{4} = 284 \text{ cm}^2$$

Hauteur d'eau dans le canal = 16 cm.

Surface du canal à prendre en compte :

$$S = 100 \times 2 \times 16 \sqrt{2} = 32 \sqrt{2} \times 100 = 4520 \text{ cm}^2.$$

Une hauteur de 2 cm d'eau dans la jauge correspond à un volume :

$$V = 2 \times 284 = 568 \text{ cm}^3$$

$$\text{Posons } h = \frac{V}{S} = \frac{568}{4520} = 0,1256 \text{ cm.}$$

"h" est la hauteur d'eau supposée uniforme introduite dans le canal et correspondant à une hauteur d'eau de 2 cm dans le module.

Canal de longueur 1 m - Essais $\left\{ \begin{array}{l} 1 - 4 \\ 1 - 5 \\ 1 - 6 \end{array} \right.$ $\left\{ \begin{array}{l} 1 - 7 \\ 1 - 8 \\ 1 - 9 \end{array} \right.$

Section du module :

$$\frac{\pi 19^2}{4} \times \frac{\pi}{4} = 284 \text{ cm}^2$$

Hauteur d'eau dans le canal = 10 cm

Surface du canal à prendre en compte :

$$S = 100 \times 2 \times 10 \sqrt{2} = 2828 \text{ cm}^2$$

Une hauteur de 2 cm d'eau dans la jauge occupe un volume de :

$$V = 2 \times 284 = 568 \text{ cm}^3$$

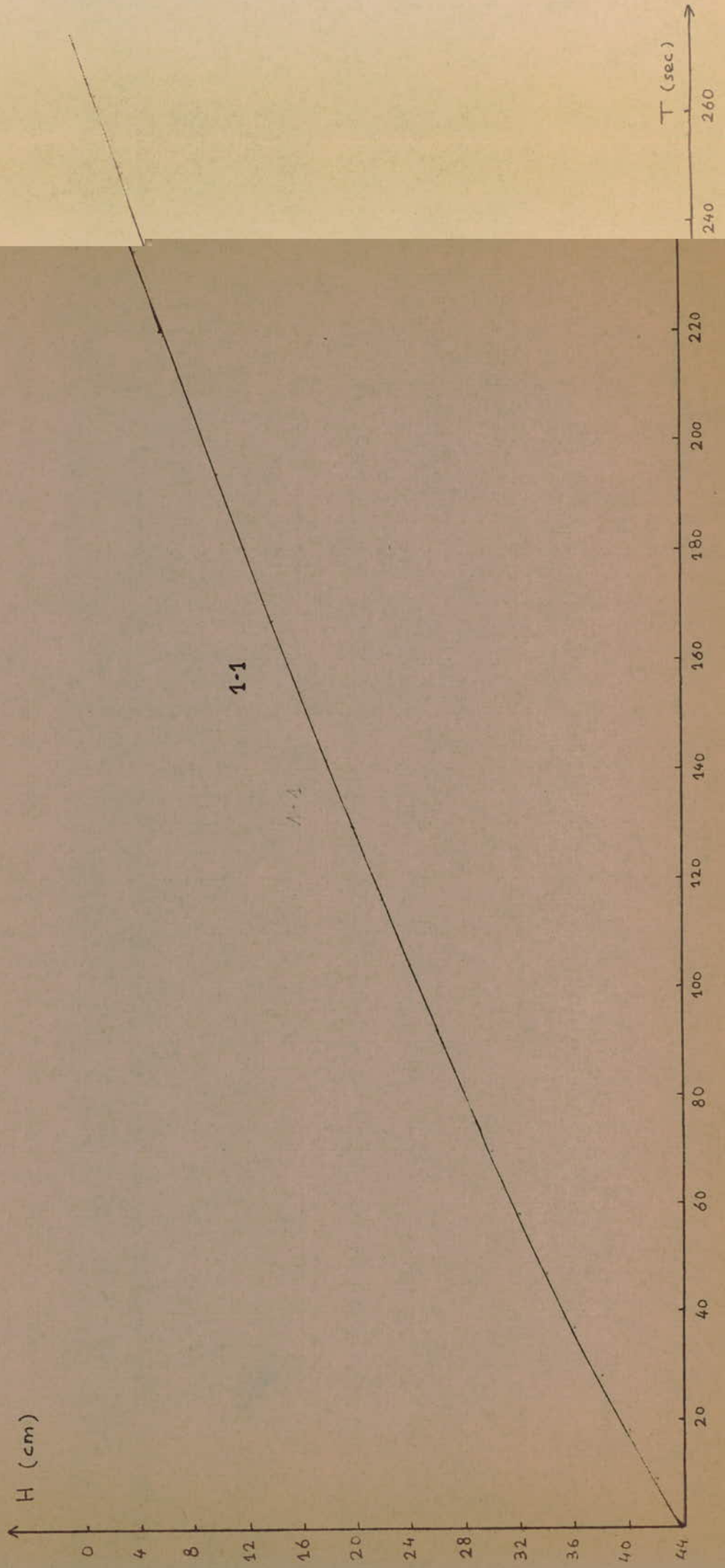
$$\text{d'où } h = \frac{V}{S} = \frac{568}{2828} = 0,201 \text{ cm.}$$

H	ESSAI 1 - 1		ESSAI 1 - 2		ESSAI 1 - 3	
	t	T	t	T	t	T
44	0	0	0	0	0	0

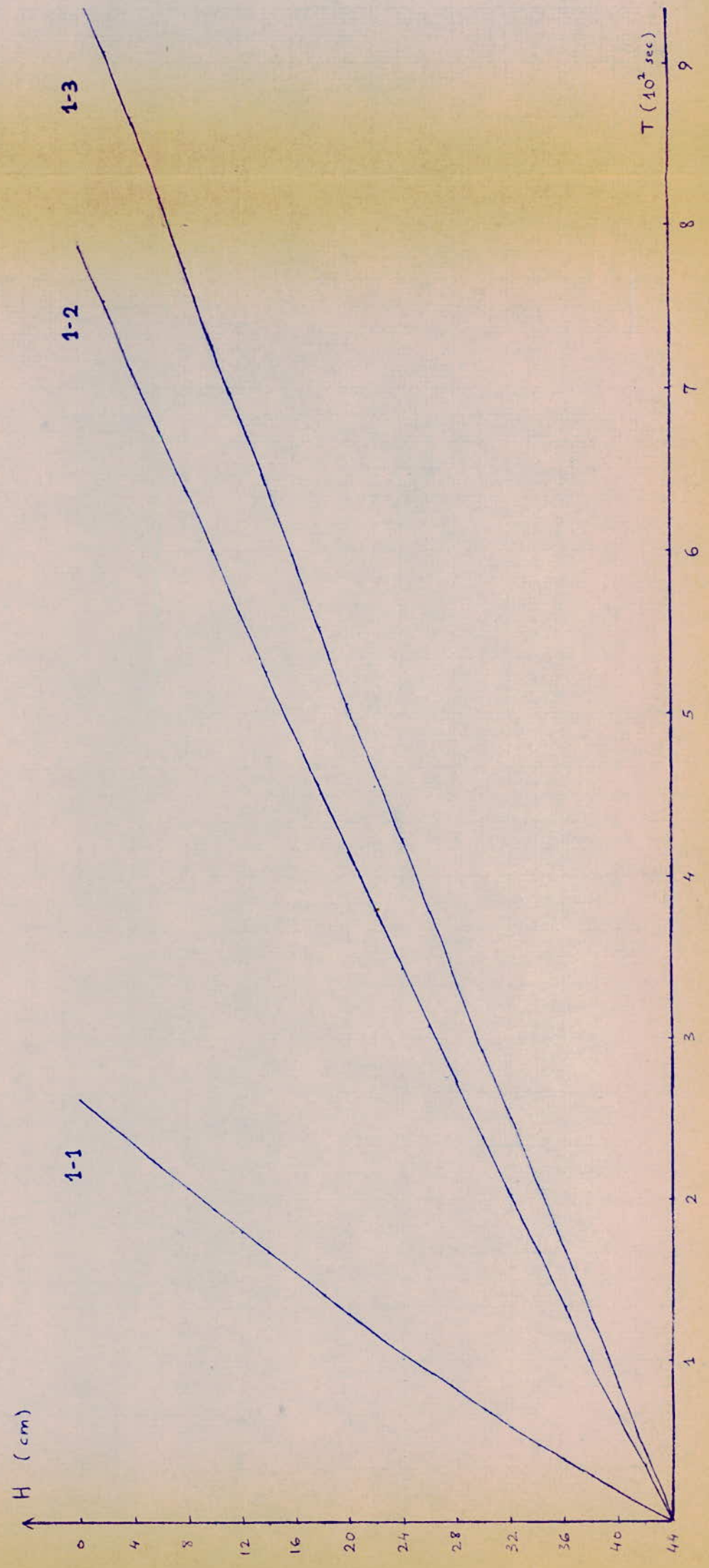
42	9	9	34	34	42	42
40	9	18	33	67	41	83
38	10	28	33,5	100,5	42	125
36	9	37	33	133,5	42,5	167,5
34	10	47	34	167,5	41	208,5
32	11	58	35	202,5	42	250,5
30	11,5	69,5	34,5	277	43	293,5

28	11	80,5	35	272	42	335,5
26	11,5	92	35,5	307,5	43	378,5
24	12	104	36	343,5	44	422,5
22	12	116	35	378,5	43	465,5
20	13	129	36	414,5	43,5	509
18	12,5	141,5	36,5	451	43	552
16	12,5	154	37	488	43,5	595,5
14	13	167	37	525	44,5	640
12	13	180	36	561	44	684
10	14	194	38	599	44	728
8	13	207	36,5	635,5	46	774
6	13,5	220,5	37	672,5	44,5	818,5
4	14	234,5	38	710,5	44	862,5
2	14,5	249	38	748,5	45	907,5
0	14	263	38	786,5	46	953,5

Charge $h = 16 \text{ cm}$

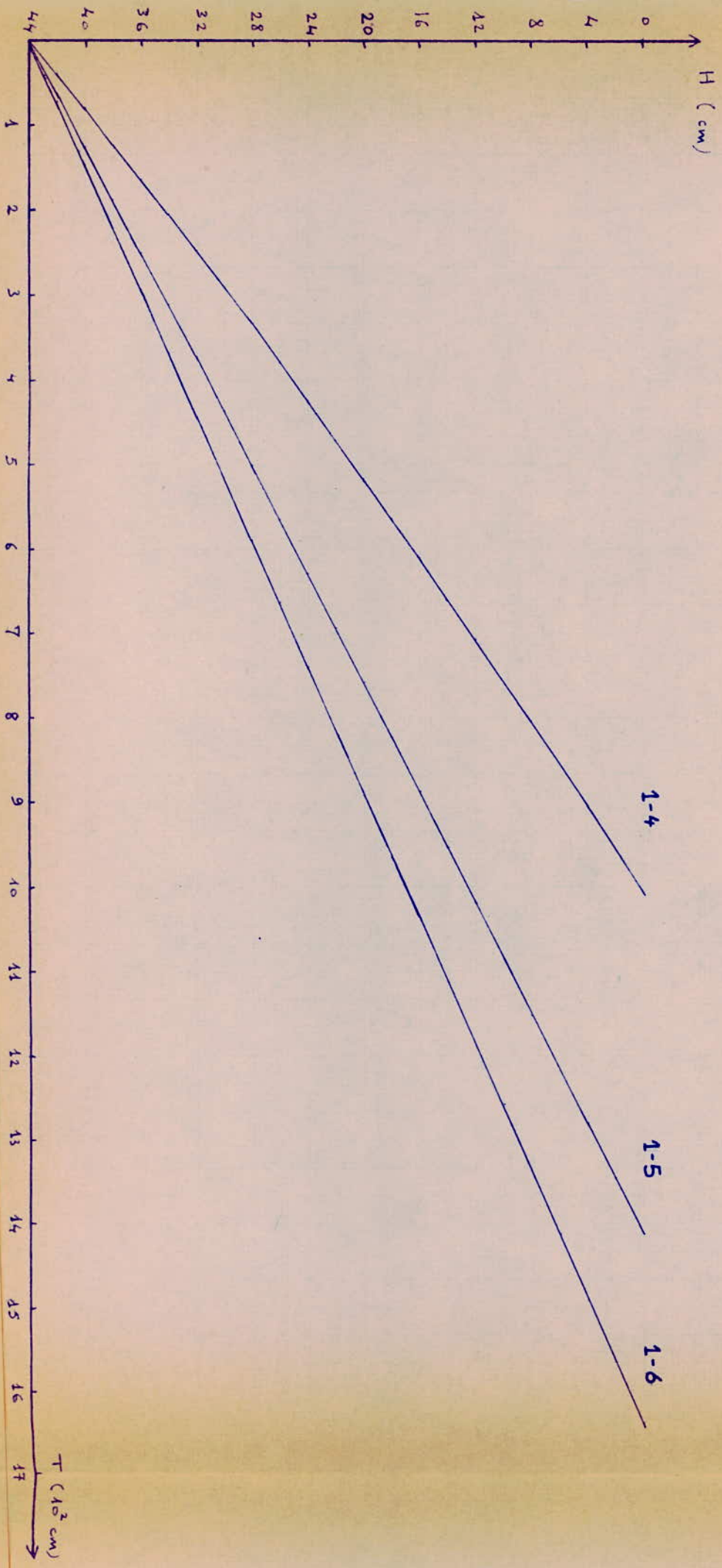


Charge $h = 16 \text{ cm}$



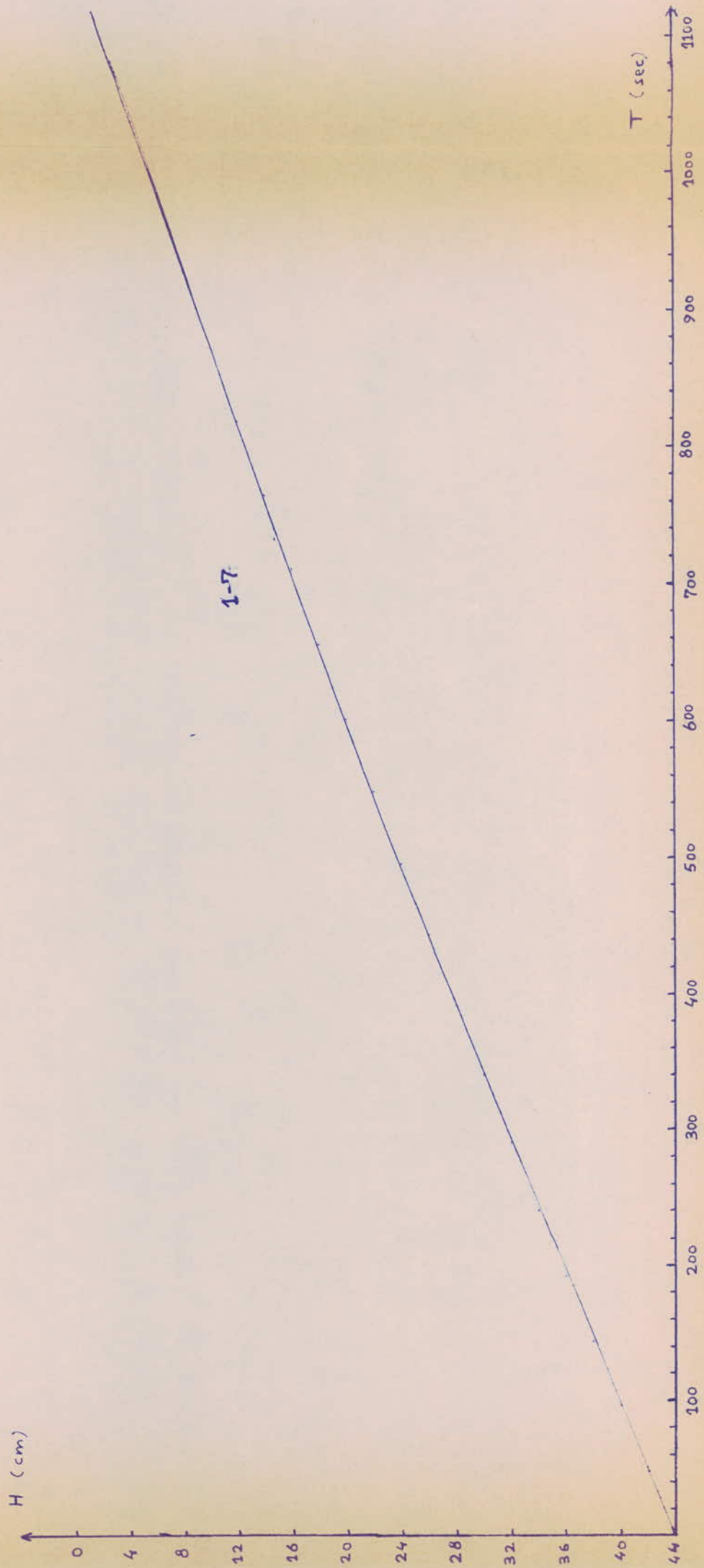
H	ESSAI 1 - 4		ESSAI 1 - 5		ESSAI 1 - 6	
	t	T	t	T	t	T
44	0	0	0	0	0	0
42	39	39	62	62	73	73
40	40	79	63	125	74	147
38	42	121	62	187	74	221
36	41	162	62	249	73	294
34	42	204	63	312	74	368
32	43	247	62	374	75	443
30	43	290	63	437	74	517
28	44	334	64	501	74	591
26	46	380	64	565	73	664
24	45	425	64	629	75	739
22	46	471	65	694	75	814
20	46	517	65	759	76	890
18	47	564	65	824	73	963
16	47	611	64	888	74	1037
14	48	659	65	953	76	1113
12	48	707	66	1019	76	1189
10	49	756	66	1085	75	1264
8	49	805	66	1151	75	1339
6	50	855	65	1216	76	1415
4	50	905	65	1281	76	1491
2	51	956	66	1347	75	1566
0	50	1006	66	1413	76	1642

Charge $h = 10 \text{ cm}$

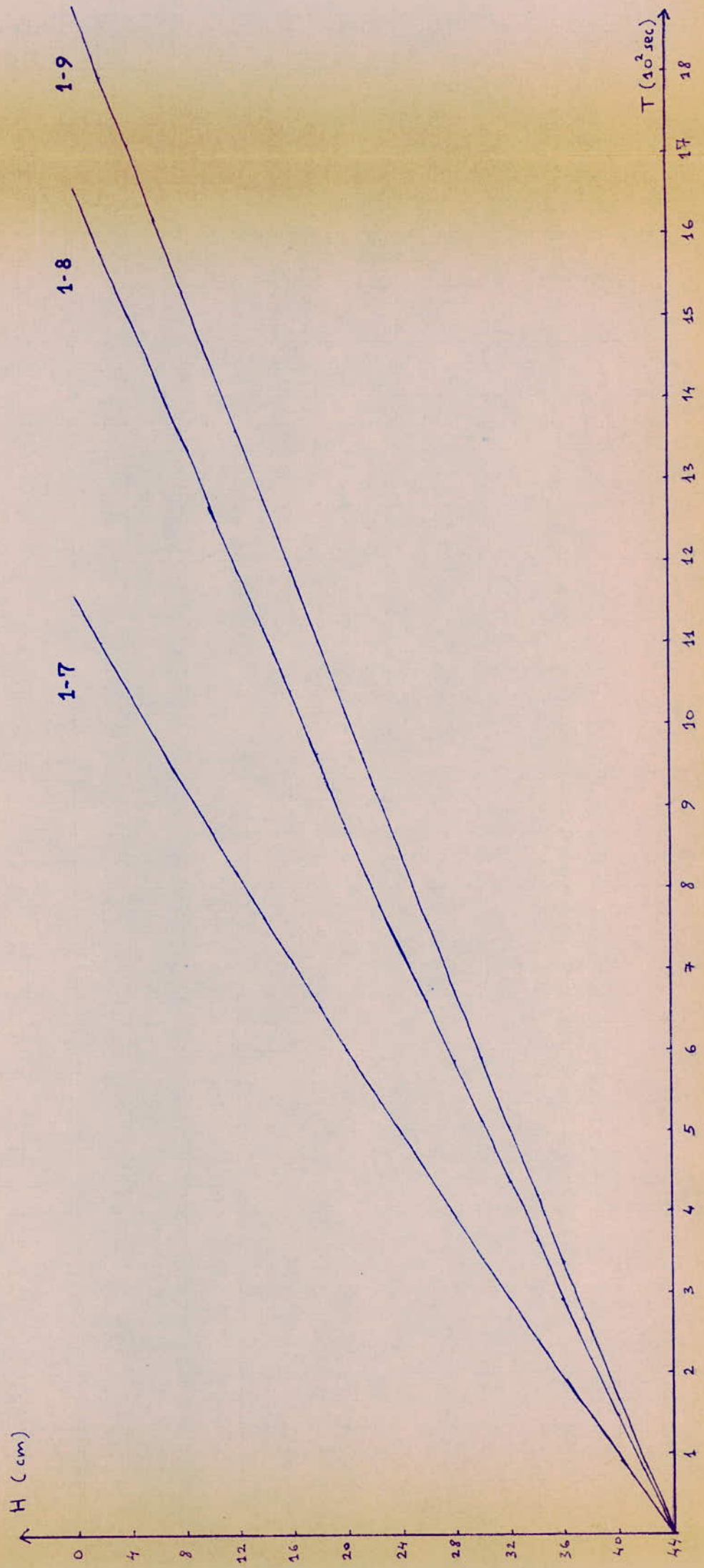


H	ESSAI 1 - 7		ESSAI 1 - 8		ESSAI 1 - 9	
	t	T	t	T	t	T
44	0	0	0	0	0	0
42	47	47	72	172	84	84
40	49	96	73	145	83	167
38	47	143	72	217	84	251
36	48	191	72	289	85	336
34	49	240	73	362	84	420
32	50	290	74	436	84	504
30	50	340	75	511	85	589
28	52	392	74	585	85	674
26	51	443	75	660	86	760
24	52	495	75	735	84	844
22	53	548	76	811	85	929
20	53	601	75	886	85	1014
18	54	655	77	963	86	1100
16	55	710	76	1039	86	1186
14	54	764	76	1115	87	1273
12	54	818	77	1192	85	1358
10	55	874	78	1270	86	1444
8	55	929	77	1347	86	1530
6	56	985	77	1424	87	1617
4	57	1042	78	1502	87	1704
2	57	1099	77	1579	86	1790
0	57	1156	77	1656	87	1877

Charge $h = 10 \text{ cm}$

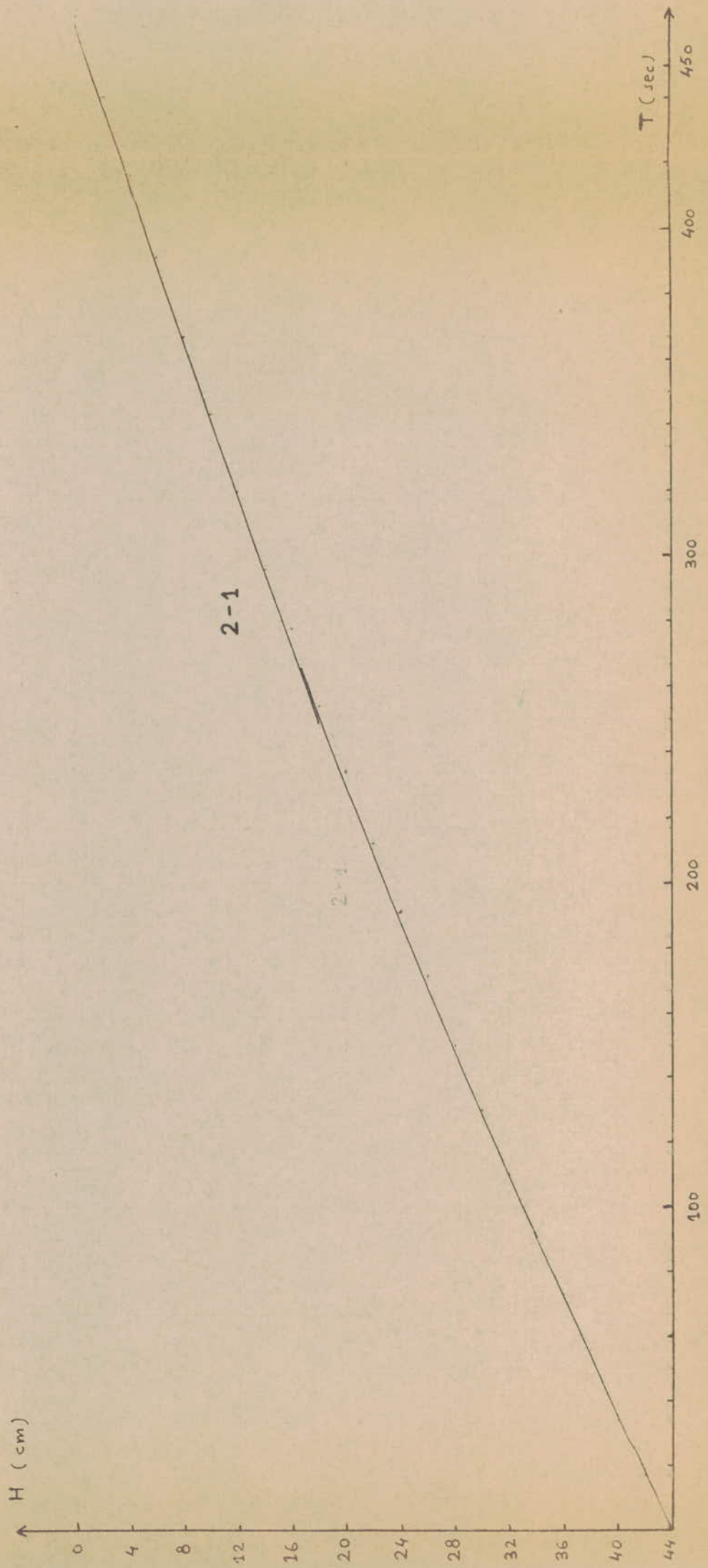


Charge $h = 10 \text{ cm}$

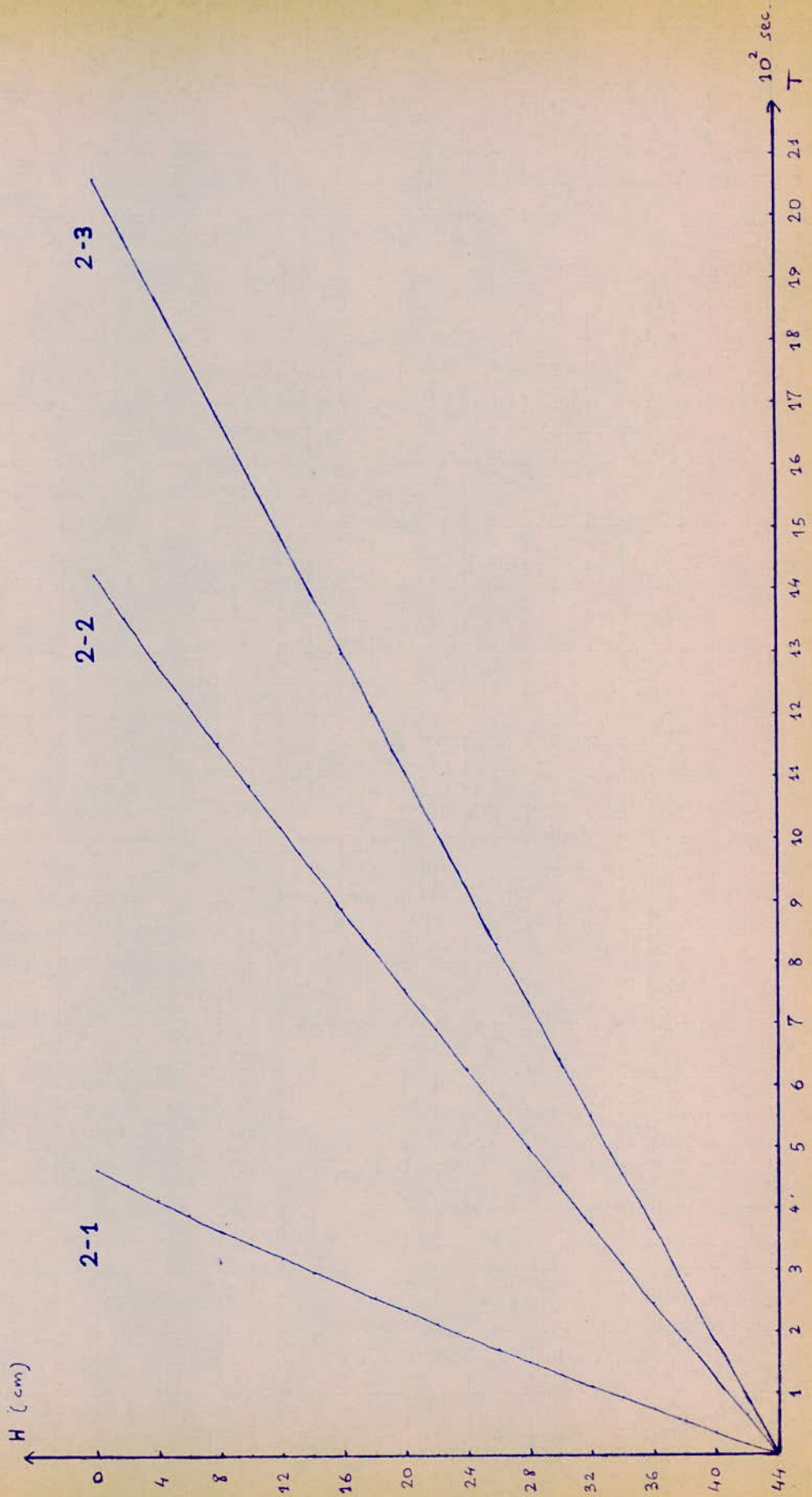


H	ESSAI 2 - 1		ESSAI 2 - 2		ESSAI 2 - 3	
	t	T	t	T	t	T
44	0	0	0	0	0	0
42	17	17	62	62	91	91
40	17	34	61	123	90	181
38	18	52	61	184	91	272
36	19	71	62	246	92	364
34	18	89	62	308	92	456
32	19	108	63	371	94	550
30	20	128	63	434	92	642
28	20	148	64	498	93	735
26	21	169	64	562	93	828
24	20	189	64	626	94	922
22	21	210	65	691	93	1015
20	22	232	65	756	94	1109
18	22	254	65	821	94	1203
16	23	277	66	887	94	1297
14	23	300	66	953	95	1392
12	23	323	66	1019	96	1488
10	23,5	346,5	67	1086	95	1583
8	24	370,5	67	1153	95	1678
6	24,5	395	66	1219	94	1772
4	25	420	67	1286	95	1867
2	24	444	68	1354	96	1963
0	25	469	68	1422	96	2059

Charge $h = 16 \text{ cm}$

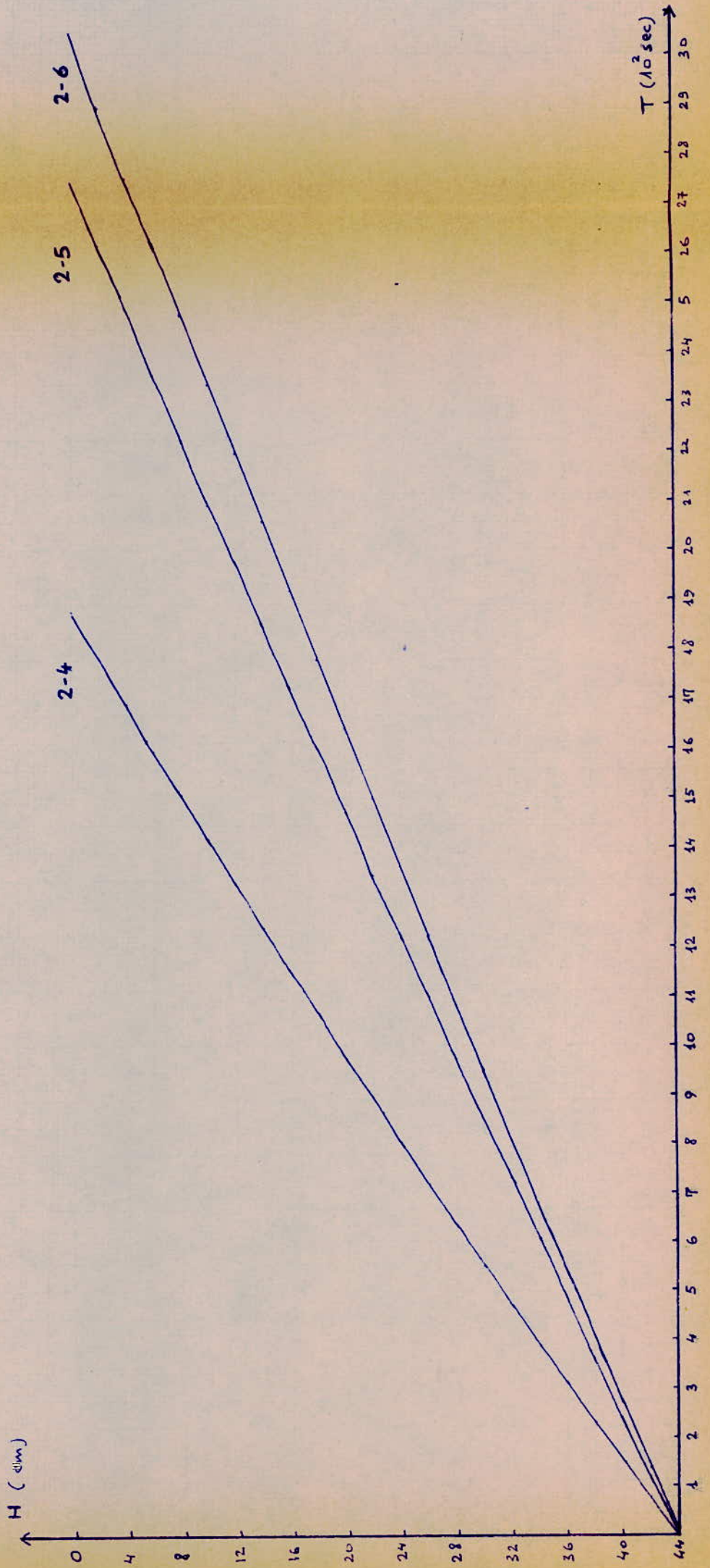


Charge $h = 16 \text{ cm}$



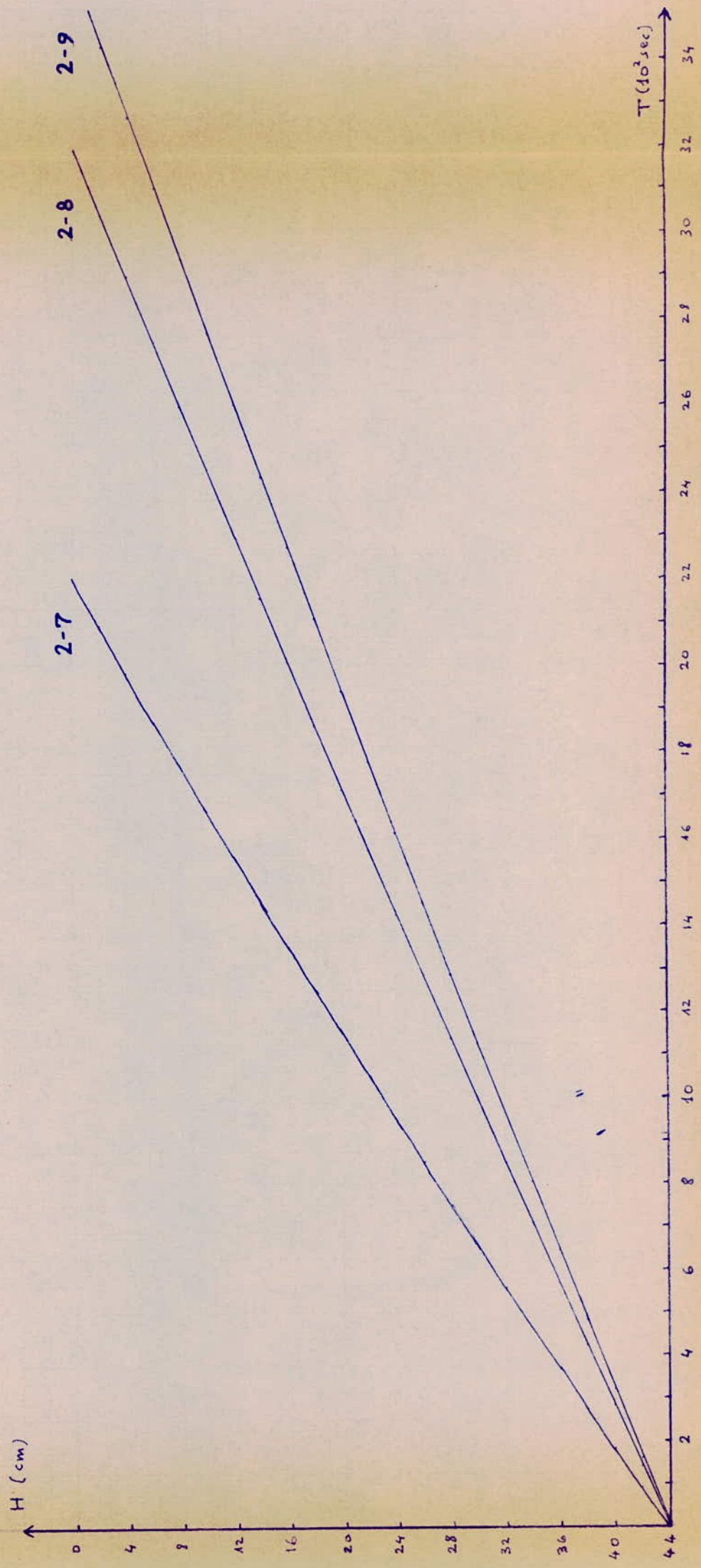
H	ESSAI 2 - 4		ESSAI 2 - 5		ESSAI 2 - 6	
	t	T	t	T	t	T
44	0	0	0	0	0	0
42	76	76	120	120	135	135
40	78	154	120	240	134	269
38	77	231	121	361	136	405
36	78	309	122	483	135	540
34	79	388	121	604	137	677
32	81	469	123	727	136	813
30	82	551	122	849	138	951
28	84	635	124	973	136	1087
26	83	718	126	1099	137	1224
24	84	802	124	1223	139	1363
22	86	888	123	1346	138	1501
20	85	973	125	1471	140	1641
18	87	1060	127	1598	139	1780
16	88	1148	125	1723	138	1918
14	90	1238	126	1849	136	2054
12	89	1327	127	1976	140	2194
10	90	1417	125	2101	142	2336
8	83	1506	128	2229	140	2476
6	91	1597	127	2356	141	2617
4	93	1690	128	2484	140	2757
2	92	1782	129	2613	142	2899
0	94	1876	128	2741	141	3040

Charge $h = 10 \text{ cm}$



H	ESSAI 2 - 7		ESSAI 2 - 8		ESSAI 2 - 9	
	t	T	t	T	t	T
44	0	0	0	0	0	0
42	90	90	140	140	160	160
40	91	182	142	282	159	319
38	91	273	141	423	161	480
36	93	366	143	566	162	642
34	94	460	142	708	160	802
32	95	555	144	852	163	965
30	97	652	145	997	162	1127
28	98	750	143	1140	161	1288
26	100	850	144	1284	163	1451
24	98	948	143	1427	164	1615
22	101	1049	145	1572	162	1777
20	100	1149	144	1716	163	1940
18	102	1251	144	1860	164	2104
16	102	1353	146	2006	162	2266
14	104	1457	147	2153	163	2429
12	103	1560	145	2298	165	2594
10	105	1665	147	2445	166	2760
8	107	1772	146	2591	165	2925
6	106	1872	148	2739	164	3089
4	108	1980	147	2886	165	3254
2	107	2087	146	3032	166	3420
0	108	2195	148	3180	165	3585

Charge $h = 10 \text{ cm}$



INTERPRETATION DES RESULTATS

Nous voyons que lors du premier essai sur canal sec, la variation de la vitesse de filtration (courbes 1 - 1 et 2 - 1) est importante; ces deux courbes ont une allure de parabole. Le débit de filtration de l'eau dans le sol est dans ce cas proportionnel au carré de la charge, c'est-à-dire au carré de la hauteur du niveau constant de l'eau dans le canal.

Dans la deuxième série d'essais effectuée à un intervalle d'une journée après la première et avec une charge différente dans le canal, nous constatons que la première courbe a aussi une allure de parabole. Cependant, cette dernière est plus aplatie que celle de la première série. Naturellement, cela est dû au fait que le canal est déjà humide.

La troisième courbe de chaque série d'essais se rapproche très sensiblement d'une droite. Nous pouvons donc dire qu'après saturation, le débit de liquide s'infiltrant dans le canal est proportionnel à la charge :

$$q = kh$$

Nous poserons $q = kh$

k coefficient de proportionnalité.

Nous devons donc déterminer k pour un canal de longueur infinie . Or il nous est impossible de réaliser un tel canal, notre but étant justement d'expérimenter sur modèles réduits.

Pour cela, nous avons fait les essais sur deux canaux de longueurs différentes.

- Canal 1 : longueur $l_1 = 1$ m

- Canal 2 : longueur $l_2 = 0,50$ m

Ainsi, en combinant les résultats des essais sur les deux canaux, nous pouvons éliminer l'erreur qui entache les mesures prises sur le canal de longueur 1 m. Cette erreur résulte de la présence des parois latérales qui absorbent une quantité d'eau inconnue.

Posons :

" a " quantité d'eau (mesurée sur le module) absorbée par les deux parois longitudinales du canal de longueur 1 m,

" b " quantité d'eau (mesurée sur le module) absorbée par les deux parois latérales.

Nous considérerons successivement les courbes :

1 - 3 et 2 - 3 pour lesquelles la charge est : $h = 16$ cm

1 - 6 et 2 - 6 pour lesquelles la charge est : $h = 10$ cm

- Courbe 1 - 3 .

Pour $T_1 = 850$ sec, il correspond $H_1 = 98,5$ mm

Pour $T_2 = 750$ sec, " " $H_2 = 87,75$ mm

donc à un intervalle de temps de :

$$\Delta T = T_1 - T_2 = 950 - 850 = 100 \text{ sec}$$

il correspond :

$$\Delta H = H_1 - H_2 = 98,5 - 87,75 = 10,75 \text{ mm}$$

- Courbe 2 - 3 .

$T_1 = 850$ sec $\rightarrow H_1 = 46,5$ mm

$T_2 = 750$ sec $\rightarrow H_2 = 41$ mm

$\Delta T = 100$ sec $\rightarrow \Delta H = 46,5 - 41 = 5,5$ mm

Nous pouvons alors écrire :

$$a + b = 10,75 \text{ mm}$$

$$\frac{a}{2} + b = 5,5 \text{ mm}$$

$$\text{d'où } \frac{a}{2} = 10,75 - 5,5 = 5,25 \text{ mm}$$

$$\text{et } a = 5,25 \times 2 = 10,5 \text{ mm} = 1,05 \text{ cm}$$

Comme 1 cm sur l'axe des ordonnées correspond à 4 cm sur le module, le débit absorbé en une seconde sera :

$$q = 1,05 \times 4 \times 284 \times 10^{-6} \times 10^{-2} = 11,9 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s/m}$$

$$= 11,9 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$$

Dans ce cas, nous avons une hauteur d'eau de 16 cm dans le canal.

Détermination de k :

Nous avons posé $q = kh$, d'où $k = \frac{q}{h}$

Les valeurs de h et de q sont :

$$\bullet h = 16 \text{ cm}$$

$$\bullet q = 11,9 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$$

En remplaçant par leurs valeurs q et h , nous aurons :

$$K = \frac{q}{h} = \frac{11,9 \times 10^{-6}}{16 \times 10^{-2}} = 7,45 \times 10^{-5} \text{ m/sec}$$

Considérons maintenant les courbes 1 - 6 et 2 - 6 :

Dans ce cas, la charge est $h = 10$ cm

- Courbe 1 - 6 .

$$\begin{aligned} T_1 &= 1050 \text{ sec} \longrightarrow H_1 = 70,8 \text{ mm} \\ T_2 &= 950 \text{ sec} \longrightarrow H_2 = 64 \text{ mm} \\ \Delta T &= 100 \text{ sec} \longrightarrow \Delta H = 70,8 - 64 = 6,8 \text{ mm} \end{aligned}$$

- Courbe 2 - 6 .

$$\begin{aligned} T_1 &= 1050 \text{ sec} \longrightarrow H_1 = 38,7 \text{ mm} \\ T_2 &= 950 \text{ sec} \longrightarrow H_2 = 35,2 \text{ mm} \\ \Delta T &= 100 \text{ sec} \longrightarrow \Delta H = 38,7 - 35,2 = 3,5 \text{ mm} \end{aligned}$$

Nous pouvons alors écrire :

$$a + b = 6,8 \text{ mm}$$

$$\frac{a}{2} + b = 3,5 \text{ mm}$$

$$\frac{a}{2} = 6,8 - 3,5 = 3,3 \text{ mm} \longrightarrow a = 6,6 \text{ mm}$$

Le débit absorbé en une seconde sera alors :

$$\begin{aligned} q &= 0,66 \times 4 \times 284 \times 10^{-6} \times 10^{-2} = 7,50 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s/m} \\ &= 7,50 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{sec} \end{aligned}$$

Dans ce cas aussi, nous avons le débit qui obéit à la loi $q = kh$.

comme $h = 10$ cm

$$\text{et } q = 7,50 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{sec}$$

Nous aurons :

$$k = \frac{q}{h} = 7,50 \times 10^{-6} \times 10^{-1} = \underline{\underline{7,50 \times 10^{-5} \text{ m/sec.}}}$$

Nous constatons donc que dans les deux cas de charge sur le canal se rapprochant le plus de ce que l'on rencontre en pratique, le débit s'infiltrant dans ce canal est proportionnel à la charge.

Charge

$$h = 16 \text{ cm}$$

$$h = 10 \text{ cm}$$

Coefficient k

$$k = 7,45 \times 10^{-5} \text{ m/sec}$$

$$k = 7,50 \times 10^{-5} \text{ m/sec}$$

CONCLUSION

Nous voyons que l'on peut déterminer correctement le débit d'infiltration de l'eau dans une raie d'irrigation et pour un sol donné.

Cependant, la perméabilité qui est déduite de ces expériences intègre dans son résultat une diffusion latérale de l'eau et les mesures peuvent d'ailleurs être altérées pour des causes locales variées et multiples.

D'autre part, il faut noter qu'en réalité les sols ne sont pas isotropes et que la vitesse d'infiltration n'est pas une grandeur scalaire bien définie par un seul nombre en un point donné du sol, mais une grandeur vectorielle, c'est-à-dire qu'en ce point sa valeur dépend de la direction des filets d'eau.

La variation de la perméabilité en fonction du temps, élevée au début de l'expérimentation, devient de plus en plus lente au cours de celle-ci. Comme il est très difficile de procéder à une expérimentation multiple et prolongée, il est préconisé de prendre la valeur de la vitesse de filtration après 3 à 4 heures de mise en eau lorsqu'il s'agit d'irrigation.

Il est cependant important de noter que toute cette étude a été faite en se basant sur l'hypothèse d'un sol homogène ayant une perméabilité uniforme en tous ses points.

