



LABORATOIRE NATIONAL DU BÂTIMENT ET DES TRAVAUX PUBLICS D'HAÏTI

Delmas 33, Rue Toussaint Louverture # 27, Port-au-Prince, Haïti

Téléphone : (509) 511 0477 / 510 7880 / 210 1574 à 77

Courriel : lnbtp@lnbtp.gouv.ht

Dossier 2 :

LES SOLS ET LEURS PROPRIÉTÉS

(Dossier compilé à partir des travaux de Yves LEBEGUE, Le Bloc)

Table des Matières	Page
Description générale	2
Propriété des sols	4
1) Géométrie des grains.....	4
3) Teneur en eau.....	5
2) Poids spécifiques – Compacité	5
4) Plasticité.....	5
5) Propriétés hydrauliques – Ecoulement – Perméabilité d'un sol	6
6) Déformabilité de consolidation et tassement	6
7) Résistance mécanique	8

Dossier 2 :

LES SOLS ET LEURS PROPRIÉTÉS

Description générale

Les sols sont des agrégats minéraux contenant le plus souvent de l'eau et parfois des matières organiques ; ils peuvent être séparés en grains au moyen d'efforts relativement faibles. Pour le géologue, les sols constituent la catégorie des roches meubles et plastiques. Ils se sont formés à partir d'une roche antérieure dont l'altération a été plus ou moins poussée. Ils peuvent être soit « résiduels », formés sur place, soit « transportés », c'est-à-dire obtenus par transport - à l'état d'éléments solides ou en solution - et dépôt ; l'agent de transport est l'air ou l'eau. Il y a aussi des formations essentiellement organiques comme la tourbe.

Les sols peuvent comporter trois phases : gazeuse, liquide et solide. Cette dernière étant évidemment la plus importante.

La fraction solide possède très souvent une nature chimique et minéralogique complexe, et qui intervient dans le comportement des matériaux.

La phase liquide est, elle aussi, complexe ; autour des grains, il y a une couche moins bien fixée, de comportement semi-visqueux, et enfin l'eau libre dans les interstices. De plus, éventuellement, la chimie de cette eau peut intervenir, ainsi l'eau salée.

Enfin, la phase gazeuse est habituellement constituée d'air et de vapeur d'eau, mais on peut également avoir affaire à du gaz carbonique. Chacun de ces éléments réagit à sa façon, lorsque l'ensemble formant le sol est soumis à une contrainte. Souvent, il

n'y a que deux phases : le sol est sec ou saturé.

Le point de vue minéralogique des particules solides est intéressant à considérer. Les principaux éléments constitutifs de la croûte terrestre sont les suivants en poids :

- Oxygène : 50 % (et 90 % en volume)
- Silicium : 26 %
- Aluminium : 7,5 %
- Fer : 5 %
- Calcium, sodium, potassium, magnésium : chacun 2 à 3 %

Par suite les grains du sol sont essentiellement des oxydes métalliques, de la calcite et surtout des silico-aluminates.

Les éléments de base de ces derniers sont des tétraèdres formés d'un atome de silicium ou éventuellement d'aluminium, entourés de quatre atomes d'oxygène. Ces tétraèdres peuvent présenter un arrangement soit tri-dimensionnel, cas de la silice et des feldspaths, soit en feuillets plus ou moins bien liés entre eux, cas des micas et des argiles, soit encore en baguette, en bandes...

On peut classer les sols suivants leur nature qui reflète également un peu aussi bien leur composition granulométrique que chimique et minéralogique, leur origine, leur gisement ; en fait on s'aperçoit que toutes les caractéristiques sont relativement liées et peuvent s'expliquer par l'histoire du matériau.

En gros, on peut distinguer :

- Les matériaux sablo-graveleux
- Les sols limoneux

- *Les argiles, marnes et latérites*
- *Les vases*
- *Les matériaux tourbeux.*

Les sables, graviers et cailloux sont définis par un critère de dimension. On les appelle des matériaux pulvérulents ou grenus. Ils sont détritiques, ils proviennent de la fragmentation d'une roche, surtout par des agents physiques. Une fois à l'état de grains, ils peuvent avoir été transportés plus ou moins loin, ou même pas du tout. L'histoire des éléments influe beaucoup sur leur morphologie.

Sont anguleux les grains non transportés comme les arènes granitiques, ou encore transportés sans usure comme les moraines emportées en masse par les glaciers et dont les éléments présentent en outre les particularités de n'être ni classés, ni structurés. On distingue encore les formations fluviatiles et marines.

A dureté égale les matériaux sont d'autant plus fins et plus arrondis qu'ils ont été roulés. Les graviers et cailloux peuvent être déplacés par la gravité de l'eau ; les sables également mais en plus par le vent. Leur morphologie est donc plus complexe, on note trois types fondamentaux : les « émoussés luisants », très arrondis, ont été usés par déplacement dans l'eau ; les « ronds mats », également arrondis, sont piquetés à la suite de nombreux chocs qui se sont produits dans l'air, il s'agit donc des sables éoliens ; les « non usés », anguleux, indiquent une absence de transport ou un transport sans usure. En fait, au cours de leur histoire, les sables sont souvent passés d'une catégorie à l'autre : les dunes marines sont constituées de sables fins marins remaniés par le vent.

Au point de vue minéralogique, les gros éléments sont surtout des fragments de roches, tandis que les sables sont formés de minéraux, du calcaire, des minéraux lourds, des micas et surtout du quartz qui est peu altérable.

Les limons, essentiellement caractérisés par leur dimension, couvrent plusieurs types de matériaux. Certains ont été formés par altération d'une roche-mère en climat tempéré. D'autres sont d'origine fluviatile. D'autres encore, les « loess », de couleur jaune et brune qui sont d'origine éolienne, ne présentent pas de structure nette ; il s'agit d'une formation périglaciaire.

Au point de vue minéralogique, on a surtout des grains fins, en général anguleux, de quartz avec de la calcite, de l'argile, des feldspaths, des micas, des oxydes et hydroxydes de fer.

Les argiles désignent à la fois des minéraux très fins et les formations géologiques constituées avec ces minéraux. La principale caractéristique de l'argile est de pouvoir faire pâte avec l'eau. Les minéraux argileux sont formés d'empilement de feuillets extrêmement fins dont les micas peuvent donner une image. Les feuillets sont obtenus essentiellement par des groupements-plans de tétraèdres formés d'atomes de silicium avec éventuellement de l'aluminium, entourés de quatre atomes d'oxygène ; les feuillets sont liés entre eux par des atomes de métal ou d'eau, l'ensemble pouvant également retenir beaucoup d'eau absorbée.

En allant vers les minéraux les plus fins et les plus plastiques, on distingue les kaolinites, les halloysites, les illites et les montmorillonites qui constituent l'essentiel des bentonites. Au point de vue géologique, on distingue :

- les argiles d'altération provenant de la décomposition de certains minéraux ;
- les argiles de dépôt, glaciaires, fluviatiles, lacustres, marines ou lagunaires.

Les marnes sont des formations argileuses contenant plus ou moins de calcaire et de silice, d'origine détritique ou de précipitation chimique. Comme les argiles, elles ont une origine très variable,

d'où une structure également variable : l'argile peut être dispersée dans toute la masse ou concentrée dans des noyaux ou des feuillets.

Les latérites sont en fait des argiles d'altération; elles proviennent de la décomposition des roches en climat tropical, chaud et humide. Suivant la roche-mère et l'histoire de l'altération, on arrive à des matériaux variés, argileux, sableux, caillouteux; ils sont chargés en oxydes et hydroxydes de fer, en hydrates et silicate d'alumine avec parfois des zones cimentées par de l'oxyde de fer.

La vase est un sédiment fin, mou et compressible, de teinte foncée souvent grise et dont le liant est à la fois minéral et organique; ce liant emprisonne une grande quantité d'eau. Elle se dépose en mer, dans les lacs et rivières. Ce matériau est sujet à un phénomène appelé «thixotropie»: après avoir été rompue, la vase se comporte comme un liquide visqueux, mais elle récupère sa structure si on la laisse reposer.

La tourbe est également molle et compressible, sa couleur est brune à noire. Elle provient de la décomposition sous eau de végétaux souvent encore visibles; alors la structure peut être fibreuse. Elle contient souvent des sédiments détritiques interstratifiés.

Pour étudier le comportement de tous ces matériaux, on en prélève des échantillons qui sont soumis aux différents essais qui vont être maintenant passés en revue.

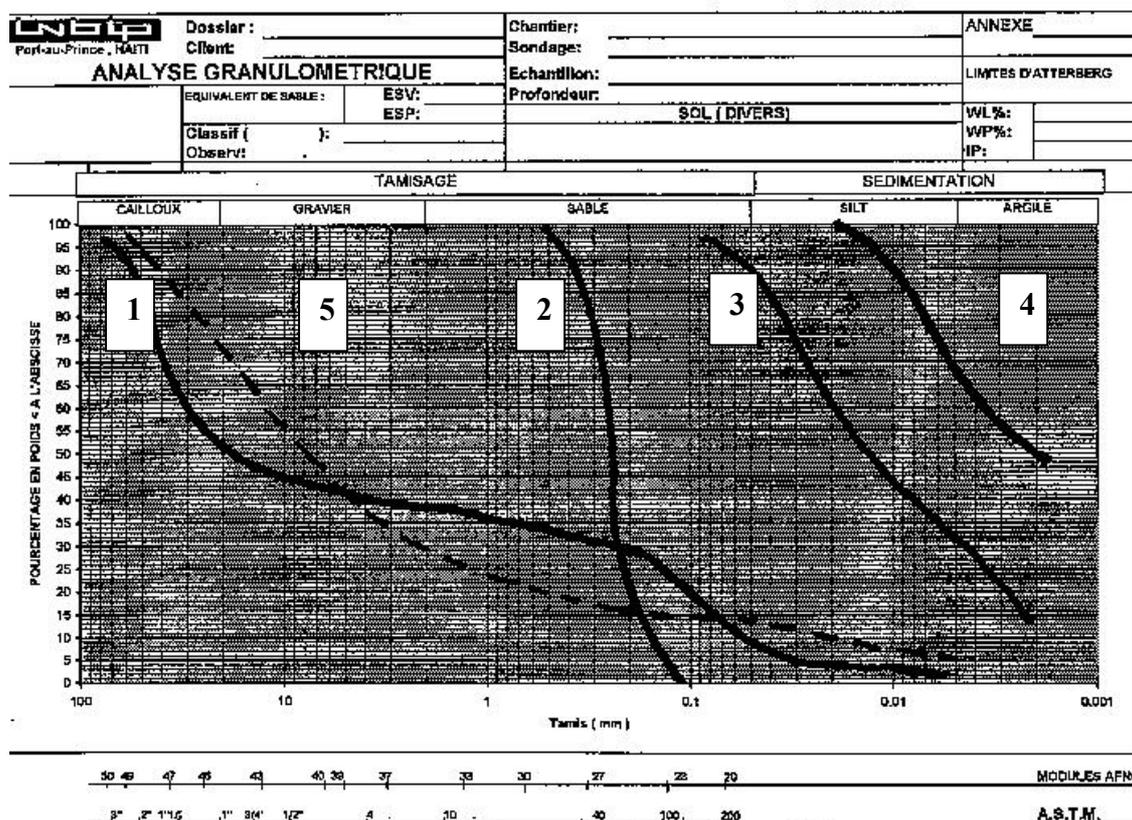
Propriété des sols

1) Géométrie des grains

La composition granulométrique est déterminée par tamisage au moyen d'une série de tamis ou de passoires normalisés pour les éléments supérieurs au diamètre de 0,08 mm et en-dessous par densimétrie.

Le tamisage est effectué de préférence sous eau pour désagréger les mottes de sol et enlever les plus gros éléments sur lesquels pourraient subsister des particules plus fines.

Fig. 1



La sédimentométrie s'appuie sur la loi de Stokes qui donne la vitesse limite en chute libre d'une particule sphérique de poids spécifique donné dans un liquide en fonction du diamètre de la particule. La vitesse est d'autant plus élevée que le diamètre est plus grand; par suite, au bout d'un temps et à un niveau donné, seules subsistent les particules de dimension inférieure à un certain diamètre apparent, et la densité de la suspension est fonction de la concentration en ces particules. Au point de vue opératoire, après avoir dispersé par agitation une faible quantité de la fraction fine du matériau à analyser, on mesure à des intervalles de temps donné la densité de la suspension à l'aide d'un densimètre spécial.

Les résultats donnés en pourcentage du poids sec sont reportés sur des graphiques avec en abscisse à l'échelle logarithmique l'ouverture de la maille et en ordonnée à l'échelle linéaire le pourcentage des grains dont les dimensions sont inférieures ou égales à l'abscisse correspondante.

Des exemples sont montrés sur la figure 1 ci-jointe qui indique également les dimensions limites des différents types de matériaux: cailloux, graviers, sable, silt ou limon, argile. L'examen des courbes permet de définir la composition granulométrique d'un matériau et la qualifier; ainsi le sol représenté par l'échantillon 5 possède une granulométrie relativement étendue et continue, alors que le sable de l'échantillon 2 est bien calibré. Par contre les alluvions de la courbe 1 présentent des discontinuités correspondant au fait que l'on a affaire en réalité à un mélange. L'échantillon 3 est un Limon argileux et le 4 une Argile plastique.

3) Teneur en eau

La teneur en eau w est le rapport du poids de l'eau inclus dans un certain volume de sol, au poids des éléments solides compris

dans le même volume, après dessiccation à l'étuve à 105^0 , $w = W_w/W_s$, elle s'exprime en %. Quand tous les vides entre les grains du milieu sont remplis d'eau, il est saturé.

2) Poids spécifiques – Compacité

Le poids volumique des grains solides γ_s est celui de l'unité de volume des grains du matériau supposé sans vide. Par suite de la composition minéralogique de la croûte terrestre, γ_s est assez constant dans la nature, de l'ordre de 2,7. Le poids volumique humide γ est celui de l'unité de volume du matériau, eau comprise. Le poids volumique sec correspondant γ_d est celui de la même unité de volume après étuvage. On a : $\gamma = \gamma_d(1 + w)$

Pour mesurer le poids spécifique humide, on peut opérer soit par la méthode hydrostatique, par pesées à sec et dans l'eau, soit en pesant la quantité de matériau prélevé dans un volume de capacité connue. La teneur en eau de saturation est:

$$W_{sat} = 1/\gamma_d - 1/\gamma_s$$

L'indice des vides e est égal au rapport du volume des vides, occupés par de l'air ou de l'eau, à celui des grains contenus dans une certaine quantité de sol, $e = V_v/V_s$. Cette caractéristique est liée aux poids spécifiques et à la teneur en eau de saturation.

$$e = (\gamma_s - \gamma_d) / \gamma_d \text{ ou encore : } e = W_{sat} \gamma_s$$

4) Plasticité

La plasticité d'un matériau est sa capacité de faire pâte avec l'eau; elle est liée aux dimensions et à la composition minéralogique des éléments fins, essentiellement les argiles et les limons. Si un matériau préalablement dispersé dans l'eau est séché progressivement, il passe successivement à l'état semi-liquide, à l'état plastique et enfin à l'état pseudo-solide; les deux

limites de liquidité w_L et de plasticité w_p , définies par Atterberg, sont déterminées par les teneurs en eau correspondant aux passages d'un état à l'autre. L'indice de plasticité I_p est la différence entre ces deux limites; il caractérise le domaine de comportement plastique du matériau.

La détermination des limites est faite sur la fraction du matériau passant au tamis de 0,4 mm. w_L est la teneur en eau pour laquelle une rainure pratiquée sur une pâte placée dans une coupelle se referme sur un centimètre au bout de 25 chocs. w_p correspond à la teneur en eau pour laquelle on peut tout juste former des bâtonnets de 3 mm de diamètre ayant 1 à 2 cm de longueur. Le matériau est d'autant plus plastique que w_L et I_p sont plus élevés.

Les limites d'Atterberg permettent de classer les matériaux en fonction de leur plasticité qui a une grande influence sur leur comportement.

5) Propriétés hydrauliques – Écoulement – Perméabilité d'un sol

Comme le sol est constitué de grains entre lesquels se trouvent des vides, l'eau peut circuler à travers cet assemblage. Il faut noter que cet écoulement se produit même dans les argiles, bien qu'il ne soit guère apparent.

Quand l'écoulement est permanent et laminaire, donc non turbulent, la vitesse moyenne de l'eau à travers le sol saturé est: $v = q/s = ki$ ou encore $v = ki$, q est le débit pendant le temps unitaire; s la section à travers laquelle se produit la circulation; i le gradient hydraulique, rapport de la charge dissipée Δh à la longueur parcourue Δl ; k (cm/s) coefficient de perméabilité du milieu (pour l'eau).

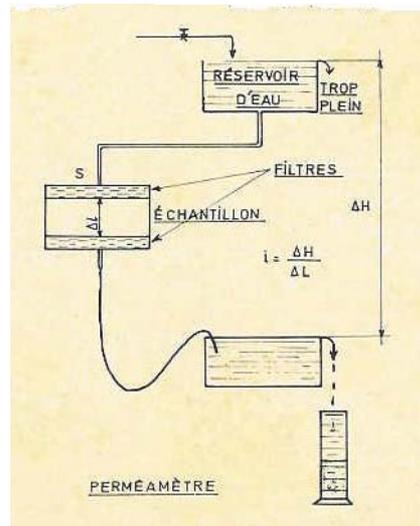
Cette dernière caractéristique peut être mesurée en laboratoire à l'aide d'un «perméamètre» (voir fig. 2): on mesure la

quantité d'eau qui s'écoule à travers une éprouvette de dimension géométrique connue sous une charge hydraulique constante ou variable.

Evidemment le coefficient de perméabilité est d'autant plus faible que les matériaux sont plus serrés que les grains, et donc les interstices sont plus fins. Des ordres de grandeur de la perméabilité sont donnés dans le tableau ci-après pour différents matériaux:

Graviers	10 à 10^{-1} cm/sec
Sables	10^{-1} à 10^{-3} cm/sec
Limons	10^{-4} à 10^{-7} cm/sec
Argiles	10^{-7} à 10^{-9} cm/sec

Fig. 2



P

Par ailleurs, comme très souvent, les sols ne sont pas isotropes à cause de leurs conditions de dépôt, la perméabilité peut varier suivant la direction vers laquelle se produit l'écoulement. Ainsi dans les alluvions la perméabilité horizontale est fréquemment dix fois supérieure à la perméabilité verticale.

6) Déformabilité de consolidation et tassement

Si l'on applique à un milieu granulaire non saturé une contrainte inférieure à celle de rupture, celle-ci est transmise aux grains

qui, pris isolément, ne subissent qu'une légère déformation élastique, alors que l'ensemble peut tasser, essentiellement par suite du rapprochement des grains.

Mais si le milieu est complètement confiné et en outre saturé, comme l'eau est infiniment moins compressible que l'arrangement des grains, une surcharge appliquée au milieu sera reprise intégralement par l'eau contenue dans les interstices dont la pression augmentera; par contre, la contrainte «effective» entre les grains ne changera pratiquement pas et donc n'entraînera pas leur rapprochement. Si l'eau s'échappe, sa pression va diminuer et les grains vont progressivement supporter la surcharge et leur ensemble va tasser; la déformation ne se stabilisera que lorsque la surcharge sera intégralement reprise par le squelette solide; le matériau sera alors «consolidé» sous la pression appliquée.

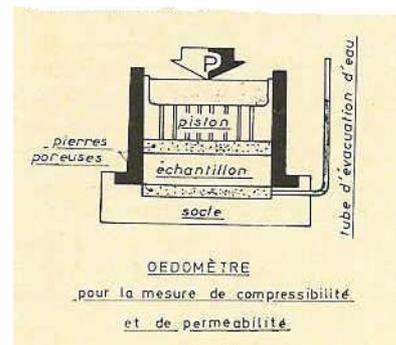
La rapidité de cette opération dépend de la perméabilité du milieu. La consolidation est quasi instantanée avec les sables et graviers, encore rapide avec les limons, très longue avec les marnes et encore plus avec les argiles.

Le phénomène décrit précédemment correspond au tassement primaire ou hydro-dynamique des sols. Au cours du temps se produit également un réaménagement des grains sous charge qui conduit au tassement «secondaire».

Pour étudier la compressibilité des sols saturés, on utilise l'oedomètre qui est essentiellement constitué par un cylindre muni à sa base d'une pierre poreuse et dans lequel on place l'échantillon à analyser; grâce à un piston on applique au matériau les pressions croissantes, puis décroissantes et on mesure la déformation sous chacune des charges appliquées (voir fig. 3).

Les résultats obtenus sont reportés sur un graphique donnant l'indice des vides e en fonction du logarithme de la pression normale appliquée. Dans cette représentation la déformation de tassement est sensiblement linéaire, ce qui veut dire que l'on a une loi de type exponentiel. Il convient aussi de préciser que l'essai correspond à une déformation axiale sans dilatation latérale.

Fig. 3



Les courbes obtenues sont assez caractéristiques des différents matériaux étudiés. Les sables tassent peu au chargement et ne gonflent pratiquement pas au déchargement; les limons le font un peu plus. Les vases et argiles molles sont très compressibles.

Sous de faibles charges une argile raide ne tasse pratiquement pas, elle se déforme de façon importante seulement lorsque la contrainte dépasse la pression de consolidation; au déchargement, qui évidemment a lieu en présence d'eau, elle peut gonfler et même dépasser son volume initial avant essai. Ce phénomène est d'autant plus important que la plasticité est plus élevée et que l'argile a été plus chargée: c'est le cas des «argiles gonflantes» qui présentent des dangers pour la stabilité des ouvrages.

Lorsque l'on a affaire à des sols grossiers ou des roches fracturées, cette méthode ne peut être appliquée et l'on recourt à des essais de chargement en place: on mesure la déformation de la surface du milieu

chargé à l'aide d'une plaque, ou encore celle de parois d'un forage soumis à des pressions.

7) Résistance mécanique

La rupture dans un sol a lieu lorsque se produit un cisaillement dans le matériau, lorsqu'une partie du milieu se désolidarise du reste.

Sur la surface de rupture, la résistance au cisaillement τ est fonction de la contrainte normale σ_n appliquée, du frottement interne ϕ du matériau et de sa cohésion c :

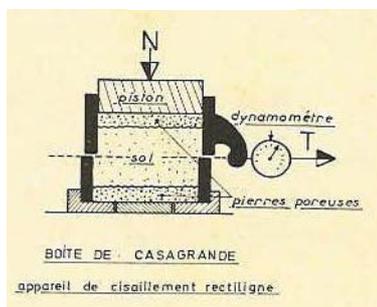
$$\tau = \sigma_n \operatorname{tg} \phi + c$$

C'est la «Loi de Coulomb».

Pour déterminer les caractéristiques mécaniques du sol, on utilise l'appareil de cisaillement rectiligne ou l'appareil triaxial.

Le premier, appelé «Boîte de Casagrande» est constitué de deux demi-boîtes superposées remplies du matériau à analyser que l'on charge à l'aide d'un piston (voir fig.4). On mesure sous une

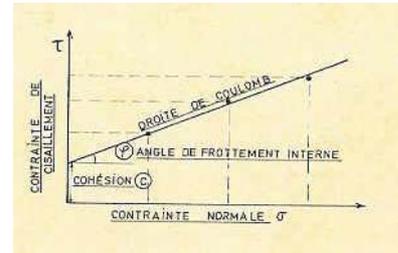
Fig. 4



contrainte donnée l'effort nécessaire pour obtenir le cisaillement du matériau. En opérant sous diverses pressions on obtient les valeurs correspondantes de l'effort de cisaillement, ces valeurs sont placées sur

un graphique où l'on porte généralement σ en abscisse et τ en ordonnée (fig. 5).

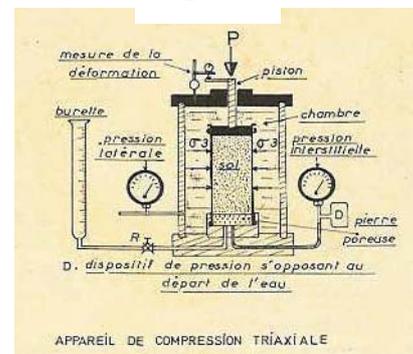
Fig.5



Les points ainsi placés sont assez bien alignés et déterminent la droite de Coulomb, et donc le frottement interne et la cohésion du matériau.

L'appareil de compression triaxiale muni d'un dispositif de mesure de la pression interstitielle permet de mieux étudier le phénomène. Avec cet appareil (voir fig. 6)

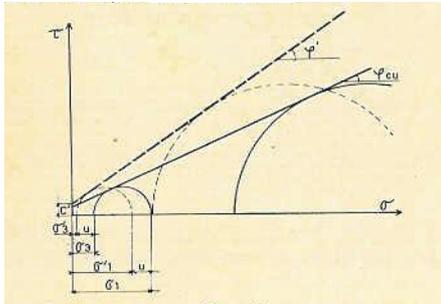
Fig. 6



on mesure la contrainte limite à la compression σ_1 d'éprouvettes cylindriques placées verticalement dans une cellule dans laquelle on fait régner une pression $\sigma_2 = \sigma_3$; σ_1 et σ_3 sont dans le cas présent les contraintes principales maximales du matériau au moment de la rupture; l'état de contrainte peut être représenté par un cercle appelé **Cercle de Mohr** dont le diamètre est défini par les points représentatifs des contraintes et dont le

centre se trouve à l'abscisse $(\sigma_1 + \sigma_3)/2$. La droite de Coulomb (fig. 7) est tangente aux différents Cercles de Mohr correspondant aux différentes pressions latérales d'essais adoptées.

Fig. 7



Cependant, à la base de l'échantillon dans l'appareil triaxial, généralement se trouve une pierre poreuse saturée reliée à deux canalicules également pleins d'eau; le premier donne sur l'extérieur et peut être fermé à l'aide du robinet R, l'autre est relié à une cellule manométrique. Si après avoir appliqué à l'éprouvette une certaine contrainte σ_3 , on laisse R ouvert, le matériau se consolide progressivement grâce au départ de l'eau en excès par le premier tube. Lorsque cette opération est réalisée, on peut fermer R, si on effectue un essai de compression, en même temps que la pression verticale appliquée augmente on voit peu à peu monter la pression de l'eau interstitielle, pression qui doit être retranchée des contraintes principales apparentes si l'on veut connaître la pression effective qui règne entre les grains. On a:

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

Les Cercles de Mohr correspondant aux contraintes effectives sont déduits des cercles apparents par une simple translation de u , pression interstitielle à la rupture. On peut ainsi déterminer le frottement et la cohésion effectifs ϕ' et c' (voir fig. 7).

(Référence : Yves LEBEGUE, Le Bloc)