

Définition de la réserve utile

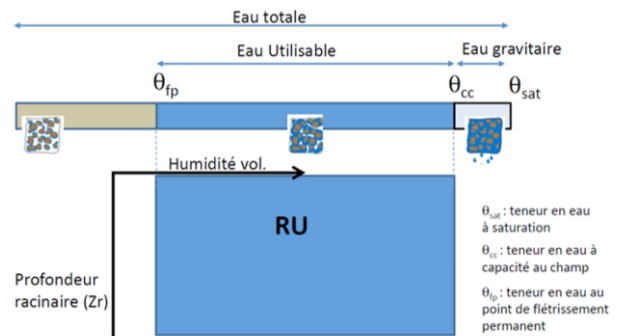
Le concept de réserve utile « moderne » est apparu lorsqu'il a été démontré qu'à saturation, toute l'eau présente dans le sol n'était pas accessible aux plantes mais qu'une partie de cette eau était liée au sol (King, 1899 ; Israelsen et West, 1922). En effet, seule une fraction de l'eau capillaire du sol peut être absorbée par les plantes (Burel, 2018).

Ainsi, la réserve utile en eau du sol (RU) est la quantité d'eau maximale que le sol peut contenir et qui est mobilisable par les plantes pour leur alimentation hydrique et leur transpiration sur un long terme et dans lequel puisent les racines. Elle dépend fortement des caractéristiques physiques du sol et de la capacité de la végétation à y développer un système racinaire (Dewaele, 2017).

La RU est généralement exprimée en millimètres d'eau pour une épaisseur de sol donnée qui tient compte de la profondeur maximale d'enracinement du sol.

On parle alors de Réserve Utile Maximum (RUM) qui correspond à l'humidité volumique à la capacité au champ θ_{cc} (ou teneur en eau volumique en $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ présente dans le sol après le drainage de l'excès d'eau suite à une saturation θ_{sat}) à laquelle on soustrait l'humidité volumique au point de flétrissement permanent θ_{fp} (ou teneur en eau volumique en $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ théorique en dessous duquel une plante ne peut plus récupérer du flétrissement) pour une profondeur racinaire donnée (figures 1 et 2).

Elle correspond donc à la quantité d'eau stockée dans un certain volume de sol (volume exploité par les racines) entre des valeurs d'humidité limites correspondant à la capacité au champ et au point de flétrissement permanent.



Fiche technique n°27
La réserve utile du sol

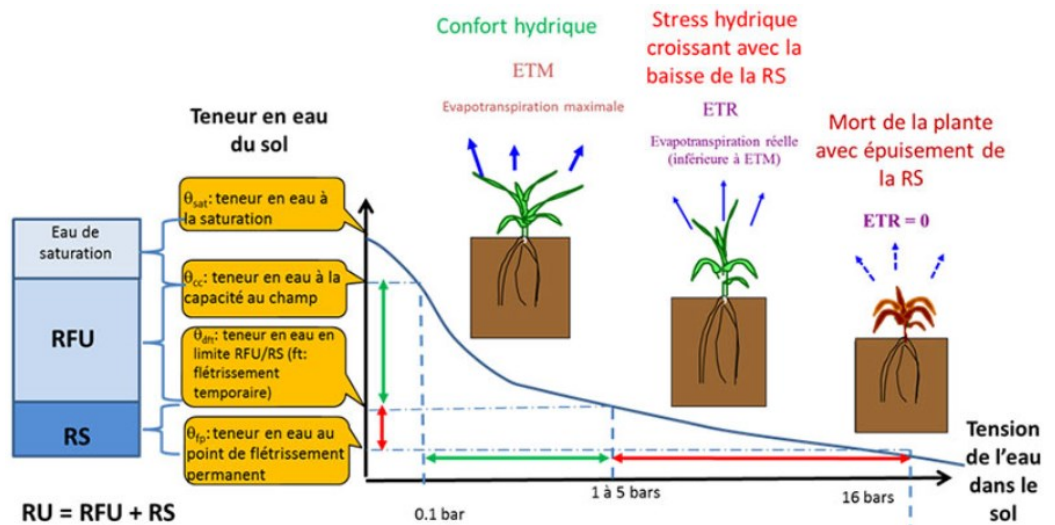


Figure 2 : relations entre la teneur en eau du sol, la tension de l'eau dans le sol et le statut hydrique d'une culture (Arvalis, 2024).

En moyenne, on considère que l'humidité volumique à la capacité au champ θ_{cc} correspond à la quantité d'eau qui peut être retenue par le sol pour une tension de succion du sol³ de -10 kPa (-0,1 bar ou $pF = 2$) (Labidi et al., 2017).

L'humidité volumique au point de flétrissement permanent θ_{fp} désigne la quantité d'eau dans le sol qui est retenue avec une énergie supérieure à celle que les plantes sont capables de mobiliser pour l'extraire. Dans les zones tempérées et pour les grandes cultures, on estime en moyenne que ce seuil correspond à la quantité d'eau retenue par le sol pour une succion de -1580 kPa (-16 bars ou $pF = 4,2$) (Labidi et al.,

³ La force de succion du sol ou potentiel matriciel (Ψ_m) est une composante du potentiel hydrique Ψ .

2017). Cette valeur dépend à la fois de la texture du sol et des caractéristiques physiologiques de la plante.

La réserve utile est composée de deux compartiments (Dewaele, 2017) (figure 3) :

- **Réserve Facilement Utilisable** (RFU ; de θ_{cc} à θ_{ft}) qui représente la quantité d'eau que la plante peut utiliser sans que sa croissance soit affectée par un stress hydrique. Elle représente en général de 40 à 80 % du RU selon la profondeur du sol et les espèces cultivées.

- **Réserve Difficilement Utilisable** (RDU) ou **Réserve de Survie** (RS), qui correspond à la quantité d'eau disponible pour la plante avant d'atteindre le point de flétrissement permanent (θ_{fp}). À partir de ce seuil, la plante commence à ressentir un stress hydrique qui affecte sa croissance.

La RFU représente une part plus faible de la RU dans les sols profonds que dans les sols superficiels car l'eau y est moins facile à cause de la plus faible densité racinaire en profondeur.

La réserve utile est un paramètre essentiel pour la croissance des végétaux car elle détermine la capacité de la plante à réagir face à un stress hydrique, influençant ainsi la variabilité interannuelle de la biomasse.

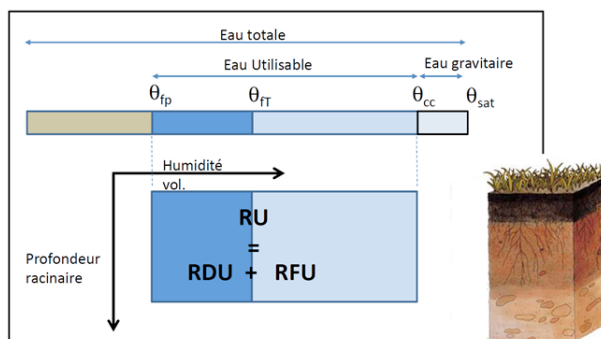


Figure 3 : la Réserve Facilement Utilisable (RFU) et la Réserve Difficilement Utilisable (RDU) (Seger et al., 2019).

Point de flétrissement permanent

Le point de flétrissement permanent (pF) correspond au niveau d'humidité du sol à partir duquel une plante ne peut plus maintenir sa turgescence. Cela ne signifie pas nécessairement que l'eau du sol est totalement inaccessible à la plante, mais représente la limite inférieure de l'eau disponible pour celle-ci. Le pF est généralement estimé à 15 atm (≈ 15200 hPa), soit environ $pF = 4,2$ (Czyż et Dexter, 2013).

Cependant, l'estimation du pF présente certaines limites (Burel, 2018) :

- en conditions réelles, le pF dépend de la répartition des racines et de leur capacité à puiser l'eau dans l'ensemble du profil du sol (Hillel, 2014). En effet, même si l'humidité d'une couche de sol est inférieure au point de flétrissement, la plante ne subira pas nécessairement de stress important si elle peut accéder à l'eau ailleurs grâce à son système racinaire.
- dans les sols salins, l'humidité au point de flétrissement diffère de celle du $pF = 4,2$ en raison du faible potentiel osmotique du sol⁴ qui s'ajoute aux forces capillaires, réduisant ainsi l'accès à l'eau pour la plante.
- pour certaines plantes, le point de flétrissement peut être plus bas (Kirkham, 2023) ou plus élevé (Lambers et al., 2008) selon les cas. Ainsi, l'humidité correspondant au $pF = 4,2$ caractérise surtout le point de flétrissement pour les espèces couramment cultivées.

Capacité au champ

La capacité au champ est définie comme la teneur en eau du sol après que l'eau « excédentaire » (eau gravitaire) se soit évacuée par gravité et que le drainage soit « négligeable » 2 à 3 jours après une pluie. (Doussan et al., 2017).

4 Dans les sols salins, l'absorption de l'eau par les plantes est rendue plus difficile en raison de la concentration élevée en sels dissous dans l'eau du sol. Cette concentration élevée abaisse le potentiel osmotique du sol, le rendant plus négatif que celui de la plante. Le potentiel osmotique exprime la capacité d'une solution à attirer l'eau (déplacement de l'eau du milieu le moins concentré vers le plus concentré ou du potentiel osmotique le moins négatif vers le plus négatif) et une forte concentration en sels empêche donc l'eau de se déplacer vers les racines, bien que l'eau soit physiquement présente dans le sol.

La plante, confrontée à ce gradient osmotique défavorable, ne parvient pas à absorber efficacement l'eau. A ce phénomène s'ajoute les forces capillaires du sol sur l'eau limitant sa disponibilité pour les racines. En conséquence, dans les sols salins le point de flétrissement est atteint plus rapidement que dans les sols non salins.

Profondeur de la réserve hydrique accessible aux racines des plantes

La profondeur d'accessibilité en eau est fortement reliée à la profondeur d'enracinement (Entz et al., 1992 ; Stahl et al., 2013).

Cependant, malgré cette forte relation, il peut tout de même y avoir une différence plus ou moins importante entre la profondeur d'enracinement et la profondeur de prélèvement de l'eau par les plantes qui (Entz et al., 1992 ; Combres et al., 1999).

En effet, la profondeur de prélèvement de l'eau dépasse celle de l'enracinement en raison de la dépression causée par l'absorption d'eau par la plante qui génère un gradient de potentiel hydrique vers les racines, entraînant ainsi le déplacement de l'eau dans cette direction (Burel, 2018). Selon la porosité des sols, la différence entre la profondeur d'enracinement et le volume qui contribue effectivement à l'alimentation en eau de la plante peut être plus importante, notamment dans les sols très argileux (Burel, 2018).

Par ailleurs, la profondeur d'enracinement ne correspond pas à une valeur fixe mais plutôt à une gamme de valeurs car la répartition des racines dans le sol n'est pas homogène et peut varier selon l'emplacement de l'échantillonnage, ce qui entraîne des différences dans les mesures de profondeur d'enracinement (Burel, 2018). Même si la mesure indique la profondeur maximale des racines pour un plant donné, elle ne reflète pas nécessairement celle de l'ensemble des plants.

Ainsi, la profondeur racinaire maximale d'une culture est une estimation théorique avec une incertitude quant à sa représentativité (Burel, 2018). Cette profondeur dépend principalement de l'espèce et de la variété de la plante (Hamblin et Hamblin, 1985), ainsi que du stress hydrique, qui encourage la croissance des racines en profondeur (Guswa, 2008, 2010 ; Schenk et Jackson, 2002) : en l'absence ou en cas de faible stress hydrique, la plante limite la production de racines inutiles, concentrant l'absorption d'eau en surface (Schulze et al., 1996).

Pour transporter l'eau des couches profondes vers les parties aériennes, la plante doit non seulement produire de nouvelles racines, mais aussi maintenir un gradient de potentiel hydrique entre les racines profondes et les parties aériennes par divers mécanismes. Ce processus engendre un coût énergétique significatif pour la plante (Zholkevich, 1981 ; Schwenke et Wagner, 1992 ; Mullet et Whitsitt, 1996 ; Bramley et al., 2007).

De nombreux facteurs peuvent influencer la profondeur d'enracinement des plantes (Burel, 2018) :

- le niveau de la nappe phréatique peut limiter le développement des racines en provoquant une anoxie racinaire, c'est-à-dire un manque d'oxygène (Chaudhary et al., 1975 ; Malik et al., 2001).
- les conditions climatiques (Schenk et Jackson, 2002) affectent à la fois la croissance des cultures et le bilan hydrique.
- la présence d'éléments toxiques dans le sol peut entraver le prélèvement d'eau et la croissance des racines (Bramley et al., 2007).
- la structure et la compaction du sol peuvent freiner le développement racinaire (Lipiec et Hatano, 2003 ; Unger et Kaspar, 1994) et l'activité humaine (passage de tracteurs et travail du sol) contribue à ce tassement et à la modification de la densité apparente du sol (Czyż, 2004 ; Kay et VandenBygaart, 2002).
- une carence en nutriments peut indirectement réduire la profondeur maximale d'enracinement en limitant la croissance racinaire (Barraclough et al., 1989).

La notion de profondeur potentiellement accessible à la plante pour la ressource en eau peut être ainsi considérée de différentes façons (Burel, 2018) :

- en considérant une profondeur fixe
- en assimilant la profondeur de sol comme une profondeur maximale accessible aux racines
- en considérant la profondeur d'enracinement maximale par espèce/variété

Densité apparente

Outre le fait d'indiquer la compaction et la porosité des sols (Czyż, 2004 ; Lipiec et al., 2003), la densité apparente est utilisée pour calculer la réserve utile en eau.

Bien qu'elle soit souvent considérée constante dans les calculs de la réserve utile

(Bruand et al., 1996 ; Quentin et al., 2001 ; Combres et al., 1999), elle peut fluctuer au fil du temps, notamment en fonction de la capacité au champ (Alletto et Coquet, 2009 ; Schwen et al., 2010) et particulièrement en surface avec la formation de croûtes de battance (Strudley et al., 2008).

Ces variations influencent également la distribution de la porosité (McNabb et al., 2001), modifiant ainsi les propriétés de rétention d'eau du sol.

Toutefois, une densité apparente constante a peu d'impact sur l'estimation de la réserve utile (Burel, 2018). La relation entre densité apparente et humidité dépend de la nature du sol, notamment de sa teneur en argile et en matière organique, deux facteurs étroitement liés à la structure du sol (Wösten et al., 2001 ; Rawls et Pachepsky, 2002 ; Tranter et al., 2007).

Considération des cailloux dans le calcul de la réserve en eau

Pour les sols très caillouteux, la prise en compte des cailloux n'est pas négligeable dans le calcul de la réserve utile (Combres et al., 1999). En effet, ignorer la présence de cailloux peut entraîner une surestimation de la capacité au champ et donc de la réserve utile jusqu'à 39 % (Paruelo et al., 1988 ; Cousin et al., 2003).

En outre, selon la nature des cailloux, ceux-ci peuvent agir comme une réserve d'eau supplémentaire, non immédiatement disponible pour les plantes, mais qui peut être restituée plus tard au sol et aux plantes (Cousin et al., 2003 ; Tetegan et al., 2011).

Ne pas tenir compte de cette capacité de stockage peut sous-estimer l'eau disponible, tandis que la considérer peut conduire à une surestimation (Cousin et al., 2003).

Ainsi, dans les sols fortement caillouteux où les pierres ont la capacité de retenir de l'eau, le concept de réserve utile atteint ses limites. Il doit être complété par l'intégration du processus de restitution de l'eau contenue dans les cailloux pour refléter correctement la disponibilité en eau pour les plantes (Burel, 2018).

Domaine de validité de la réserve utile

Sur la base des travaux ayant conduit à la définition actuelle de la réserve utile, il est possible d'en déterminer un domaine de validité.

La réserve utile est applicable uniquement dans les cas suivants (Burel, 2018) :

- les variations de la réserve utile au fil du temps sont négligeables, notamment si elle est définie sur plusieurs années
- le sol contient peu ou pas de cailloux
- les racines ne peuvent pas pénétrer la roche mère ni y puiser de l'eau
- la profondeur de la réserve utile n'est pas ou peu influencée par un aquifère
- elle concerne des plantes cultivées sans stratégie particulière de prélèvement d'eau (excluant les xérophytes, éphémérophytes, bryophytes, etc...)

Texture du sol et réserve utile

On constate sur la figure 4 que la texture du sol influence directement la réserve utile : elle est très faible pour les sables, maximale pour les limons et décroît dans les textures argileuses. En effet, plus la texture est fine, plus la réserve utile du sol est importante. Les fiches techniques donnent les gammes suivantes pour un sol non caillouteux (Gendry, 2018) :

- de 0,9 à 1,2 mm/cm pour une texture grossière (sable)
- de 1,3 à 1,6 mm/cm pour une texture moyenne
- de 1,8 à 2,0 mm/cm pour une texture fine (argile, argilo-limoneux, argilo-sableux)

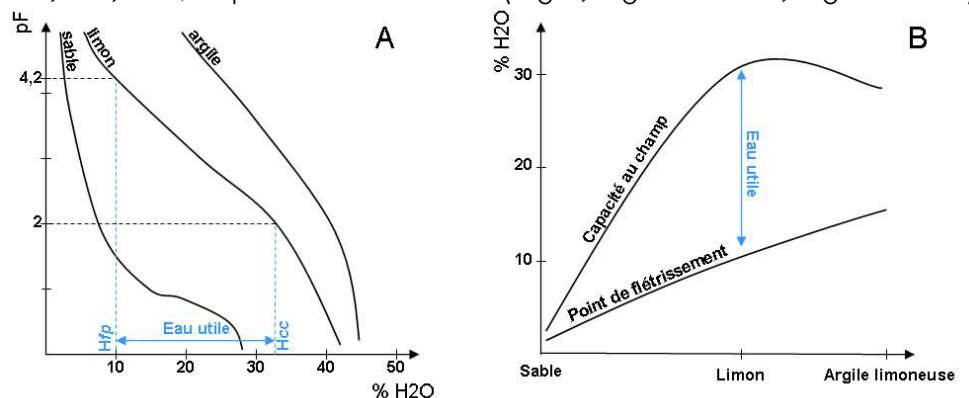


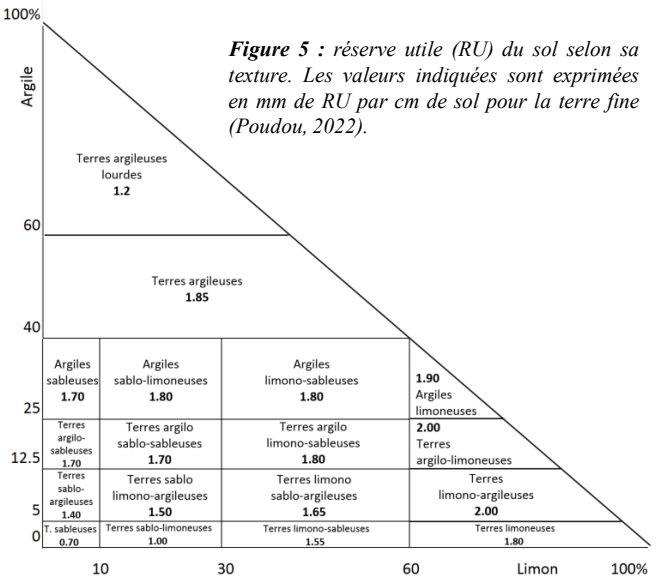
Figure 4 : (A) Courbes de rétention de trois sols de textures différentes. (Duchaufour, 2004).

(B) Réserve utile en fonction de la texture (l'eau utile a été représentée pour les limons) (Duchaufour, 2004).

Une appréciation plus fine de la réserve utile selon la classe texturale peut être faite sur la base de la figure 5.

Formule de calcul de la RU

La profondeur de la réserve utile est soit préétablie indépendamment de la profondeur réelle de sol ou de la profondeur de prélèvement par les racines, soit il s'agit de la profondeur de sol ou encore elle est définie comme étant la profondeur maximale d'enracinement.



La formule ci-dessous calcule la RU par horizon de sol en prenant en compte les horizons du sol aux propriétés texturales et structurales différentes ainsi que la profondeur d'enracinement (Doussan et al., 2017) :

$$RU_i = e_i * DA_i * (H_{cci} - H_{fpi}) * (100 - C_i) / 100$$

Avec pour l'horizon considéré :

- RU_i : Réserve Utile de l'horizon (mm ou l.m-2)
- e_i : épaisseur de l'horizon (mm)
- DA_i : Densité apparente ou masse volumique sèche de l'horizon (g.cm-3)
- H_{cci} : humidité massique à la capacité au champ de l'horizon (g.g-1)
- H_{fpi} : humidité massique au point de flétrissement permanent de l'horizon (g.g-1)
- C_i : pourcentage volumique d'éléments grossiers de l'horizon

La RU maximale sur l'enracinement maximal ou la profondeur du sol sera donc donnée par la formule :

$$RU = \sum_i t_i \cdot RU_i$$

Selon Duchaufour (2004), l'humidité massique à la capacité au champ H_{cc} correspond à $pF = 2$, tandis que l'humidité massique au point de flétrissement permanent H_{fp} est obtenue à $pF = 4,2$.

Cependant, de nombreux auteurs contestent ces valeurs et utilisent souvent des pF compris entre 1,5 et 2 pour estimer H_{cc} (Trouche et al., 1999 ; Morvan et al., 2004). En effet, le potentiel hydrique associé à la capacité au champ varie en fonction de la texture du sol. Il est néanmoins généralement admis que la teneur en eau à $pF = 2$ ($\Psi = -100$ hPa) constitue une approximation acceptable de H_{cc} (Bruand et al., 1996, 2002).

Quant à la force de succion au point de flétrissement permanent, elle est largement consensuelle (16 bars, soit $pF = 4,2$), bien que cette valeur dépende en réalité des capacités de succion racinaire des espèces végétales. En pratique, une succion de 16 bars à H_{fp} est adaptée à la majorité des plantes cultivées et forestières (Vauthier, 2011).

Par ailleurs, d'autres processus intervenant dans le calcul de la RU ne sont pas pris en compte dans cette équation (figure 6).

Dans cette équation, la densité racinaire est supposée constante tout au long du profil racinaire. En réalité, la densité des racines varie avec la profondeur, étant généralement plus élevée en surface et diminuant en profondeur. Par conséquent, la capacité de la plante à extraire l'eau du sol n'est pas uniforme sur l'ensemble de la profondeur racinaire (Feddes et al., 2001).

De plus, le type de racines, qu'elles soient jeunes ou matures, influence également

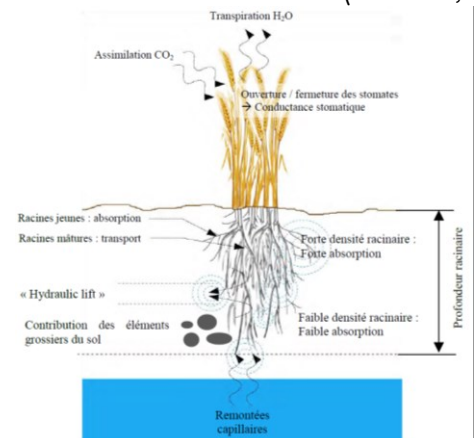


Figure 6 : bilan des processus physiques et biologiques aux interfaces sol/plante et plante/atmosphère (Dewaele, 2017).

l'extraction de l'eau du sol (Bechmann et al., 2014 ; Guderle et al., 2015). Ainsi, à profondeur racinaire égale, la répartition entre les racines matures, responsables du transport de l'eau, et les racines jeunes, impliquées dans l'absorption, a un impact significatif sur le calcul de la réserve utile au sein d'une même espèce végétale (Siqueira et al., 2008 ; Bechmann et al., 2014).

Enfin, les remontées capillaires au-dessus de la nappe phréatique peuvent fournir de l'eau aux plantes lorsque leurs racines atteignent cette zone. Siqueira et al. (2008) et Jarvis (2011) ont démontré en cas de sécheresse importante que les racines pouvaient redistribuer l'eau en la transportant des couches les plus humides du sol vers celles où l'eau est en déficit. Ce phénomène d'ajustement de la teneur en eau le long du profil racinaire est appelé « hydraulic lift ».

La RU est un paramètre difficile à observer et ses définitions varient. Les simplifications et hypothèses utilisées pour son estimation telles que l'hypothèse d'une extraction d'eau constante le long du profil racinaire, l'absence d'informations sur la répartition des types de racines en fonction de la profondeur, ainsi que le non-pris en compte des processus comme les remontées capillaires et l'« hydraulic lift » peuvent influencer la représentation du stress hydrique des plantes dans les modèles agronomiques.

Evaluer la RU du sol (Poudou, 2022)

(1) Effectuer un sondage du sol à l'aide d'une tarière, en prélevant des échantillons tous les 20 cm de profondeur afin d'évaluer la texture des différents horizons.

(2) Tenir compte de la pierrosité du sol car on considère que les éléments grossiers (de taille supérieure à 2 mm) ne participent pas à la rétention d'eau et que seule la terre fine assure le stockage.

Il convient donc de déterminer la proportion d'éléments grossiers dans chaque horizon afin de calculer la part de terre fine.

L'estimation de la pierrosité se fait visuellement à la surface du sol ou sur chacun des horizons d'un profil cultural, à l'aide d'une grille d'estimation du pourcentage en éléments grossiers (figure 7).

Ces grilles sont utilisables pour une étude de surface ou de la profondeur (profil cultural). Sur ces grilles d'estimation chaque quart de carré a la même proportion de cailloux en surface mais pas le même nombre.

(3) Prélever une petite quantité de terre fine et façonner une boule de 5 à 10 cm de diamètre. Le tableau 1 permet de déterminer la texture du sol en fonction de sa sensation au toucher.

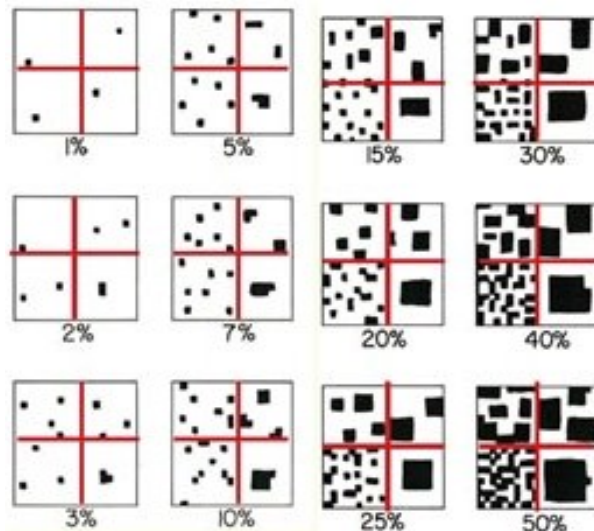


Figure 7 : grille d'estimation de la pierrosité du sol (d'après Revised Standart soil Chart)

MODELAGE D'UNE BOULE DE TERRE	DESCRIPTION AU TOUCHER	TEXTURE
Pas de modelage possible	Toucher rugueux, émet un son grinçant	Sableux
Boule qui se désintègre quand on la presse	Toucher râpeux, émet un son grinçant	Sablo-limoneux
Boule homogène qui se fissure quand on la presse	Toucher légèrement râpeux, émet un son grinçant	Limono-sableux
Boule homogène qui se déforme sans se fissurer	Sensation savonneuse, douce, légèrement collante	Limons
	Sensation très douce, terre collante et plastique	Limono-argileux
Réalisation d'un boudin à partir d'une boule de terre	Toucher très doux, terre très collante et très plastique	Argilo-limoneux, argiles
	Possible	Argile > 10%
	Impossible	Argile < 10%

Réalisation d'un anneau avec le boudin de terre	Fissuration avant la moitié de la fermeture de l'anneau	Limons > Argiles	Limono-argileux
	Fissuration aux ¾ de la fermeture de l'anneau	Argiles > Limons	Argilo-limoneux
	Fermeture complète de l'anneau	Argiles > 30%	Argileux

Tableau 1 : évaluation de la texture d'un sol au toucher (Poudou, 2022).

(4) La figure 5 permet de déterminer la réserve utile du sol en fonction de sa texture. Les valeurs présentées sont exprimées en mm de RU par cm de sol pour la fraction de terre fine.

(5) Déterminer la Réserve Facilement Utilisable (RFU). La RFU correspond à la partie de la RU effectivement exploitée par les racines et utilisable par la plante. Elle dépend donc de l'enracinement des cultures et diminue en profondeur :

- 2/3 de la RU pour un sol très bien enraciné
- 1/2 de la RU pour un sol moyennement enraciné
- 1/3 de la RU pour un sol moins bien enraciné

L'observation de l'enracinement en profondeur peut se faire à partir de profils culturaux, à partir de profils pédologiques sur l'ensemble de la profondeur du sol (à la floraison, lorsque l'enracinement est maximum) ou à partir de sondages à la tarière (observation aléatoire, peu fiable).

La densité de l'enracinement sera évaluée en prenant en compte les éléments suivants :

- La compaction et structure du sol. Un sol à structure fine favorise un enracinement dense tandis qu'un sol compact limite la densité et la profondeur des racines.
- L'hydromorphie du sol. Un sol hydromorphe non drainé restreint l'enracinement en profondeur.
- L'observation des plantes pendant les périodes de sécheresse aide à mieux estimer la RFU et la RU des sols, les sols profonds à forte RU et RFU permettant aux plantes de mieux résister à la sécheresse.
- L'activité biologique du sol. Un sol biologiquement actif possède une structure et une porosité plus propices au développement des racines et la matière organique améliore les capacités de stockage d'eau du sol.
- L'activité des vers de terre. Les vers anéciques, par leurs galeries, facilitent un enracinement en profondeur, leurs tunnels pouvant atteindre 5 à 6 mètres.

(6) Reporter l'ensemble des ces données (pierrosité, texture, RU en fonction de la texture et le taux de RFU) dans le tableau 2 pour calculer la RU et RFU approximative de votre sol.

PROFIL DE SOL, CALCUL RU ET RFU						
Profondeur des horizons (en cm)	Pierrosité (% d'éléments grossiers)	Texture	Taux de RU (selon triangle de texture)	RU : profondeur x taux de RU x (100-pierrosité)	Taux de RFU (selon qualité enracinement)	RFU : RU x taux de RFU
H1 :						
H2 :						
H3 :						
H4 :						
H5 :						
Total						

Tableau 2 : tableau de calcul de la RU et RFU du sol par horizon (Poudou, 2022).

Contribution de la Matière Organique du Sol à la Réserve Utile du Sol

En raison de sa nature hydrophile, la Matière Organique du Sol (MOS) peut retenir et maintenir une quantité importante d'eau (figures 8 et 9) : elle peut donc être un facteur important pour augmenter la RU du sol (Huntington, 2006 ; Mujdeci et al., 2017 ; Smith, 2018 ; Abdallah et al., 2019).

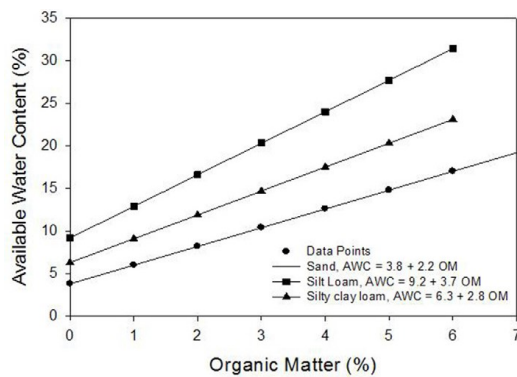


Figure 8 : relation entre la matière organique du sol et la teneur en eau disponible pour trois types de sols (Hudson, 1994).

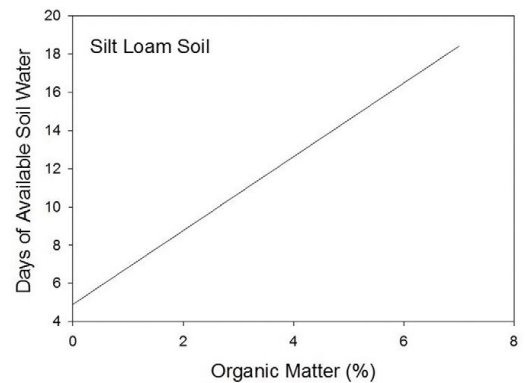


Figure 9 : relation entre les jours de réserve en eau disponible du sol et la teneur en matière organique du sol pour un sol limoneux (Hudson, 1994).

Par conséquent, les sols riches en matière organique peuvent absorber et retenir l'eau pendant les précipitations ou l'irrigation, puis la libérer aux plantes lorsque le sol commence à se dessécher (Bhadha et al., 2017 ; Ankenbauer et Loheide, 2017).

De plus, la MOS augmente la teneur en eau à la capacité au champ plus qu'au point de flétrissement permanent (Huntington, 2006 ; Murphy, 2015).

Des études ont montré des effets positifs substantiels de la MOS sur la RU du sol. Par exemple, le Service de conservation des ressources naturelles du Département de l'Agriculture des États-Unis a estimé que pour chaque augmentation de 1 % de la MOS dans le sol, les terres agricoles américaines pourraient stocker une quantité d'eau équivalente à celle qui coule au-dessus des chutes du Niagara pendant 150 jours (Nichols, 2015). Eden et al., (2017) ont passé en revue 17 expériences de terrain à long terme qui ont étudié les effets des amendements organiques et ont constaté une augmentation significative de la RU. Moebius-Clune et al., (2008) ont observé une augmentation de 23 % de la RU après 32 ans en non travail du sol par rapport au travail du sol conventionnel, attribuant cette augmentation significative à l'augmentation de la MOS.

Cependant, de nombreuses revues et méta-analyses ont révélé des résultats contradictoires et n'ont pas encore trouvé de consensus clair sur l'effet quantitatif de la MOS sur la RU du sol (Rawls et al., 2003 ; Huntington, 2006 ; Murphy, 2015 ; Mujdeci et al., 2017 ; Minasny et McBratney, 2018 ; Libohova et al., 2018). En effet, certaines études ont affirmé que les effets positifs rapportés de la MOS sur la RU du sol sont surestimés et doivent encore être vérifiés. Par exemple, Minasny et McBratney (2018) ont réalisé une méta-analyse en utilisant 60 études publiées et ont analysé plus de 50 000 bases de données pour évaluer les relations entre la MOS et la teneur en eau à saturation, la capacité au champ, le point de flétrissement permanent et la RU. Les résultats ont montré une contribution non significative de la MOS à la RU du sol. La conclusion de cette méta-analyse a été renforcée par un article de revue visant à réévaluer la contribution relative de la MOS à la RU du sol en utilisant la Base de données nationale de l'enquête sur les sols (Libohova, 2018).

Les auteurs ont trouvé que la MOS était faiblement corrélée avec la RU du sol ($r = 0,27$; $n = 4783$) pour des échantillons contenant entre 0 % et 8 % de MOS (la plupart des terres agricoles ayant une MOS inférieure à 8 %). De plus, la RU a augmenté jusqu'à 1,5 % pour chaque augmentation de 1 % de MOS, en fonction de la texture du sol, les sols sableux étant les plus affectés (Libohova, 2018).

Références bibliographiques pour aller plus loin...

Abdallah, A., Ugolini, F., Baronti, S., Maienza, A., Camilli, F., Bonora, L., ... & Ungaro, F. (2019). The potential of recycling wool residues as an amendment for enhancing the physical and hydraulic properties of a sandy loam soil. *International Journal of Recycling of Organic Waste in Agriculture*, 8, 131-143.

Alletto, L., & Coquet, Y. (2009). Temporal and spatial variability of soil bulk density and near-saturated hydraulic conductivity under two contrasted tillage management systems. *Geoderma*, 152(1-2), 85-94.

Ankenbauer, K. J., & Loheide, S. P. (2017). The effects of soil organic matter on soil water retention and plant water use in a meadow of the Sierra Nevada, CA. *Hydrological Processes*, 31(4), 891-901.

- Barraclough, P. B., Kuhlmann, H., & Weir, A. H. (1989).** The effects of prolonged drought and nitrogen fertilizer on root and shoot growth and water uptake by winter wheat. *Journal of Agronomy and Crop Science*, 163(5), 352-360.
- Bechmann, M., Schneider, C., Carminati, A., Vetterlein, D., Attinger, S., & Hildebrandt, A. (2014).** Parameterizing complex root water uptake models—the arrangement of root hydraulic properties within the root architecture affects dynamics and efficiency of root water uptake. *Hydrology & Earth System Sciences Discussions*, 11(1).
- Bhadha, J. H., Capasso, J. M., Khatiwada, R., Swanson, S., & LaBorde, C. (2017).** Raising soil organic matter content to improve water holding capacity: SI447/Ss661, 10/2017. *Edis*, 2017(5).
- Bramley, H., Turner, D. W., Tyerman, S. D., & Turner, N. C. (2007).** Water flow in the roots of crop species: the influence of root structure, aquaporin activity, and waterlogging. *Advances in agronomy*, 96, 133-196.
- Bruand, A., Duval, O., Gaillard, H., Darthout, R., & Jamagne, M. (1996).** Variabilité des propriétés de rétention en eau des sols: importance de la densité apparente. *Etude et Gestion des sols*, 31(1), 1-27.
- Bruand, A., Fernandez, P. P., Duval, O., Quéting, P., Nicoullaud, B., Gaillard, H., ... & Prud'Homme, L. (2002).** Estimation des propriétés de rétention en eau des sols: Utilisation de classes de pédotransfert après stratifications texturale et texturo-structurale. *Etude et gestion des sols*, 9, 2-105.
- Burel, E. (2018).** *Modélisation des hétérogénéités de la réserve utile et du développement des cultures au sein d'un sous-bassin versant en Midi-Pyrénées* (Doctoral dissertation, Université Paul Sabatier-Toulouse III).
- Chaudhary, T. N., Bhatnagar, V. K., & Prihar, S. S. (1975).** Corn Yield and Nutrient Uptake as Affected by Water-Table Depth and Soil Submergence 1. *Agronomy Journal*, 67(6), 745-749.
- Combres, J. C., Le Mezo, L., Mete, M., & Bourjon, B. (1999).** Réserve utile et mesures d'humidité. Difficulté de calage des modèles de bilan hydrique.
- Cousin, I., Nicoullaud, B., & Coutadeur, C. (2003).** Influence of rock fragments on the water retention and water percolation in a calcareous soil. *Catena*, 53(2), 97-114.
- Czyż, E. A. (2004).** Effects of traffic on soil aeration, bulk density and growth of spring barley. *Soil and Tillage Research*, 79(2), 153-166.
- Czyż, E. A., & Dexter, A. R. (2013).** Influence of soil type on the wilting of plants. *International Agrophysics*, 27(4).
- Dewaele, H. (2017).** *Intégration de données satellitaires dans le modèle ISBA pour le suivi des céréales à paille pluviales et l'estimation de la réserve utile en eau du sol* Theses. fr (Doctoral dissertation, Toulouse 3).
- Doussan, C., Ruedessols, C., & Cousin, I. (2017).** La Réserve Utile: concepts, outils, controverses. In *Atelier du RMT Sols et Territoires* (pp. 40-p).
- Duchaufour, P. (2004).** Introduction à la Science du sol. *Végétation et Environnement*, 6e Edition, Dunod.
- Eden, M., Gerke, H. H., & Houot, S. (2017).** Organic waste recycling in agriculture and related effects on soil water retention and plant available water: a review. *Agronomy for Sustainable Development*, 37, 1-21.
- Entz, M. H., Gross, K. G., & Fowler, D. B. (1992).** Root growth and soil-water extraction by winter and spring wheat. *Canadian Journal of Plant Science*, 72(4), 1109-1120.
- Feddes, R. A., Hoff, H., Bruen, M., Dawson, T., De Rosnay, P., Dirmeyer, P., ... & Pitman, A. J. (2001).** Modeling root water uptake in hydrological and climate models. *Bulletin of the American meteorological society*, 82(12), 2797-2810.
- Gendry, M. (2018).** La réserve utile des sols. *Bulletin Sol et Agronomie des Chambres d'agriculture des Pays de la Loire*.

Guderle, M., & Hildebrandt, A. (2015). Using measured soil water contents to estimate evapotranspiration and root water uptake profiles—a comparative study. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(1), 409-425.

Guswa, A. J. (2008). The influence of climate on root depth: A carbon cost-benefit analysis. *Water Resources Research*, 44(2).

Guswa, A. J. (2010). Effect of plant uptake strategy on the water— optimal root depth. *Water Resources Research*, 46(9).

Hamblin, A. P., & Hamblin, J. (1985). Root characteristics of some temperate legume species and varieties on deep, free-draining entisols. *Australian Journal of Agricultural Research*, 36(1), 63-72.

Hillel, D. (2014). *Environmental soil physics: fundamentals, applications, and environmental considerations*. Elsevier Science.

Hudson, B. D. (1994). Soil organic matter and available water capacity. *Journal of soil and water conservation*, 49(2), 189-194.

Huntington, T. G. (2006). Available water capacity and soil organic matter. *Encyclopedia of soil science*, 1, 139-143.

Israelsen, O. W., & West, F. L. (1922). Bulletin No. 183-Water-Holding Capacity of Irrigated Soils.

Jarvis, N. J. (2011). Simple physics-based models of compensatory plant water uptake: concepts and eco-hydrological consequences. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(11), 3431-3446.

Kay, B. D., & VandenBygaart, A. J. (2002). Conservation tillage and depth stratification of porosity and soil organic matter. *Soil and Tillage Research*, 66(2), 107-118.

King, F. H. (1899). *Principles and conditions of the movements of ground water*. US Government Printing Office.

Kirkham, M. B. (2023). *Principles of soil and plant water*

Labidi, A., Bouthier, A., & Cousin, I. (2017). Comment évaluer simplement la Réserve Utile d'un sol?. *Confrontation de modèles d'estimation des teneurs en eau des, 2*.

Lambers, H., Chapin III, F. S., & Pons, T. L. (2008). *Plant physiological ecology*. Springer Science & Business Media.

Libohova, Z., Seybold, C., Wysocki, D., Wills, S., Schoeneberger, P., Williams, C., ... & Owens, P. R. (2018). Reevaluating the effects of soil organic matter and other properties on available water-holding capacity using the National Cooperative Soil Survey Characterization Database. *Journal of soil and water conservation*, 73(4), 411-421.

Lipiec, J., Arvidsson, J., & Murer, E. (2003). Review of modelling crop growth, movement of water and chemicals in relation to topsoil and subsoil compaction. *Soil and Tillage Research*, 73(1-2), 15-29.

Lipiec, J., & Hatano, R. (2003). Quantification of compaction effects on soil physical properties and crop growth. *Geoderma*, 116(1-2), 107-136.

Malik, A. I., Colmer, T. D., Lambers, H., & Schortemeyer, M. (2001). Changes in physiological and morphological traits of roots and shoots of wheat in response to different depths of waterlogging. *Functional Plant Biology*, 28(11), 1121-1131.

McNabb, D. H., Startsev, A. D., & Nguyen, H. (2001). Soil wetness and traffic level effects on bulk density and air-filled porosity of compacted boreal forest soils. *Soil Science Society of America Journal*, 65(4), 1238-1247.

Minasny, B., & McBratney, A. B. (2018). Limited effect of organic matter on soil available water capacity. *European journal of soil science*, 69(1), 39-47.

Moebius-Clune, B. N., Van Es, H. M., Idowu, O. J., Schindelbeck, R. R., Moebius-Clune, D. J., Wolfe, D. W., ... & Lucey, R. (2008). Long-term effects of harvesting maize stover and tillage on soil quality. *Soil Science Society of America Journal*, 72(4), 960-969.

Morvan, X., Bruand, A., Cousin, I., Roque, J., Baran, N., & Mouvet, C. (2004). Prédiction des propriétés de rétention en eau des sols d'un bassin versant à l'aide de fonctions de pédotransfert: influence de la densité apparente et de la teneur en éléments grossiers. *Etude et Gestion des sols*, 11, 117-135.

Mujdeci, M., Simsek, S., & Uygur, V. (2017). The effects of organic amendments on soil water retention characteristics under conventional tillage system. *Fresenius Environmental Bulletin*, 26(6), 4075-4081.

Mullet, J. E., & Whitsitt, M. S. (1996). Plant cellular responses to water deficit. *Plant Growth Regulation*, 20, 119-124.

Murphy, B. (2015). Key soil functional properties affected by soil organic matter-evidence from published literature. In *IOP conference series: Earth and environmental science* (Vol. 25, No. 1, p. 012008). IOP Publishing.

Nichols, R. (2015). A Hedge against Drought: Why Healthy Soil Is 'Water in the Bank'; United States Department of Agriculture. *Natural Resources Conservation Service*.

Paruelo, J. M., Aguiar, M. R., & Golluscio, R. A. (1988). Soil water availability in the Patagonian arid steppe: gravel content effect. *Arid Land Research and Management*, 2(1), 67-74.

Poudou, S. (2022). Evaluer la réserve utile de son sol. Chambre d'agriculture Ariège.

Quentin, C., Bigorre, F., Bréda, N., Granier, A., & Tessier, D. (2001). Etude des sols de la forêt de Hesse (Lorraine). Contribution à l'étude du bilan hydrique. *Etude et Gestion des sols*, 8(4), 279-292.

Rawls, W. J., & Pachepsky, Y. A. (2002). Soil consistence and structure as predictors of water retention. *Soil Science Society of America Journal*, 66(4), 1115-1126.

Rawls, W. J., Pachepsky, Y. A., Ritchie, J. C., Sobecki, T. M., & Bloodworth, H. (2003). Effect of soil organic carbon on soil water retention. *Geoderma*, 116(1-2), 61-76.

Schenk, H. J., & Jackson, R. B. (2002). Rooting depths, lateral root spreads and below-ground/above-ground allometries of plants in water-limited ecosystems. *Journal of Ecology*, 480-494.

Schulze, E. D., Mooney, H. A., Sala, O. E., Jobbagy, E., Buchmann, N., Bauer, G., ... & Ehleringer, J. R. (1996). Rooting depth, water availability, and vegetation cover along an aridity gradient in Patagonia. *Oecologia*, 108, 503-511.

Schwen, A., Bodner, G., & Loiskandl, W. (2010). The effect of time-variable soil hydraulic properties in soil water simulations. In *Proceedings of the 19th World Congress of Soil Science* (pp. 98-101).

Schwenke, H., & Wagner, E. (1992). A new concept of root exudation 1. *Plant, Cell & Environment*, 15(3), 289-299.

Seger, M., Doussan, C., Le Bas, C., Coulouma, G., Lagacherie, P., Bouthier, A., ... & Cousin, I. (2019). Comparaison de méthodes locales d'estimation du RU sur les sites du projet. In *Séminaire de restitution du projet RUEdesSOLS*.

Siqueira, M., Katul, G., & Porporato, A. (2008). Onset of water stress, hysteresis in plant conductance, and hydraulic lift: Scaling soil water dynamics from millimeters to meters. *Water Resources Research*, 44(1).

Smith, C. W. (2018). Effects on soil water holding capacity and soil water retention resulting from soil health management practices implementation. *USDA Natural Resources Conservation Service*.

Stahl, C., Héroult, B., Rossi, V., Burban, B., Bréchet, C., & Bonal, D. (2013). Depth of soil water uptake by tropical rainforest trees during dry periods: does tree dimension matter?. *Oecologia*, 173(4), 1191-1201.

Strudley, M. W., Green, T. R., & Ascough II, J. C. (2008). Tillage effects on soil hydraulic properties in space and time: State of the science. *Soil and Tillage Research*, 99(1), 4-48.

Tetegan, M., Nicoullaud, B., Baize, D., Bouthier, A., & Cousin, I. (2011). The contribution of rock fragments to the available water content of stony soils: proposition of new pedotransfer functions. *Geoderma*, 165(1), 40-49.

Tranter, G., Minasny, B., McBratney, A. B., Murphy, B., McKenzie, N. J., Grundy, M., & Brough, D. (2007). Building and testing conceptual and empirical models for predicting soil bulk density. *Soil Use and Management*, 23(4), 437-443.

Trouche, G., & Morlon, P. (1999). Comparaison de différentes méthodes d'estimation de la réserve en eau utile des sols (RU) dans le périmètre de l'OGAF Environnement de la zone de Migennes (Yonne).

Unger, P. W., & Kaspar, T. C. (1994). Soil compaction and root growth: a review. *Agronomy journal*, 86(5), 759-766.

Vauthier, Q. (2011). *Estimation des réserves utiles des sols de Seine-et-Marne* (Doctoral dissertation, UHP-Université Henri Poincaré).

Wösten, J. H. M., Pachepsky, Y. A., & Rawls, W. J. (2001). Pedotransfer functions: bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. *Journal of hydrology*, 251(3-4), 123-150.

Zholkevich, V. N. (1981). On the nature of root pressure. In *Structure and Function of Plant Roots: Proceedings of the 2nd International Symposium, held in Bratislava, Czechoslovakia, September 1-5, 1980* (pp. 157-158). Dordrecht: Springer Netherlands.