

Chapitre IV. Les propriétés physico-chimiques des sols

1. Les colloïdes du sol

Le sol peut être considéré soit comme un système triphasé, c'est-à-dire constitué des 3 phases (solide, liquide et gaz), soit comme une solution colloïdale. La solution colloïdale est constituée d'une partie dispersée (phase solide ou minérale) et une partie dispersante (phase liquide).

La compréhension de tous les phénomènes physico-chimiques qui se déroulent dans un sol, passe nécessairement par la connaissance de la notion de solution colloïdale.

Exemple expérimental : si nous prenons un verre d'eau dans lequel nous ajoutons une pincée d'un sel quelconque (NaCl, KCl, sucres, etc...), ce dernier qui est soluble va se dissoudre complètement donnant une solution limpide qu'on appellera « solution vraie » ; par contre dans une autre expérience, si on remplace le sel par une pincée de sol, les différentes particules (argileuses, acides humiques etc...) vont rester en suspension donnant ainsi une « solution colloïdale ». La solution colloïdale est plus visqueuse que la solution vraie.

1.1. La particule colloïdale

La particule colloïdale peut se présenter sous plusieurs formes, soit de microcristaux (argiles) ou de macromolécules (acides humiques). Les particules colloïdales les plus grosses ont une activité cinétique moins importante.

Les particules colloïdales sont chargées et la détermination du potentiel électrique se détermine par électrophorèse. Un milieu qui possède un fort potentiel électrique est un milieu dispersant, en générale c'est une caractéristique d'un milieu défavorable, c'est la raison pour laquelle on cherchera à avoir dans un milieu un faible potentiel électrique.

Exemple expérimental : Comparaison du potentiel électrique entre acide humique gris et acide humique brun, en plaçant une goutte de chaque substance sur électrophorèse et observons leur migration. Nous constaterons que les acides humiques bruns ont un potentiel électrique plus fort que les acides humiques gris. En conclusion, les acides humiques gris sont plus favorables que les bruns qui sont plus mobiles et par conséquent moins stables. Attention ! C'est une comparaison entre 2 fractions de l'humus Mull ; les acides humiques bruns dans un sol sont largement plus favorables que les acides fulviques.



Figure 25. Comparaison potentiel électrique des Acide humique gris et Acide humique brun sur électrophorèse

2. Origine des charges électriques du sol

Dans les sols il existe des colloïdes de charges négatifs (-) et des colloïdes positifs (+) :

- **Colloïdes négatifs (-)**
 - Argiles
 - Acides humiques
 - Groupement carboxyle (COOH^-) : ionisation à $\text{pH} < 6$
 - Groupement hydroxyle (OH^-) : ionisation à $\text{pH} > 6$

- **Colloïdes positifs (+)**
 - Oxydes de fer
 - Oxydes d'aluminium

3. Caractéristiques du complexe adsorbant du sol

3.1. Capacité d'échange cationique (CEC ou T)

C'est la quantité maximale de cations de toute sorte qu'un poids déterminé de sol (habituellement 100 gr.) capable de retenir. Autrement dit c'est l'ensemble de sites négatifs se trouvant sur le sol. La CEC est exprimée en milliéquivalents pour 100 gr. de sol (mEq/100 gr. de sol). Pour rappel, l'équivalent représente le rapport de la masse atomique sur la valence de l'élément. Le milliéquivalent étant le millième de l'équivalent (à diviser par 1000).

Exemples : Quelle est la quantité de cations que pourrait retenir un sol ayant un CEC de 20 mEq/100 gr. de sol.

- En Ca^{++} : $20 \text{ mEq} \times 40/2 = 400 \text{ mgr. de } \text{Ca}^{++} / 100 \text{ gr. de sol}$
- En Na^+ : $20 \text{ mEq} \times 23/1 = 460 \text{ mgr. de } \text{Na}^+ / 100 \text{ gr. de sol}$

La CEC est la plus élevée chez les sols argileux (ceci dépendra du type d'argile minéralogique) et surtout les sols humifères, et faible dans les sols sableux. Elle peut varier légèrement à long terme, ceci est lié aux fluctuations de la teneur en humus.

Valeurs de la CEC de certains colloïdes chargés négativement :

- Kaolinite : 5 à 15 mEq / 100 gr. de sol
- Halloysite : 5 à 30 mEq / 100 gr. de sol
- Chlorite : 20 à 40 mEq / 100 gr. de sol
- Illite : 20 à 40 mEq / 100 gr. de sol
- Vermiculite : 100 à 150 mEq / 100 gr. de sol
- Montmorillonite : 80 à 150 mEq / 100 gr. de sol
- Composés humiques : 200 à 500 mEq / 100 gr. de sol
- Matière organique peu humifiée (tourbe) : 100 à 250 mEq / 100 gr. de sol

La détermination de la CEC se fait par la méthode de percolation (ou centrifugation) à l'acétate d'ammonium ($\text{CH}_3\text{COONH}_4$). La technique se fait en 3 étapes : saturation des sites négatifs du sol par l'ammonium (NH_4^+), puis lessivage des ions NH_4^+ non fixés avec de l'éthanol, et enfin déplacement des cations NH_4^+ fixés par du chlorure de calcium (CaCl_2), dont la quantité correspond à la CEC.

3.2. Les bases échangeables (S)

Nous regroupons sous ce terme la somme des 4 principaux cations échangeables Ca^{++} , Mg^{++} , K^+ et Na^+ extraits du sol dans la solution obtenue lors de la première étape de la CEC par l'échange de l'acétate d'ammonium et fixés à un moment donné sur le complexe adsorbant. Elle est également exprimée en milliéquivalents pour 100 gr. de sol (mEq / 100 gr. de sol); elle est nommée conventionnellement « S » et peut être égale ou inférieure à la CEC.

La différence entre capacité d'échange cationique (T) et somme des bases échangeables (S) représente la quantité des ions H^+ fixés, il s'agit de l'insaturation du complexe adsorbant, et qu'on appelle acidité d'échange ou de réserve du sol ($T - S = \text{H}^+$).

3.3. Le taux de saturation (V)

Il s'agit du rapport de la somme des bases échangeables sur la capacité d'échange cationique, il est noté « V » et exprimé en % : $V = S / T \times 100$.

Ce taux est variable d'un sol à un autre, mais également pour le même sol d'une année à une autre. Les causes qui sont capables d'apporter ou d'enlever des bases échangeables au complexe adsorbant sont multiples :

- L'altération de la roche-mère qui libère des cations métalliques
- La fréquence et l'importance des apports des cations par l'agriculteur, surtout en Ca^{++} .
- L'intensité du lessivage des éléments, qui est étroitement lié au climat et la perméabilité du sol.

A titre indicatif, les sols calcaires (riches en calcaire actif) ont souvent un taux de saturation voisin de 80 à 90%. Les sols formés sur roche-mère sableuse, gréseuse ou granitique sont pauvres en bases et très perméables, ont un taux de saturation $\leq 20\%$.

En générale, le taux de saturation et l'acidité du sol sont inversement proportionnels :

- Plus le sol est saturé ($V \nearrow$), plus l'acidité est faible ($\text{pH} \nearrow$)
- plus le sol est désaturé ($V \searrow$), plus l'acidité est forte ($\text{pH} \searrow$)

3.4. La capacité d'échange anionique (CEA)

Ça était dit, dans le sol existent également des charges positives et donc nous pouvons parler de capacité d'échange anionique (CEA). Les charges positives sont plus importantes dans les sols riches en oxydes de fer et d'aluminium, c'est le cas des sols se trouvant sous climat tropical. Sous climat tempéré, la CEA est très faible pour ne pas dire négligeable.

Valeurs de la CEA de quelques composés :

- Kaolinite : 6 à 12 mEq / 100 gr. de sol
- Illite : 6 à 8 mEq / 100 gr. de sol
- Montmorillonite : 3 à 4 mEq / 100 gr. de sol
- Oxydes de fer et aluminium : 4 à 10 mEq / 100 gr. de sol

4. Les mécanismes d'échange sur le complexe argilo-humique

4.1. Les mécanismes d'échange des cations

4.1.1. Echange des ions H^+ par des cations Ca^{++}

Dans le d'un sol acide, c'est-à-dire une grande partie des sites occupée par des ions H^+ , la correction des propriétés physico-chimiques de ce sol passe par un apport de chaux ($Ca(OH)_2$).

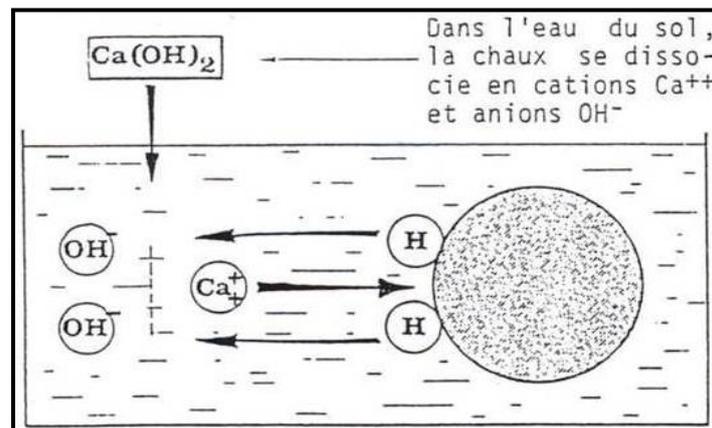
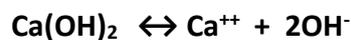


Figure 26. Remplacement de H^+ par Ca^{++}

Dans la solution du sol, la chaux se dissocie en cations Ca^{++} et anions OH^- (figure 26):

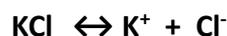


Un cation Ca^{++} prend sur le complexe adsorbant la place de 2 ions H^+ qui s'associent aux ions OH^- pour former de l'eau. Cette neutralisation d'ions H^+ fait baisser l'acidité du sol. Les amendements calcaires vont baisser l'acidité en augmentant le pH du sol.

4.1.2. Echange des cations Ca^{++} par des cations K^+

Les sols riches en Ca^{++} posent d'énormes problèmes nutritionnels pour les plantes. En effet, le Ca^{++} bloque l'absorption par les racines des autres minéraux tels que le fer et le magnésium, nécessaires à l'élaboration de la chlorophylle, la plante jaunie car elle subit le phénomène de chlorose et finit par dépérir. Pour palier à ce problème, la correction se fera par un apport de sel de sylvite (KCl).

Dans la solution du sol, la sylvite se dissocie en cations K^+ et anions Cl^- (figure 27):



Deux cations K^+ prennent sur le complexe adsorbant la place d'un cation Ca^{++} qui s'associe aux anions Cl^- pour former $CaCl_2$, sel soluble donc lessivable. Le chlorure de potassium et tous les engrais potassiques ont une action décalcifiante.

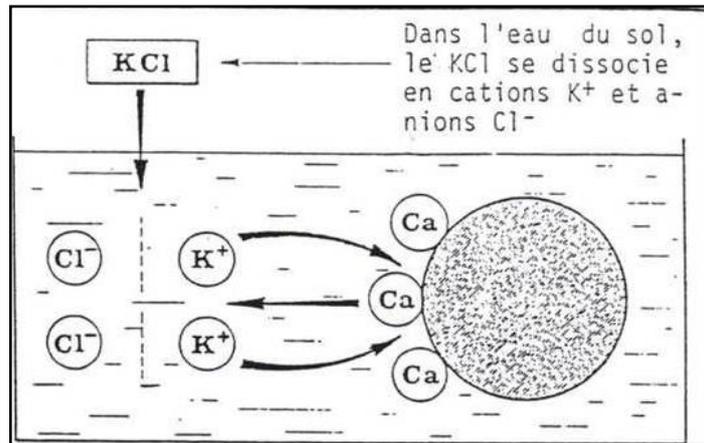


Figure 27. Remplacement de Ca^{++} par K^+

5. Les lois de l'échange des cations

Les mécanismes d'échanges des cations sont régis par deux lois fondamentales :

5.1. La première loi

La somme des cations retenus et échangeables d'une unité de poids d'un sol est constante. Autrement dit, s'il y a fixation d'un cation, un autre doit être échangé.

5.2. La deuxième loi

Pour un cation donné, un équilibre s'établit entre les cations fixés et ceux qui sont libres dans la solution du sol. Ainsi tout départ de ce cation de la solution oblige le complexe adsorbant à restituer à celle-ci une certaine quantité de ce même cation jusqu'à l'obtention d'un nouvel équilibre. De même, tout apport de ce cation à la solution déplace l'équilibre vers le complexe adsorbant, une partie des cations apportés s'y fixe jusqu'à nouvel équilibre. En d'autres termes, si la proportion d'un cation tend à s'élever dans la solution du sol, elle tendra à s'élever sur le complexe adsorbant et inversement.

5.3. Les causes du déplacement de l'équilibre

Les causes du déplacement sont multiples :

- L'activité des microorganismes et la respiration des racines produisent de l'acide carbonique ($CO_2 + H_2O$) sont une source d'ions H^+ , par conséquent augmentation de l'acidité et diminution du pH.
- L'altération des roches libère des cations métalliques tels que : Ca^{++} , Mg^{++} , K^+ , Na^+ , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} etc...
- Les apports d'engrais et amendements
- Les pluies sont source légère d'acide carbonique. La source pourrait être importante dans le cas des zones dont l'atmosphère est polluée, produisant des pluies très acides.
- L'activité de certaines bactéries spécifiques telles que les ammonificatrices, celles qui réduisent les nitrates (NO_3^-) en ammonium (NH_4^+) et inversement pour les nitrifiantes.

6. La fixation des cations et son intensité

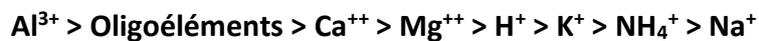
La fixation des cations est sélective, ceux qui sont habituellement fixés sur le complexe adsorbant sont les suivants :

-Les ions H^+ se fixe avec une grande facilité.

-Pour les cations se fixent en grande quantité, c'est le cas des bases échangeables (Ca^{++} , Mg^{++} , K^+ et Na^+).

-D'autres en quantités limitées, mais parfois importantes dans certains sols, tels que NH_4^+ , les oligoéléments (Mn^{++} , Zn^{++} , Cu^{++} , Mb , B , Mo , etc...), Al^{3+} dans les sols acides et le fer (Fe^{++} et Fe^{+++}) lié à l'argile sous des formes peu échangeables.

L'intensité de fixation des cations dépend de la nature du complexe argilo-humique (nature de l'argile et de l'humus). Pour une argile du type Montmorillonite, l'intensité avec laquelle les ions sont retenus par ordre d'adsorption décroissant est le suivant :



Cet ordre est donc différent pour les autres types d'argiles. Pour l'humus, l'ion H^+ est celui qui fixé avec la plus grande intensité.

D'une manière générale, les cations bivalents (Ca^{++} et Mg^{++}) sont plus énergiquement retenus que les ions monovalents (K^+ , Na^+ et NH_4^+). D'autre part, les ions faiblement hydratés, c'est-à-dire avec une faible couche d'eau (toujours Mg^{++} et surtout le Ca^{++}) sont mieux fixés, en exerçant une action floculante que les ions fortement hydratés (K^+ et Na^+).

L'intensité de la fixation dépend aussi de l'état de saturation du complexe adsorbant. Par exemple, un sol qui contient 80% de Ca^{++} pour 10 à 20% de Mg^{++} , fixera plus facilement le Mg^{++} dont il est pauvre. Il en est de même le K^+ . Par contre, c'est l'inverse qui se produit pour le Na^+ , moins le complexe adsorbant en contient et moins il en retient ; et plus le complexe est saturé, plus il sera difficile de l'extraire.

Lorsque le complexe adsorbant est saturé en ions H^+ , la fixation du K^+ est plus difficile et plus limitée que lorsqu'il est saturé d'ions Ca^{++} . En effet, la libération d'ions H^+ provoque une augmentation de l'acidité d'échange qui tend à freiner l'échange.

L'intensité de fixation varie pour chaque cation avec la dilution de la solution. Les ions bivalents (Ca^{++} et Mg^{++}) sont d'autant plus énergiquement fixés que la solution est diluée. Les ions monovalents (K^+ , Na^+ et NH_4^+) sont d'autant plus énergiquement fixés que la solution est concentrée.

6.1. La rétrogradation des cations

C'est un phénomène qu'on appelle « fixation irréversible » des cations. Ce phénomène affecte certains types d'argiles telle que l'illite, en effet entre les feuillets cette argile peuvent s'introduire des ions K^+ qui seront énergiquement fixés sur les faces internes du minéral et très difficilement échangeables. Cette rétrogradation ne se produit pas avec les autres types d'argiles telles que la kaolinite aux feuillets très serrés, ni avec la Montmorillonite dont les feuillets peuvent s'écarter très facilement (argile gonflante) pour libérer les cations ainsi fixés.

7. La fixation des anions

Les anions (NO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} , PO_4^{3-} , SiO_2^{4-} etc...) se trouvent en quantités importantes dans les eaux de drainage car ils sont peu retenus par le complexe adsorbant et sont par conséquent facilement lessivable. Cependant, certains sont relativement mieux retenus que d'autres, à titre d'exemples, les ions phosphates (H_2PO_4^- , HPO_4^{2-} et PO_4^{3-}) sont mieux retenus par rapport aux nitrates (NO_3^-) ; mais d'une manière générale, plus la charge de l'élément est importante plus il est mieux retenu. L'énergie de fixation des principaux anions du sol serait dans l'ordre décroissant suivant :



Conclusion : Le complexe argilo-humique par son pouvoir adsorbant joue un grand rôle agronomique dans le sol.

- Met en réserve les éléments nutritifs qui sans lui seraient perdus par lessivage ;
- Libère les éléments pour les racines en les échangeant contre les ions H^+ formés continuellement par l'activité biologique, jouant ainsi un rôle tampon contre l'acidité du sol.
- Régularise la composition chimique du sol qui est le milieu de vie des racines et des microorganismes.

8. Le pH et ses variations

L'acidité ou l'alcalinité du sol, c'est la concentration en ions H^+ ou OH^- dans la solution du sol. Il est important de connaître qu'au niveau d'un sol, seuls les ions H^+ libres dans la solution qui sont actifs et qui peuvent être mesurés par une électrode de pH-mètre ; c'est cette mesure qui représente le pH du sol.

On distingue en générale 2 types d'acidité (figure 28):

8.1. L'acidité actuelle (pHeau ou active)

C'est l'ensemble des ions H^+ libres dans la solution du sol. Elle est exprimée très souvent par le pH de la suspension sol-eau distillée selon un rapport bien déterminé : Sol/Eau = 1/2 ou 1/2.5 ou 1/5. Le pH représente la concentration en ions actifs dans la solution du sol. Ce sont ces ions qui agissent sur les racines, les microorganismes et d'édaphon du sol et conséquent influencent la nutrition des plantes.

Le pHeau est la première valeur qui est généralement contrôlée dans un tableau de résultats d'analyses. Il est placé dans les premières colonnes du tableau, car sa valeur peut déjà donner une appréciation globale de la qualité du sol (tableau 10).

8.2. L'acidité d'échange (pHKCl ou réserve)

Elle est due aux ions H^+ échangeables et exprimée par le pHKCl. A l'inverse du pHeau, la solution d'eau est remplacée par une solution KCl (1N), la dissociation de ce dernier permet aux ions K^+ de désorber les ions H^+ du complexe adsorbant vers la solution du sol. L'acidité de la solution va augmenter et son pH diminue. Finalement, la détermination de l'acidité d'échange permet de quantifier la concentration des ions H^+ fixés sur le complexe adsorbant et qui ne sont pas pris en considération lors de la mesure du pHeau.

Acidité actuelle < Acidité d'échange

-pH = 6.8 – 5 : sols moyennement acides. Risque de toxicité des plantes par certains l'excès de certains oligo-éléments tel que Manganèse (Mn).

-pH < 5 : Des symptômes très aigus peuvent apparaitre sur les végétaux dus à la carence du Molybdène (Mo) et à la toxicité d'autres éléments en particulier Al^{3+} . Pour corriger il faut apporter de la chaux ($Ca(OH)_2$) pour la mise en valeur de ces sols.

Tableau 10. Valeurs caractéristiques du pH

	VALEUR DU pH	STATUT ACIDO-BASIQUE
	$pH \leq 5,5$	Sol très acide
	$5,5 < pH \leq 6,0$	Sol acide
	$6,0 < pH \leq 6,5$	Sol peu acide
	$6,5 < pH \leq 7,0$	Sol neutre
	$7,0 < pH \leq 7,5$	Sol peu alcalin (peu basique)
	$pH > 7,5$	Sol alcalin (basique)

8.5. Le pouvoir tampon du sol

C'est l'aptitude du sol à s'opposer aux variations du pH.

Lorsqu'on ajoute à de l'eau pure des quantités croissantes d'un acide ou d'une base, on constate que le pH de l'eau varie brusquement, passant par exemple pour une seule goutte d'acide de $pH=7$ à $pH=3$, ou pour une seule goutte de base de $pH=7$ à $pH=11$.

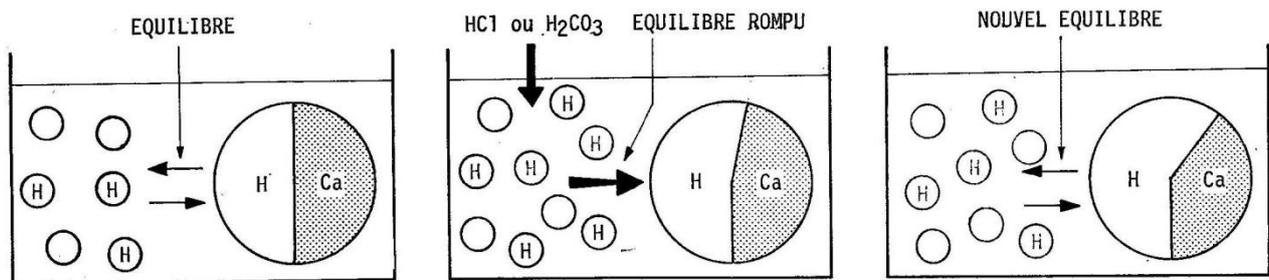
La même expérience réalisée avec un échantillon de sol, montre que les variations se font progressivement et d'autant plus qu'on est en présence d'un sol argileux ou humifère. On dit alors que le sol a un pouvoir tampon qui le rend apte à résister aux variations du pH. Ce pouvoir est lié à la présence colloïdes riches en sites négatifs capables de fixés les cations H^+ .

La figure 29 illustre les 3 étapes par lesquelles passe le sol après l'ajout de quelques gouttes d'HCl :

-1ere étape : Situation initiale, équilibre avant l'ajout de l'acide.

-2eme étape : Rupture de l'équilibre après l'ajout de l'acide.

-3eme étape : Rétablissement du nouvel équilibre.



Dans un sol, un équilibre s'est établi entre les ions H⁺ libres (l'acidité active) et les ions H⁺ fixés (l'acidité de réserve).

Si l'on introduit des ions H⁺ dans la solution, l'acidité active commence par s'élever rapidement : le pH de la solution s'abaisse.

Mais des ions H⁺ en solution viennent se fixer sur le complexe : l'acidité de réserve augmente, et le pH de la solution remonte :

Finalment, l'abaissement du pH à la suite de cet apport d'acide est d'autant plus faible que le complexe absorbant est plus important, donc plus capable de fixer des ions H⁺ pour "tamponner" l'augmentation de l'acidité active

Le même POUVOIR TAMPON s'oppose, par un mécanisme semblable, mais inverse, à l'élévation du pH à la suite de l'apport d'une base ou de cations métalliques

Figure 29. Explications du pouvoir tampon du sol

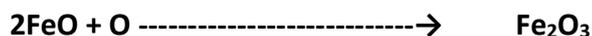
9. Le potentiel d'oxydo-réduction ou redox (Eh)

L'un des paramètres les plus utilisés pour rendre compte des propriétés oxydantes ou réductrices du milieu sol est le potentiel d'oxydo-réduction. Ce dernier est l'expression en millivolts du potentiel électrique qui résulte du transport d'électrons d'un donneur d'électrons vers un accepteur d'électrons. Les réactions d'oxydation et de réduction se traduisent, en effet, par des échanges d'électrons. Une oxydation est une incorporation d'oxygène, ou une libération d'électrons. Une réduction est une perte d'oxygène ou une incorporation d'électrons.

Exemple :

Forme réduite

Forme oxydée



9.1. Méthode pratique de mesure de Eh

Le potentiel d'oxydo-réduction est déterminé in situ grâce à des électrodes métalliques (généralement en platine). Il faut veiller à ce que le contact entre l'électrode et le sol soit excellent. L'installation peut rester sur place pendant plusieurs mois afin de suivre les variations saisonnières de Eh. Dans le domaine agronomique le potentiel d'oxydo-réduction traduit efficacement les possibilités du sol quant à la satisfaction des besoins en oxygène des racines et des microorganismes.

Le potentiel d'oxydo-réduction est un paramètre où on s'est intéressé surtout dans les rizières, c'est-à-dire les sols hydromorphes.

9.2. Facteurs influençant le Eh

Le Eh varie pour l'ensemble des sols terrestres, entre 900 mV (conditions oxydantes) et -300 mV (conditions très réductrices). Il dépend de plusieurs facteurs :

- **Concentration des éléments** - le potentiel d'oxydo-réduction d'un système dépend à la fois de la concentration globale de l'élément actif (exemple le Eh augmente quand la concentration du fer augmente) et du rapport des éléments (exemple si $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 100$, Eh = 890 mV et si $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 1/10$, Eh = 650 mV).

- **Humidité** - Les variations d'humidité du sol créent des variations de concentration en éléments du système redox mais surtout, provoquent une réorganisation de la microflore du sol qui aboutit à des niveaux de Eh très différents.

- **pH** - L'addition d'ions H^+ dans un système redox abaisse le Eh du système.

- **Présence de substances organiques** - L'introduction de matières organiques dans le système sol abaisse le potentiel redox.

- **Rôle de la microflore** - De nombreux chercheurs ont montré l'importance de la microflore dans le processus d'oxydo-réduction en conditions aérobies ou anaérobies. Si le sol est hydromorphe et qu'il renferme des substrats métabolisables, la microflore consomme d'abord l'oxygène du sol puis réduit Mn^{3+} en Mn^{2+} , puis Fe^{3+} en Fe^{2+} , le Eh s'abaisse et ceci d'autant plus rapidement qu'il y a plus de substances carbonées énergétiques dans le milieu.

9.3. Indications données par la mesure de Eh sur l'évolution des sols.

L'état d'aération et le niveau d'oxydo-réduction règlent un grand nombre d'équilibres physico-chimiques et biochimiques de grande importance dans le sol. Lorsque Eh diminue dans un milieu saturé d'eau, on passe par 3 étapes (figure 30):

- **1ere étape : Pédogenèse des milieux riches en oxygène** : Le Eh est élevé, l'oxygène est fourni aux organismes en abondance, soit sous forme gazeuse, soit sous forme dissoute dans les eaux froides et renouvelées. La biodégradation de la matière organique est active ; la tendance est à la brunification.

- **2eme étape : Pédogenèse en milieu déficient en oxygène ou semi-anaérobiose** : Il s'agit soit d'hydromorphie temporaire (par les eaux stagnantes), soit d'une imbibition par l'eau de certains milieux spongieux. Si le milieu est en outre acide, l'activité biologique minéralisatrice devient faible ; les composés organiques solubles ont tendance à s'accumuler, en même temps le fer réduit au moins partiellement et susceptible de migrer dans le profil (podzols, pseudogleys acides).

- **3eme étape : Pédogenèse en milieu fortement réducteur** : Il s'agit de l'hydromorphie provoquée par les eaux stagnantes formant des nappes permanentes, susceptibles de s'échauffer. Il s'installe alors une anaérobiose accentuée et presque constante. L'activité microbiologique est insuffisante, la matière organique fraîche insoluble et les composés organiques solubles s'accumulent dans l'humus en période hivernale, ce qui abaisse progressivement le Eh (cas des tourbes). Dans ces milieux très réducteurs, les sulfates étant réduits en sulfures, ils s'accumulent des sulfures de fer noirâtres (gleys noirs).

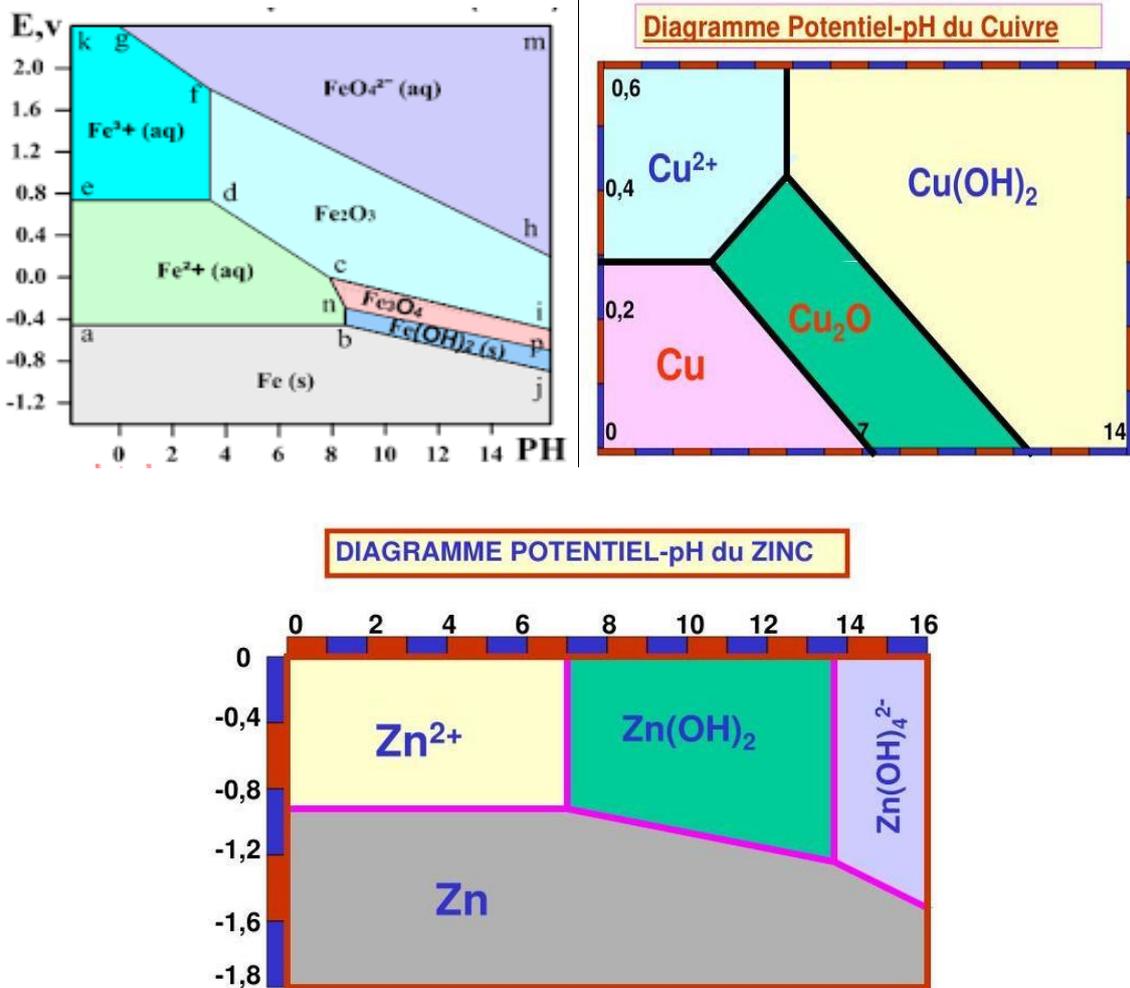


Figure 30. Diagrammes d'équilibre de Pourbaix pour fer, cuivre et zinc en fonction de Eh et pH

10. Les nutriments du sol

10.1. Généralités

10.1.1. La nutrition minérale des plantes

Une des fonctions essentielles du sol, outre son rôle de support, consiste à fournir à la plante les éléments nutritifs (nutriments) qui lui sont nécessaires. Selon la théorie encore la plus généralement admise, les prélèvements minéraux par les racines des végétaux se feraient au départ des solutions du sol. Toutefois, il semble qu'il faille accepter la possibilité de certains échanges par contacts directs entre les colloïdes du sol et les cellules des poils absorbants radiculaires.

10.1.2. Les sources d'éléments nutritifs

Les ions nutritifs, présents en un moment donné dans les solutions du sol, peuvent avoir une quadruple origine :

- La réserve minéralogique et les sels solubles ;
- Le stock ionique fixé par le complexe adsorbant ;

- La quantité immobilisée en un moment donné sous forme organique ;
- Les ions de la solution du sol.

a) La réserve minéralogique

Cette réserve est mise à contribution chaque fois qu'un ion donné en solution provient directement d'un minéral de la roche-mère géologique, comme un feldspath, un mica, un carbonate, un phosphate,... Il est d'ailleurs bien connu que l'élimination progressive des ions libérés par suite du prélèvement végétal peut apparaître un facteur important de l'altération des constituants minéralogiques du sol, à cause des réactions chimiques qui s'orientent systématiquement dans un sens déterminé.



MK⁺ : étant par exemple de l'orthose, du mica,...

H⁺ : étant libéré par les racines de la plante.

Ce type de réserve nutritive est surtout utile quand il n'y a pas de restitution minérale sous forme d'engrais, comme en forêt. Parmi les sels solubilisables d'origine principalement secondaire, et n'appartenant pas à la réserve minéralogique proprement dite, citons : les différents sels de calcium ou de magnésium : carbonates, sulfates, phosphates,...

b) Le stock ionique fixé par le complexe adsorbant du sol

Il s'agit en général de la partie la plus importante de la réserve ionique utilisable à brève échéance.

c) La quantité fixée sous forme organique

Certains éléments comme l'azote, le phosphore et le soufre sont immobilisables en quantités plus ou moins importantes à l'état de composés organiques principalement protéiques qui interviennent dans la composition de l'humus.

La fixation organique peut s'évaluer comme suit :

- Azote : 50 à 95 % de l'azote total est sous forme organique dans le sol.
- Phosphore : 25 à 50 % du phosphore total, parfois jusque 70 % dans les sols agricoles.
- Soufre : environ 80 % du soufre total.

d) Les ions de la solution du sol

10.1.3. La dynamique des éléments chimiques, les états d'équilibre ionique

Une notion fondamentale sur laquelle il faut insister, est le caractère dynamique des éléments chimiques dans le sol et les changements dans les états d'équilibre ionique. Le passage réversible d'un élément à l'état stable, fixé, à un état plus mobile, échangeable, donc accessible pour la plante, peut s'observer en examinant les différentes formes selon lesquelles cet élément considéré se trouve présent dans la phase solide du milieu édaphique. Les formes sont :

- Facilement utilisable ;
- Moyennement utilisable ;
- Difficilement utilisable, ou inerte.

Les trois catégories sont liées entre-elles

10.2. Les principaux cations métalliques

Il s'agit des 4 bases échangeables : Ca^{++} , Mg^{++} , K^+ et Na^+ .

10.2.1. Le calcium dans le sol

10.2.1.1. Les formes du calcium dans le sol

Le calcium se trouve dans le sol sous plusieurs formes :

- Le **calcaire inactif** est le **carbonate de calcium (CaCO_3)** à l'état grossier (blocs, graviers,...). Sous l'action de l'eau et de CO_2 , il peut être dissout et fournir des ions Ca^{2+} dans la solution du sol :



Le carbonate est altéré et disparaît par décarbonatation, mais la dissolution du carbonate dans l'eau est très faible ;

- Le **calcaire actif** est la fraction de carbonate de calcium (CaCO_3) fine qui s'altère rapidement ;

- Le **calcium soluble** se trouve dans la solution sous diverses formes qui libèrent des ions Ca^{2+} : la chaux $\text{Ca}(\text{OH})_2$; le bicarbonate de calcium $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$; le nitrate de calcium $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$; les phosphates monocalciques $\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2$;

- Le **calcium échangeable** : ions calcium adsorbés sur le complexe argilo-humique et libres dans la solution du sol. Il existe un équilibre d'adsorption - désorption entre eux.

La teneur en calcium sous ces diverses formes définit l'**état calcique du sol**. L'analyse chimique permet de doser le **calcaire actif**, le **calcaire total** et la teneur en **ions calcium Ca^{2+}** .

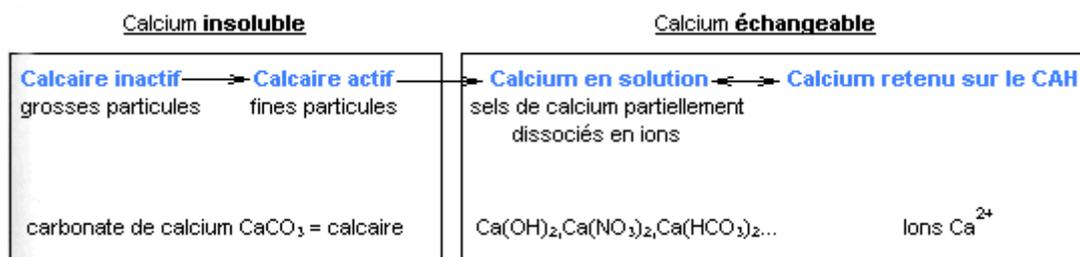


Figure 31. Les formes du calcium dans le sol

10.2.1.2. Variations de la teneur en calcium du sol

La teneur en calcium est variable d'un sol à un autre :

- Dans les sols calcaires, le taux de CaCO_3 est supérieur à 2%. En général le CaO échangeable est important et le complexe argilo-humique est saturé. L'excès de calcium peut entraîner des blocages d'autres éléments minéraux ;

- Dans les sols non calcaires mais bien pourvus en calcium échangeable, un simple entretien en calcium est nécessaire pour assurer une teneur correcte en calcium ;
- Dans les sols non calcaires et pauvres en calcium échangeable, le complexe est insaturé, ce sont les sols acides.

10.2.1.3. L'état calcique du sol

* **Etat calcique et pH** : Les quantités de calcium présentes sous chaque forme, à un moment donné, définissent l'état calcique du sol. Ces quantités varient en fonction du pH du sol. Plus les protons H^+ adsorbés sont nombreux (lorsque le pH est faible), moins il y a d'ions calcium : le complexe est désaturé. En revanche les sols calcaires ont un pH élevé.

* **Le calcium et les propriétés physico-chimiques du sol** : En flocculant les argiles, le calcium augmente la stabilité structurale du sol, ainsi que sa perméabilité. Le calcium intervient également dans les processus physico-chimiques : moyennement retenu sur le complexe adsorbant, il peut s'échanger avec d'autres ions libres de la solution K^+ , Mg^{2+} , etc...

En revanche, un excès de calcium occasionne des inconvénients :

- **L'insolubilisation** des composés phosphatés ;
- **Le blocage** d'oligo-éléments ;
- **L'imprégnation des racines** entraînant une baisse du fonctionnement racinaire ;
- **L'enrobage de la matière organique** qui bloque sa minéralisation.

10.2.1.4. Evolution de l'état calcique

Au cours du temps, l'état calcique dans le sol évolue selon trois processus :

- **La décarbonatation** : c'est la dissolution des carbonates en présence d'eau et de gaz carbonique, avec libération d'ions Ca^{2+} . La décarbonatation est d'autant plus importante que le taux de calcaire actif est élevé. On considère en général une perte annuelle de 800 à 1000 kg/ha de $CaCO_3$ ou de 450 à 600 kg/ha en CaO : la teneur de $CaCO_3$ du sol diminue d'environ 0,3% par an ;

- **La décalcification** : c'est la désorption des ions Ca^{2+} du complexe adsorbant, échangés avec d'autres ions que des protons, puis lessivage des ions Ca^{2+} . La décalcification est conditionnée par la quantité d'engrais apportée ;

- **L'acidification** : c'est la désorption des ions du complexe adsorbant, échangés avec des protons. Les processus d'acidification et de décalcification ont lieu dans les sols engorgés.

L'évolution de l'état calcique dépend :

-Du **lessivage du calcium** : il dépend du drainage et du calcium présent dans la solution. Dans les eaux drainées, le calcium est le principal ion qui accompagne les anions non retenus NO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- etc... dans leur déplacement ;

-Des **exportations des cultures** : elles sont en général assez faibles. Les exportations correspondent à la quantité d'éléments nutritifs absorbés par les plantes qui quittent la parcelle au moment de la récolte ;

- De l'**action des engrais** sur l'état calcique : en apportant des ions neutres, acides ou basiques, les engrais ont des effets acidifiant ou alcalinisant. Tous les engrais ammoniacaux sont acidifiants ; les engrais potassiques sont décalcifiants.

10.2.1.5. Diagnostic de l'état calcique

Le manque de calcium dans le sol se manifeste ainsi :

- la structure du sol devient compacte et instable ;
- les matières organiques se décomposent mal ;
- les rendements diminuent ;
- une végétation acidophile (fougère, rumex, digitale,...) se développe.

L'analyse de terre permet de déterminer le manque de calcium :

- la mesure du pH révèle l'acidité du sol, si la différence $pH_{KCl} - pH_{eau}$ est supérieur à 0,5 unité de pH, le complexe est insaturé ;
- la teneur souhaitable de calcaire est fonction du taux d'argile et de matière organique :

$$\text{CaO souhaitable (en mg/kg de terre)} = 100 * A\% + 500 * MO\%$$

A% : pourcentage d'argiles dans le sol.

MO% : pourcentage de matière organique dans le sol.

La présence de calcaire dans le sol se révèle ainsi : sur le terrain, si après avoir versé de l'acide chlorhydrique sur le sol, il se produit une effervescence, la teneur en carbonates est supérieure à 1%.

10.2.1.6. L'état calcique est modifié par l'apport d'amendements calcaire

Lorsque l'état calcique d'un sol est trop faible, lorsque le pH est trop faible, l'apport d'ions calcium sur le complexe argilo-humique s'impose. On peut modifier l'état calcique d'un sol par l'apport d'amendements calcaires (dont le chaulage).

Le chaulage permet de relever le pH du sol : Le chaulage de redressement est à faire lorsque le pH est très inférieur au pH optimum : la dose d'amendement à apporter est élevée. Pour relever le pH d'une unité, il est nécessaire d'apporter :

- Sols sableux (10% argile) : 1500 à 2000 kg de CaO
- Sols limoneux (20% argile) : 2000 à 3000 kg de CaO
- Sols argileux et humifères (30% argile) : 3000 à 4000 kg de CaO

Il ne faut pas relever le pH trop rapidement : de 1/4 à 1/2 unité à la fois. Le chaulage d'entretien est destiné à compenser la perte annuelle de 450 à 600 kg/ha de CaO. L'apport à envisager tous les 4 à 5 ans est d'environ 3 tonnes en amendement pur.

10.2.2. Le magnésium dans le sol

10.2.2.1. Les formes de magnésium dans le sol

Le magnésium est présent dans le sol sous plusieurs formes :

- **Réserve inaltérée** : magnésium présent dans le substrat, dans les minéraux primaires silicatés ;
- **Réserve mobilisable** : magnésium des oxydes et hydroxydes. Le magnésium peut passer sous forme échangeable, à la hauteur d'environ 15 kg de MgO/ha/an ;
- **Magnésium échangeable** : adsorbé sur le complexe argilo-humique, il représente environ 0,05 à 0.10‰ de MgO ;
- **Magnésium présent dans la solution du sol** sous forme d'ions Mg^{2+} : environ 5 à 100 mg de MgO/l de solution.

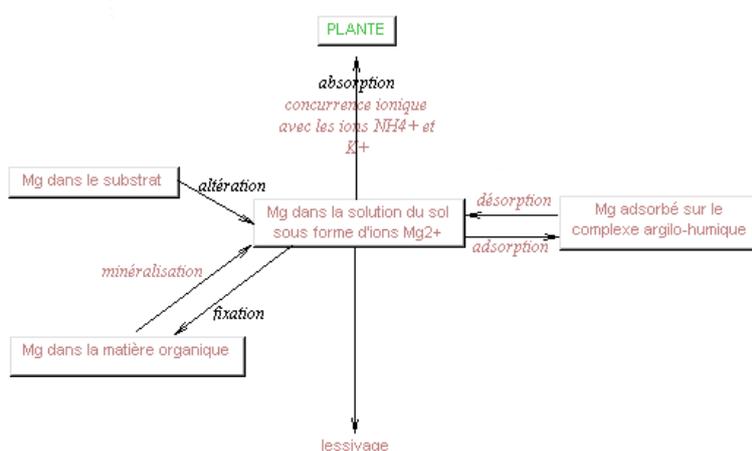


Figure 32. Les formes du magnésium dans le sol

Magnésium échangeable et magnésium en solution sont les deux formes qui servent à alimenter les plantes. La teneur totale en magnésium du sol varie de 1 à 30‰ en MgO.

Le magnésium est faiblement retenu sur le complexe argilo-humique. Sa rétention limitée explique l'appauvrissement des couches superficielles du sol et l'importance des pertes par drainage.

La richesse en magnésium est définie par l'analyse chimique de terre (teneur en MgO). Le taux souhaitable de MgO est fonction de la teneur en argile.

10.2.2.2. Conséquences agronomiques d'une carence en magnésium

Les sols contiennent très généralement suffisamment de magnésium pour satisfaire le besoin des plantes. Cependant il existe des carences en magnésium décelables au niveau de la plante. La carence de magnésium la plus courante au niveau de la plante est celle induite par un excès de K^+ , Ca^{2+} , NH_4^+ ou si l'acidité est trop élevée.

Elle se manifeste par une chlorose sur les feuilles âgées, avec décoloration de la partie médiane. Les apports de magnésium peuvent se faire par apports d'amendements calcaires et magnésiens (18 à 40% de MgO) à l'occasion d'un chaulage, par l'apport de sulfate magnésien, ou par

pulvérisation foliaire d'engrais magnésiens lorsqu'une carence en magnésium est décelée en cours de végétation (sauf sur maïs et céréales à paille).

10.2.3. Le potassium dans le sol

10.2.3.1. Les formes du potassium dans le sol

Le potassium est présent dans le sol sous plusieurs formes :

- **Le potassium solidement fixé** dans les minéraux primaires. Cette forme ne participe pas à l'alimentation de la plante ;
- **Le potassium associé à l'argile** : la quantité fixée ou rétrogradée entre les feuillets d'argile est difficilement échangeable ;
- **Le potassium adsorbé** sur le complexe argilo-humique est facilement échangeable ;
- **le potassium présent dans la solution** du sol sous forme d'ions K^+ .

Potassium échangeable et potassium en solution sont les deux formes qui servent à alimenter les plantes. La teneur totale en potassium du sol varie de 1,5 à 3 % de K_2O , mais la connaissance de la teneur totale a peu d'intérêt quant à l'alimentation des plantes. Il existe des pertes de potassium par drainage. La richesse en potassium échangeable est définie par l'analyse chimique de terre (teneur en K_2O). Le taux souhaitable de K_2O est fonction de la teneur en argile.

10.2.3.2. Dynamique d'échange du potassium

Dans le sol, toutes les formes de potassium sont liées et forment le système sol - potassium. Les ions passent d'un état à l'autre : il s'agit de la dynamique du potassium dont les transferts sont résumés par le schéma :

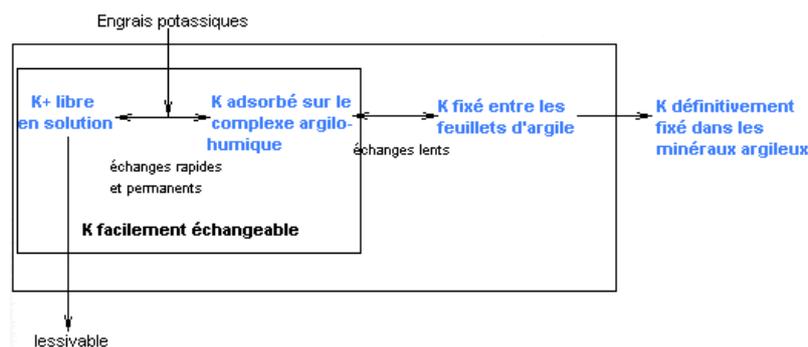


Figure 33. Les formes du potassium dans le sol

10.2.4. Le sodium dans le sol

Le sodium dans le sol est sous forme :

- **Le sodium inclus dans le substrat**. Cette forme ne participe pas à l'alimentation ;

- **Le sodium adsorbé** sur le complexe argilo-humique. Dans les sols cultivés, les ions Na^+ représente moins de 1% de l'ensemble des cations adsorbés sur le complexe adsorbant. Il est facilement échangeable ;
- **Le sodium libre** dans la solution du sol sous forme d'ions Na^+ .

Les formes soluble et adsorbée participent à l'alimentation de la plante.

10.3. Les trois principaux anions

Il s'agit de l'azote, le phosphore et le soufre.

10.3.1. L'azote dans le sol

10.3.1.1 les Formes de l'azote dans le sol

L'azote est sous trois formes dans le sol : élémentaire, minérale et organique (96 à 98 % de l'azote total). Le sol contient 2 à 3 ‰ d'azote total, soit 5 à 7,5 t/ha.

Les principales transformations subies par l'azote sont rappelées par le cycle de l'azote :

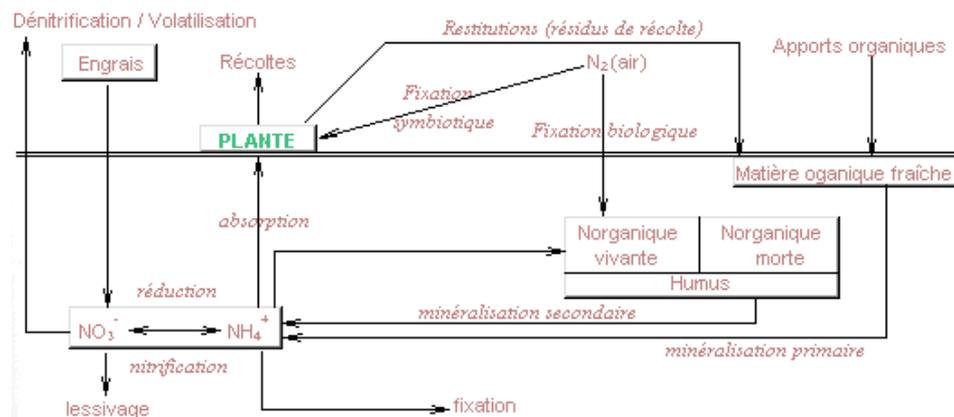


Figure 34. Le cycle de l'azote

10.3.1.2. L'azote organique

L'azote organique comprend :

-**L'azote organique des résidus de culture** : il constitue pour les micro-organismes hétérotrophes une source d'énergie et de nutriments ;

-**L'azote organique de la biomasse microbienne** (5 à 6 % de l'azote total) ;

-**L'azote des substances humiques** : il constitue la masse azotée la plus importante (2,5 à 5 tonnes d'azote organique/ha/an) et dépend des apports en amendements humiques et des conditions pédoclimatiques.

10.3.1.3. L'azote minéral

L'azote minéral est présent dans la solution du sol, il comprend :

- **Des ions ammonium NH_4^+ libres** dans la solution ou retenus sur le complexe argilo-humique ;
- **Des ions nitrates NO_3^- libres** dans la solution. Ils peuvent être facilement lessivés ;
- **Des ions nitrites NO_2^-** très rares.

La quantité d'azote minéral est variable, elle dépend du stock de matière organique et des conditions pédoclimatiques (30 à 300 kg d'azote minéral sont libérés /ha/an). L'azote minéral (NH_4^+ et NO_3^-) est la seule forme intéressante pour la nutrition minérale de la plante. L'azote minéral a plusieurs origines : la minéralisation, la nitrification, les apports d'engrais minéraux azotés et les déplacements dans la solution du sol.

10.3.1.4. La minéralisation de l'azote

La minéralisation de l'azote est le passage de l'azote de la forme organique à celle minérale. Ce processus est effectué par les micro-organismes du sol. La minéralisation est influencée par :

- La **nature des substances**. Les substances sont plus ou moins facilement minéralisables par les microorganismes. On utilise le rapport C/N (carbone/azote) pour caractériser la biodégradabilité d'une substance. Les besoins des micro-organismes correspondent à un C/N compris entre 15 et 30. Si $\text{C/N} < 15$, il y a minéralisation, si $\text{C/N} > 30$ il y a organisation (passage de l'azote minéral à l'azote organique) ;
- Les **conditions physico-chimiques et pédoclimatiques des sols**, qui influent sur l'activité microbienne et donc sur la minéralisation ;
- La **constitution du sol** : les propriétés physiques du sol, humidité, aération, chaleur, porosité...ont une influence sur l'activité biologique et donc sur la minéralisation.
- La **présence d'azote minéral** : un niveau élevé d'azote minéral stimule la décomposition initiale, en assurant les besoins azotés des micro-organismes.

10.3.1.5. Les pertes d'azote

Les pertes d'azote minéral sont le résultat de trois processus :

- Le **lessivage hivernal** : les nitrates NO_3^- en solution sont lessivés ;
- La **réorganisation biochimique de l'azote minéral** : passage de la forme minérale à celle organique ;
- La **dénitrification** : transformation des nitrates NO_3^- en ammonium NH_4^+ .

10.3.2. Le phosphore dans le sol

10.3.2.1. Formes du phosphore dans le sol

Le phosphore est présent dans le sol sous plusieurs formes :

- Le **phosphore insoluble** combiné dans des composés minéraux ;
- Le **phosphore peu soluble** fixé ou rétrogradé entre les feuillets d'argile ;
- Le **phosphore combiné à la fraction organique** : la minéralisation de la matière organique libère du phosphore ;
- Le **phosphore adsorbé** : il est retenu soit par les charges positives des colloïdes minéraux et organiques, soit par les colloïdes électropositifs comme les hydroxydes de fer ou d'aluminium. Le processus d'adsorption est réversible ;
- Les **ions phosphates libres** dans la solution du sol : leur présence dépend du pH. Principalement sous forme HPO_4^{2-} et H_2PO_4^- , ils sont présents en très faible quantité (moins de 1 kg/ha).

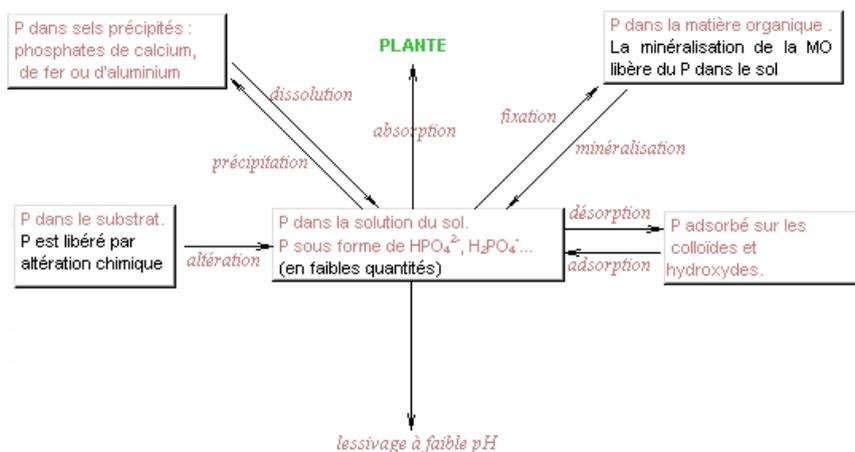


Figure 35. Le cycle du phosphore

En sols cultivés, 1/3 du phosphore se trouve sous forme associée à la fraction organique et 2/3 sous forme associée à la fraction minérale.

10.3.2.2. Les problèmes d'assimilation du phosphore

Les plantes s'alimentent à partir des ions libres et très mobiles de la solution. Ces ions constituent la réserve, ou le pool alimentaire.

En présence de calcium, de fer, d'aluminium, etc..., le phosphore se combine pour former des phosphates, composés insolubles. Le phosphore n'est plus disponible pour la plante, il n'est plus assimilable. La solubilisation des phosphates est un phénomène assez complexe et dépendant du pH. Une forte acidité ou un pH très faible entraîne des problèmes de solubilité ou d'insolubilisation des phosphates.

Les phosphates peuvent se re-dissoudre mais avec des vitesses très faibles. La présence de matière organique dans le sol gêne l'évolution du phosphore vers ces formes phosphatées et ralentit ainsi la perte de mobilité du phosphore dans le sol.

10.3.2.3. L'état phosphate d'un sol

La plupart des sols renferment plusieurs tonnes de phosphore mais moins de 0,1% est libre dans le sol. La richesse en phosphore assimilable (phosphore adsorbé et phosphore libre dans la solution) d'un sol est définie par l'analyse de terre dans la teneur P_2O_5 assimilable.

10.3.3. Le soufre dans le sol

10.3.3.1. Les formes du soufre dans le sol

Les sols renferment de 0,01 à 0,5 ‰ de soufre total, soit 300 à 2000 kg de S/ha, sous les formes organique et minérale.

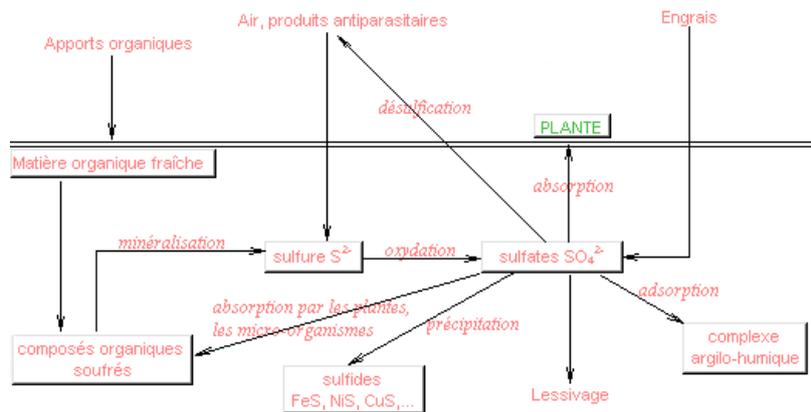


Figure 36. Le cycle du soufre

10.3.3.2. Forme organique du soufre et minéralisation

La majeure partie du soufre est sous forme organique (75 à 90%), forme non directement utilisable par les plantes. Les composés organiques soufrés subissent une minéralisation par les micro-organismes. Le soufre organique est minéralisé en sulfates, assimilables par les végétaux. 20 à 80 kg de S/ha passent sous forme minérale par an.

10.3.3.3. Forme minérale du soufre

Le soufre minéral est sous forme de sulfates qui sont ou libres dans la solution du sol (SO_4^{2-}), ou adsorbés sur le complexe argilo-humique (très peu), ou inclus dans des composés peu solubles. Les ions sulfates sont facilement lessivables, c'est pourquoi les couches superficielles du sol ont tendance à s'appauvrir en soufre. Les pertes par lessivage sont de 30 à 80 kg/ha/an.

10.2.3.4. Conséquences pour la nutrition soufrée

Les carences en soufre sont rares. En effet, les besoins annuels des cultures en soufre sont limités. Ils sont généralement satisfaits par la minéralisation.

10.4. Les oligo-éléments

Chaque oligo-élément occupe une place spécifique dans le développement des cultures. Leur importance ne se mesure pas à la quantité absorbée par la culture (quelques dizaines ou centaines de grammes absorbés par hectare) mais il n'en reste pas moins vrai qu'ils sont indispensables à la

bonne santé végétale, animale et humaine. Les plus importants sont : fer, manganèse, zinc, cuivre, molybdène, bore, cobalt

10.4.1. Les différents états des oligo-éléments dans le sol

Les oligo-éléments proviennent de l'altération de la roche-mère et de la minéralisation de la matière organique. Les principaux oligo-éléments sont le fer, le manganèse, le zinc, le cuivre, le molybdène, et le bore. Ils sont présents dans le sol sous plusieurs états :

- **Réserve inaltérée** ou lentement altérable : ils sont inclus dans la roche mère ou dans les grosses molécules de matière organique ;
- **Forme mobilisable** dans les oxydes, hydroxydes et sulfures ;
- **Forme échangeable** : ils sont adsorbés sur le complexe argilo-humique ;
- **Forme présente dans la solution du sol** : ils sont soit libres dans la solution, soit sous forme chélatée.

Les chélates sont des complexes organo-métalliques très stables où l'ion est inséré dans une molécule organique. Les plantes peuvent absorber les oligo-éléments chélatés. Ainsi, les chélates métalliques sont importants dans le sol car ils permettent d'augmenter la solubilité des cations métalliques oligo-éléments présents naturellement dans le sol ou ajoutés comme fertilisants.

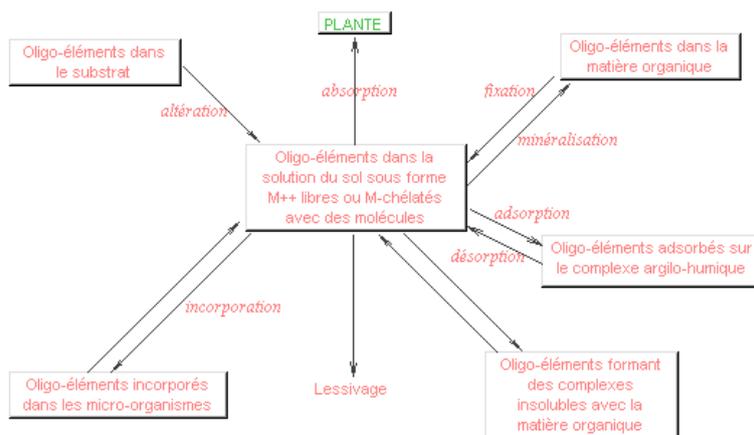


Figure 37. Sources des oligo-éléments dans le sol

Les formes échangeable et en solution des oligo-éléments sont les deux formes qui servent à alimenter les plantes.

10.4.2. Teneurs en oligo-éléments du sol

Tableau 11. Teneurs des principaux oligo-éléments du sol (mg/kg de matière sèche ou ppm) :

Oligo-éléments	Sol	
	Éléments totaux	Éléments échangeables
Fer	10 000 - 50 000	-
Manganèse	200 - 1 000	1 - 2
Zinc	10 - 100	0,2 - 0,5
Cuivre	8 - 40	0,2 - 0,5
Bore	5 - 80	0,1 - 0,5
Molybdène	5 - 80	0,1 - 0,2

10.4.3. Les facteurs de l'assimilation des oligo-éléments

La quantité d'oligo-éléments disponibles pour la plante, tels que les ions adsorbés facilement échangeables, les ions des complexes organo-minéraux moyennement stables, les ions solubles, varie en fonction :

-Du **pH** : le pH est un des paramètres les plus importants de la disponibilité des oligo-éléments. L'augmentation du pH réduit la solubilité des oligo-éléments (sauf pour le molybdène) et donc leur absorption par les racines est diminuée. Le molybdène est d'autant plus assimilable par les plantes que le pH est élevé ;

-De l'**aération** : dans des conditions réductrices, c'est-à-dire en milieu pauvre en oxygène, lorsque le sol est engorgé, la solubilité des oligo-éléments augmente, ainsi que leur assimilabilité ;

-De la **teneur en matière organique** et de la **chélation** : la minéralisation de la matière organique libère des oligo-éléments, les sols pauvres en matière organique sont généralement pauvres en oligo-éléments ;

-Des **interactions entre éléments nutritifs** : elles entraînent des carences induites ou des absorptions accrues. La plus grande influence provient du phosphore : une fertilisation phosphatée peut entraîner des réductions d'assimilation de fer, de cuivre ou de zinc ;

-Des **techniques culturales** :

+Un chaulage peut entraîner des déficiences en oligo-éléments : chaulage → augmentation du pH → diminution de l'assimilation → déficiences en oligo-éléments. Il est parfois nécessaire de prévoir un apport en oligo-éléments lors d'un chaulage ;

+En revanche, un chaulage peut parfois améliorer la nutrition du molybdène et diminuer les absorptions excessives du cuivre et du zinc ;

+Les fumures organiques apportent des oligo-éléments ;

+Certains engrais et produits phytosanitaires contiennent des oligo-éléments.

10.4.4. Rôle des principaux oligoéléments dans la plante

10.4.4.1. Le fer

Généralement assez élevé dans les sols. Les carences sont plutôt observées dans les sols organiques. Carence très répandue en sols calcaires. Il est absorbé par les racines sous forme d'ions ferreux Fe^{++} . Bien qu'abondant dans le sol, l'absorption du fer par les racines est complexe car dans des conditions oxydantes ou de pH alcalin, le cation Fe^{++} disparaît transformé en oxyde ferrique inassimilable.

Les fonctions du fer, composant essentiel de nombreuses enzymes, concernent la respiration, la synthèse de la chlorophylle et la photosynthèse. Un rôle particulier du fer est associé à la fixation d'azote de l'air par la symbiose entre légumineuses et rhizobium. Le fer participe aux processus d'oxydoréduction en passant de Fe^{++} à Fe^{+++} avec libération d'un électron. On le trouve dans la ferrédoxine et d'autres enzymes comme les cytochromes et les peroxydases.

Les plantes ont développé différentes stratégies pour absorber la quantité qu'il leur faut dans les sols, cependant la carence induite en sol calcaire et alcalin est fréquente et se caractérise par une forte chlorose (jaunissement allant jusqu'à la décoloration) sur les feuilles les plus jeunes. La biodisponibilité du fer diminue fortement en sols basiques par insolubilisation. On remédie à la chlorose ferrique par apport au sol ou par pulvérisation sur les feuilles de spécialités à base de fer.

10.4.4.2. Le Manganèse

Le manganèse est absorbé par les racines sous forme du cation Mn^{++} . Comme le fer, il est assez abondant dans le sol, mais son absorption est difficile en conditions oxydantes ou de pH alcalin car il se transforme en oxyde insoluble.

Les fonctions du manganèse, composant essentiel de nombreuses enzymes, concernent la synthèse de protéines, particulièrement de la chlorophylle et la photosynthèse. Un rôle particulier du manganèse est associé à la dernière étape de la réduction des nitrates dans les feuilles. Le manganèse est prélevé par les cultures en petites quantités, 400 à 500 gr/ha, de l'ordre de 1 kg pour les cultures exigeantes (betterave, pomme de terre). Les sols en contiennent suffisamment dans la plupart des cas mais une carence induite est possible dans les sols alcalins ou récemment chaulés et dans les sols très aérés (conditions oxydantes) où le manganèse est insolubilisé. En cas de carence, la nutrition foliaire apporte une réponse généralement adaptée.

La carence peut apparaître surtout en sol léger bien aéré ou en sol alcalin riche en humus. Correction possible par des applications de $MnSO_4$ sur les feuilles. Le sol immobilise le manganèse rapidement si la microflore est du genre à oxyder le manganèse. La toxicité est possible en conditions anaérobies ou trop acides. L'excès de manganèse produit une perte de dominance apicale et la formation de « balais de sorcière ». En cas de sur-chaulage, le problème de la carence du manganèse s'accroît davantage surtout en sols sableux et riches en matière organique. La teneur disponible diminue avec l'aération du sol (drainage). Faibles teneurs fréquentes en sols légers.

10.4.4.3. Le cuivre

Le cuivre est absorbé par les racines sous forme du cation Cu^{++} . Il est assez abondant dans le sol, mais il est fortement lié, complexé à la matière organique. Les fonctions du cuivre, composant essentiel de nombreuses enzymes, concernent la synthèse de protéines, particulièrement de la chlorophylle et la photosynthèse. La stérilité du pollen est un effet particulier de la carence en cuivre. Elle affecte la fécondation et le remplissage des épis chez les céréales à paille, c'est la maladie des « bouts blancs », marquée par des épis vides et des repousses après récolte.

Les besoins des cultures se situent entre 25 et 150 gr/hectare/an. Le traitement consiste à épandre au sol du sulfate de cuivre à titre préventif ou en traitement curatif à pulvériser sur les feuilles des spécialités à base de cuivre.

Sur des sols anciennement viticoles ayant reçu beaucoup de cuivre en traitement fongicide (bouillie bordelaise) on peut observer une toxicité du cuivre liée à un désordre nutritionnel qui affecte l'assimilation du fer. Cette toxicité se manifeste par une chlorose ferrique sur les feuilles.

Carence surtout avec un pH élevé, en sols sableux, pauvres en Cu^{++} et riches en matière organique. La carence retarde la floraison, nuit à la fertilité du pollen, nuit à la formation des parois cellulaires surtout après la mi-saison. L'application d'azote accentue la carence en cuivre. L'utilisation de

sulfate de cuivre devient alors nécessaire. L'utilisation intensive de déchets d'origine industrielle ou urbaine, de lisiers et de fumiers riches en cuivre peut faire augmenter la teneur du sol mais simultanément immobiliser le cuivre qui devient non disponible aux plantes, ce qui mène à la carence en cet élément (problème de métaux lourds). Le Cu^{++} est fortement lié à la matière organique du sol et n'est pas facilement lessivé. Les fortes doses d'azote et de phosphore et un excès de zinc peuvent entraver l'absorption du cuivre par la plante. Faibles teneurs possibles dans les régions.

10.4.4.4. Le zinc

La plante absorbe le zinc sous forme du cation Zn^{++} . Cet ion intervient dans la synthèse des protéines et de l'amidon et il a un rôle spécifique dans le métabolisme de l'auxine, hormone responsable de l'élongation cellulaire. Le zinc protège aussi la plante des stress oxydants en conditions de forte lumière et de sécheresse.

Carence surtout dans les sols dont le pH est $> 6,8$ et riches en phosphore assimilable. De fortes applications d'engrais phosphatés sur des sols contenant peu de zinc disponible peuvent induire la carence de zinc et augmenter le besoin des plantes en cet élément. L'utilisation intensive de déchets d'origine industrielle ou urbaine, de lisiers et de fumiers riches en zinc peut faire augmenter la teneur du sol en cet élément et causer des problèmes de métaux lourds. Le zinc est indispensable au maïs.

La carence en zinc peut être corrigée par des apports au sol : Epandre 4 à 6 kg de zinc/ha, peu de temps ou au moment du semis (engrais localisé contenant du zinc). Cet apport permet d'éviter le risque de carence pendant 3 à 4 ans.

10.4.4.5. Le Molybdène

La plante prélève le molybdène sous forme d'anion molybdate MoO_4^{--} dans le sol. Les besoins sont faibles de quelques dizaines de grammes mais les fonctions du molybdène sont très spécifiques. Il active l'enzyme nitrate réductase qui assure la réduction des nitrates dans les feuilles. Il est associé aussi au métabolisme du fer et du phosphore. Enfin chez les bactéries du genre *Rhizobium*, il active la nitrogénase, une autre enzyme qui permet la fixation de l'azote de l'air N_2 en ammonium NH_4^+ . Ces bactéries vivent en symbiose dans des nodules sur les racines des légumineuses cultures sensibles à la carence en molybdène. L'absorption du molybdène contrairement aux autres oligo-éléments est favorisée en sols alcalins mais elle est limitée par la présence de sulfate SO_4^{--} , anion de taille équivalente qui entre en compétition pour l'absorption racinaire.

Contrairement aux autres éléments mineurs, la disponibilité du Mo augmente avec l'augmentation du pH du sol. La carence se manifeste surtout chez les légumineuses et les crucifères et chez l'oignon cultivé en sol organique nouvellement mis en culture. L'absorption du Mo augmente avec l'humidité du sol et certains sols mal drainés peuvent provoquer l'excès de Mo dans les fourrages.

10.4.4.6. Le bore

L'absorption racinaire prend principalement la forme borate BO_3^{--} associée à l'acide borique H_3BO_3 . Le bore agit sur la multiplication cellulaire dans les méristèmes. Il intervient aussi dans le métabolisme des sucres et leur translocation dans la plante. Il est indispensable pour la production d'un pollen fertile.

Peu mobile, il n'est pas aisément remobilisé à partir des feuilles vers les points de croissance. Les symptômes de carence apparaissent sur les jeunes pousses, les boutons ou les cœurs de certains végétaux (betterave, tournesol, chou-fleur, navet,...). Le bore peut devenir toxique au-delà d'une concentration peu supérieure à celle jugée adéquate pour la plante. Les symptômes apparaissent par une nécrose qui commence par le bord extérieur des feuilles.

La disponibilité dépend du taux de matière organique et du pH. A pH < 7, le bore est sous forme d'acide borique dans la solution du sol, la forme d'absorption dominante. Carence très répandue sous les climats très pluvieux favorisant le lessivage de l'acide borique dans les sols alcalins et argileux. En effet le bore joue un rôle dans le développement du pollen, la germination et le développement du tube du pollen et par conséquent, le développement reproductif. Ainsi, la viabilité du pollen peut être inhibée lors d'une carence en bore. Les céréales sont spécialement sensibles aux carences en bore et en manganèse.

La teneur moyenne en bore des sols dans les zones de climat tempéré se situe entre 5 et 80 mg / kg. Comparés aux sols riches en argile et en humus (30-80 mg / kg), les sols sablonneux possèdent une faible teneur en bore (5-20 mg / kg).

10.4.4.7. Le cobalt

La plupart des espèces végétales contiennent moins de 1mg de Co^{++} par kg de matière sèche. Le cobalt est absorbé sous forme du cation Co^{++} . Il constitue le noyau métallique de la vitamine B12 (cobalamine d'une couleur rouge) indispensable au Rhizobium pour fixer l'azote de l'air (N_2). C'est cette protéine qui donne sa couleur rosée aux nodules sur les racines de légumineuses. Son importance pour les autres espèces végétales est encore discutée. Sa présence dans le végétal contribue à fournir l'élément aux animaux pour qui il est indispensable.

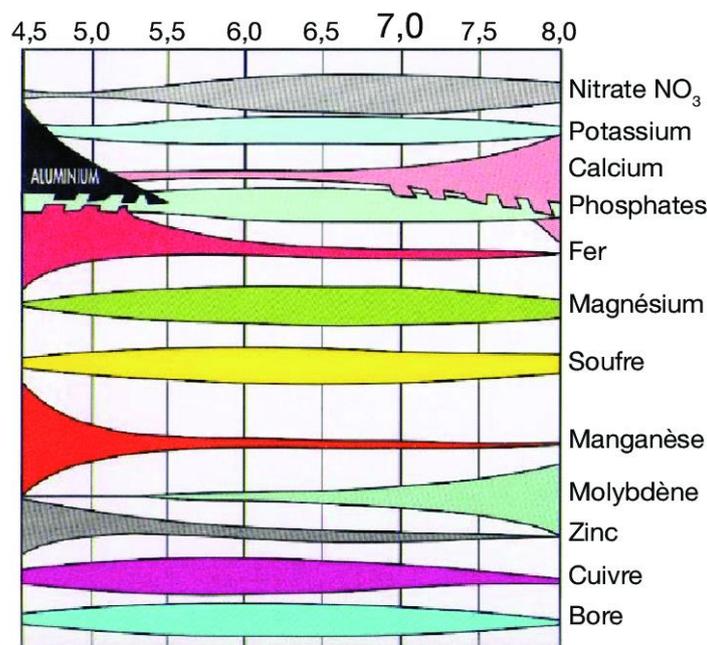


Figure 38. Assimilabilité des principaux éléments nutritifs en fonction du pH des sols

11. Les sels solubles

Ce sont tous les sels qui sont plus solubles que le gypse ($\text{CaSO}_4, 2\text{H}_2\text{O}$). Sur tous les silicates d'alumines (argiles) existent des cations ($\text{Ca}^{++}, \text{Mg}^{++}, \text{K}^+, \text{Na}^+, \text{etc...}$) qui libérés après altération dans l'eau passent sous hydroxydes et vont réagir avec les acides qui se trouvent dans la solution du sol pour donner des sels solubles tels que $\text{CaCl}_2, \text{NaCl}, \text{KCl}, \text{Na}_2\text{SO}_4, \text{Na}_2\text{CO}_3, \text{MgCO}_3, \text{NaHCO}_3, \text{MgCl}_2, \text{MgSO}_4, \text{etc...}$

Lorsque leurs teneurs sont importantes, certains de ces sels peuvent exercer une action néfaste sur les propriétés des sols ainsi que sur le développement des plantes (tableau 12). Il est possible d'évaluer globalement la quantité de sels solubles dans un sol à partir d'une mesure de la conductivité électrique (CE) effectuée de préférence dans un **extrait de pâte saturée** grâce à un conductimètre, c'est ce qu'on appelle la salinité globale. La conductivité électrique peut-être également déterminée rapidement sur suspension sol/eau (1/5 ou 1/10) sans grande précision.

Technique de l'extrait de pâte saturée : l'extrait de pâte saturée est obtenu à partir d'un échantillon de sol d'environ 200 gr. qui subi une saturation avec de l'eau distillée jusqu'à ce qu'il atteint un point se trouvant à la limite de plasticité et liquidité. Après une période de repos permettant aux sels de se solubiliser, la solution est extraite grâce à une pompe à vide. La solution obtenue permettra de déterminer la CE (en unité SI mS/cm ou $\mu\text{S}/\text{cm}$ à 25 °C) et les différents sels solubles ($\text{Ca}^{++}, \text{Mg}^{++}, \text{Na}^+, \text{K}^+, \text{Cl}^-, \text{CO}_3^{--}, \text{HCO}_3^-, \text{SO}_4^{--}, \text{etc...}$ en unité SI mEq/100gr de sol). D'une manière générale, plus une solution est riche en ions ou sels et plus la CE est élevée.

Tableau 12. Echelle de salinité des sols et conséquences sur les cultures

CE à 25°C en mS/cm	Non salé	Légèrement salé	Salé	Très salé	Extrêmement salé
Extrait pâte saturée	< 2	2- 4	4- 8	8- 16	> 16
Extrait 1/10	< 0.25	0.25 - 0.5	0.5 - 1	1 - 2	> 2
Extrait 1/5	< 0.5	0.5 - 1	1 - 2	2 - 4	> 4
Effets sur les rendements	Négligeable	Diminution des rendements cultures sensibles aux sels	Diminution des rendements de la plupart des cultures	Seules les cultures tolérantes donnent des rendements satisfaisant	Seules quelques cultures donnent des rendements satisfaisant