

Rôle physico-chimique du magnésium dans les sols salés des plaines du Cheliff (Algérie)

DAOUD Yousef (1)
CHEVERRY Claude (2)
ROBERT Michel (3)

RÉSUMÉ

Les sols salés des plaines du Cheliff présentent de fortes teneurs en magnésium soluble et échangeable. L'origine du magnésium serait une fraction carbonatée, principalement la dolomite et secondairement l'hydromagnésite, la nesquehonite et une calcite magnésienne.

Le magnésium est sensiblement moins facilement échangeable que le calcium vis-à-vis du sodium, la fraction carbonatée limite l'adsorption du sodium sur les sites d'échange.

Quant à l'influence du magnésium sur les propriétés physiques de la fraction argileuse, il provoque une plus forte rétention en eau et une plus faible conductivité hydraulique que le calcium. L'effet du magnésium sur les propriétés physiques est lié à la nature minéralogique des constituants de la fraction argileuse.

Mots-clés : sol salé - magnésium - dolomite - calcite - phénomène d'échange - rétention en eau - conductivité hydraulique.

PHYSICO-CHEMICAL PART OF THE MAGNESIUM IN THE SALINE SOILS OF THE CHELIFF PLAINS (ALGERIA)

The saline soils of Cheliff plains showed high quantities of soluble and exchangeable magnesium. The origin of this magnesium is in part due to its carbonatation, mainly under the form of dolomite and, in some cases, hydromagnesite, nesquehonite and magnesian calcite.

Magnesium is less readily exchangeable than calcium in relation to sodium, the carbonated fraction limits the adsorption of sodium on the exchange sites.

Concerning the influence of magnesium on the physical properties of clay fraction, it results in a larger retention and a smaller hydraulic conductivity than calcium. This effect of magnesium on physical properties appears to be related to the nature of the mineralogical constituents of clay fraction.

Keywords : saline soil - magnesium - dolomite - calcite - exchange phenomena - moisture retention - hydraulic conductivity

(1) INA Département des Sols El-Harrach 16000 Alger (Algérie)

(2) Laboratoire de Science du Sol, ENSA-INRA, 65, rue de St-Brieuc, 35042 Rennes

(3) INRA Science du Sol, Route de St-Cyr 78026 Versailles (France)

INTRODUCTION

La salinisation secondaire des sols constitue au plan mondial un problème de plus en plus important (SZABOLCS, 1986) et les études sont nombreuses et parfois très anciennes. En Algérie, les sols salés occupent de grandes étendues (BOULAINÉ, 1957 ; DURAND, 1958 ; AUBERT, 1975 ; DAOUD, 1983 ; HALITIM, 1985). Les plaines du Cheliff constituent un exemple de région où le développement de l'agriculture est confronté à la salinisation des sols. Dans ces plaines, dont la superficie est de l'ordre de 60 000 hectares, les principaux facteurs responsables de la remontée des nappes d'eau salée et de la salinisation des sols sont l'aridité du climat (le déficit hydrique annuel ETP-P est supérieur à 1000 mm), les caractéristiques géologiques (ces plaines sont des bassins subsidés comblés par des alluvions argileuses à limono-argileuses et parfois salées), et les techniques culturales utilisées (irrigations à l'eau salée dont la conductivité électrique varie entre 1 et 3,5 dS.m⁻¹, doses d'arrosage non respectées, absence de réseau de drainage fonctionnel).

L'une des principales caractéristiques de ces sols est la présence, à côté du sodium soluble et échangeable dont le rôle est bien connu, de fortes teneurs de magnésium soluble (plus de 20 % de la somme des cations de la solution du sol), et échangeable (jusqu'à 60 % de la capacité d'échange cationique) (BOULAINÉ, 1957 ; PETERS et GHOUL, 1972 ; DAOUD, 1983).

La présence de fortes teneurs en magnésium dans les sols pourrait jouer un rôle important dans l'orientation de certaines paragenèses salines vers les formes magnésiennes (BERNER, 1975 ; RIEU, 1978). En outre, la relation quantitative entre les ions en solution et ceux présents sur le complexe adsorbant dans les sols carbonatés est encore peu connue (LEVY *et al.*, 1983). Par ailleurs, bien que l'effet du magnésium sur la structure du sol soit encore peu connu et souvent contesté, il semblerait provoquer, dans certains cas, une dégradation des propriétés physiques des sols (DURAND, 1956 ; ROWELL et SHAINBERG, 1979).

Le but du présent travail est de déterminer la nature de la fraction carbonatée du sol qui est la source possible du magnésium et de discuter le contrôle géochimique du magnésium en termes d'équilibres minéraux/solution ; de comparer les isothermes d'échange Ca⁺⁺ - Na⁺ et Mg⁺⁺ - Na⁺ ; et enfin d'évaluer l'effet du magnésium sur la conductivité hydraulique, et la rétention en eau, de la fraction argileuse extraite d'un échantillon de sol des plaines du Cheliff.

I. MATERIEL ET METHODES

Echantillon étudié :

La zone étudiée concerne les plaines du Cheliff (Algérie) où l'on trouve des sols peu évolués non climatiques d'apport alluvial et des sols halomorphes à structure non dégradée salins (Commission de Pédologie et de Cartographie des Sols, 1967). Les sols sont carbonatés, argileux à limono-argileux ; la conductivité électrique de l'extrait de pâte saturée est comprise entre 1 et 20 dS.m⁻¹, le taux de sodium échangeable varie entre 5 et 25 % de la capacité d'échange cationique (SAIDI, 1985).

ROLE DU MAGNÉSIUM DANS LES SOLS SALÉS

L'échantillon utilisé provient d'un horizon de surface d'un sol peu évolué non climatique d'apport alluvial. Ses principales caractéristiques sont présentées dans le Tableau I. Les déterminations granulométriques ont été faites sans décarbonatation, après dispersion à l'hexamétaphosphate de sodium. Les carbonates totaux sont déterminés par analyse thermogravimétrique de 10 mg de terre tamisée à 0,2 mm ; le carbonate de calcium est déterminé par volumétrie au calcimètre de Bernard. Le carbone est analysé par la méthode de Walkley-Black. Le pH est mesuré dans une suspension terre/eau de 1/2,5. La capacité d'échange cationique est déterminée par la méthode à l'acétate de sodium à pH 8,2. La fraction inférieure à 2 mm est constituée d'environ 50 % d'illite, 22 % de smectites, 14 % de kaolinite et chlorite, et 10 % d'hydroxydes (DAOUD, 1983).

Tableau I : Caractéristiques de l'échantillon utilisé dans les études expérimentales.
Characteristics of the sample used in the experimental studies.

Granulométrie A% L% S%	Carbone %	pH	CEC meq/100g	Carbonates totaux	CaCO ₃ %
54 35 11	1,5	8,3	17,9	14,5	4,4

Méthodes d'analyses :

Les analyses physiques et chimiques ont été réalisées selon les méthodes préconisées par l'United States Salinity Laboratory (1954) pour les sols salés.

Pour l'étude du phénomène d'échange ionique $\text{Ca}^{++} - \text{Na}^+$ et $\text{Mg}^{++} - \text{Na}^+$, la méthode utilisée est celle proposée par GALINDO et BINGHAM (1977), dont le principe consiste à préparer des échantillons monoioniques par une série de lavages avec des solutions de CaCl_2 ou de MgCl_2 ; l'excès de sels est éliminé par des lavages à l'éthanol. Les échantillons monoioniques sont ensuite mis en équilibre avec des solutions mixtes de $\text{CaCl}_2\text{-NaCl}$ ou $\text{MgCl}_2\text{-NaCl}$, les sommes $\text{Ca}^{++} + \text{Na}^+$ et $\text{Mg}^{++} + \text{Na}^+$ sont constantes et égales à 50 meq.l^{-1} ; les proportions des cations dans les solutions d'équilibre sont variables. La mise en équilibre consiste à agiter l'échantillon avec la solution d'équilibre (rapport terre/solution = 1/30) pendant 2 heures et à centrifuger ; le centrifugat est récupéré. L'opération est répétée 5 fois. Le dosage du sodium dans le centrifugat et la détermination de la teneur en eau de l'échantillon après la dernière centrifugation permettent de calculer la quantité de sodium adsorbée, la quantité de magnésium ou de calcium adsorbée est calculée par différence par rapport à la capacité d'échange cationique. Les isothermes d'échange sont réalisés à la température ambiante du laboratoire, soit $18 \pm 1^\circ\text{C}$ sur deux prises d'essai de l'échantillon dont l'une est décarbonatée par un tampon acétique à pH=5 (JACKSON, 1968).

La solubilité de la fraction carbonatée est déterminée à partir d'une suspension (rapport sol/eau = 1/3) agitée pendant 24 heures sous une atmosphère d'un mélange $\text{CO}_2\text{-air}$, à différentes teneurs en CO_2 , à une température de $18 \pm 1^\circ\text{C}$. A la fin de l'agitation, le pH est mesuré et le bilan ionique est réalisé selon les méthodes de l'United States Salinity Laboratory (1954).

La rétention en eau à 0,1 bar et à 1 bar est déterminée sur la fraction inférieure à 2 mm par le dispositif de TESSIER et BERRIER (1979). Les échantillons rendus monoioniques par une série de lavages avec des solutions de chlorures (CaCl₂, MgCl₂, NaCl) concentrées (1N) sont ensuite lavés avec la même solution diluée (0,001N) et conservés à l'état de pâte pour les mesures de la rétention en eau et de la conductivité hydraulique. Celle-ci est mesurée par le dispositif de PROST (1984) sur des pâtes en équilibre avec une pression pneumatique de 0,1 bar. Le volume apparent des pâtes argileuses humides est mesuré par la méthode au pétrole (TESSIER, 1975). Toutes les mesures sont réalisées en trois répétitions. Les coefficients de variation sont de 305 % pour la rétention en eau et de 8 % pour la conductivité hydraulique.

Méthodes de calcul :

La méthode utilisée pour la mise en évidence des minéraux magnésiens susceptibles d'être présents est fondée sur une approche géochimique, utilisant le test de saturation des solutions d'équilibre vis-à-vis de certains minéraux magnésiens, et une vérification des résultats par une analyse en diffractométrie des rayons X pour déceler les différents minéraux magnésiens contenus dans cet échantillon (SUAREZ, 1977).

Les activités ioniques ont été calculées selon le programme ACTIVE de MONTOROI et RIEU (1987) pour la calcite et certains minéraux magnésiens susceptibles d'être stables dans les conditions de température et de pression normales (25°C, 1 atm) (ROBIE et WALDBAUM, 1968 ; DANDURAND ET SCHOTT, 1977). Les produits ioniques et les produits de solubilité retenus figurent dans le tableau II.

Tableau II : Produits ioniques des minéraux
ionic products of the minerals

log pCO ₂	Brucite	Calcite	Dolomite	Hydromagnésite	Magnésite	Nesquehonite
-2,77	-14,92	-8,20	-16,80	-19,96	-8,58	-8,59
-2,35	-15,26	-8,43	-16,87	-20,52	-8,56	-8,57
-2,06	-15,42	-8,19	-16,64	-20,66	-8,48	-8,49
-1,80	-15,45	-8,04	-16,69	-20,73	-8,46	-8,47
-1,49	-15,74	-8,14	-16,92	-20,20	-8,62	-8,63
-1,31	-15,85	-8,04	-16,83	-20,33	-8,59	8,60
-1,10	-15,92	-8,01	-16,70	-20,42	-8,47	-8,48
-0,76	-16,01	-8,07	-16,70	-21,62	-8,53	-8,54
log K	-11,21(a)	-8,37(b)	-17,06(c)	-35,87(d)	-8,04(e)	-4,99(f)
Référence	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(2)

(a) - pour la réaction Mg(OH)₂ = Mg²⁺ + 2OH⁻

(b) - pour la réaction CaCO₃ = Ca²⁺ + CO₃²⁻

(c) - pour la réaction CaMg(CO₃)₂ = Ca²⁺ + Mg²⁺ + 2CO₃²⁻

(d) - pour la réaction Mg(CO₃)₃(OH)₂·3H₂O = Mg²⁺ + 3CO₃²⁻ + 2.3OH⁻ + H₂O

(e) - pour la réaction MgCO₃ = Mg²⁺ + CO₃²⁻

(f) - pour la réaction MgCO₃·3H₂O = Mg²⁺ + 3.3CO₃²⁻ + H₂O

(1) HELGESON (1969) ; (2) TRUESDELL and JONES (1974)

II. RESULTATS

Variations des teneurs en magnésium des sols :

Le magnésium soluble représente en moyenne 20 % de la somme des cations dans tous les extraits de pâte saturée, dont la conductivité électrique est comprise entre 1 et 20 dS.m⁻¹. En outre, la concentration en magnésium de la solution du sol augmente de façon proportionnelle à la conductivité électrique (Mg meq/l = 1,63 CE- 1,20 avec r = 0,98 et n = 21) (Fig. 1). Ces résultats suggèrent que les phénomènes de précipitations de minéraux ne semblent pas jouer un rôle important, du moins dans cette gamme de concentrations, sur le contrôle de la concentration de cet élément dans la solution du sol (DROUBI, 1976). Par contre, le taux de magnésium échangeable est relativement indépendant de la conductivité électrique et donc de la salinité du sol. En effet, des fixations importantes de magnésium échangeable existent déjà pour de faibles niveaux de la salinité (Mg.100/CEC = 0,39 CE = 20,5 avec r = 0,48 et n = 21) (Fig. 2). Ces taux élevés de magnésium échangeable ne semblent pas affectés par la fixation de sodium échangeable traduite par la valeur de l'ESP (Mg.100/CEC = -0,32 Na.100/CEC + 30,77 avec r = -0,20 et n = 21) (Fig. 3).

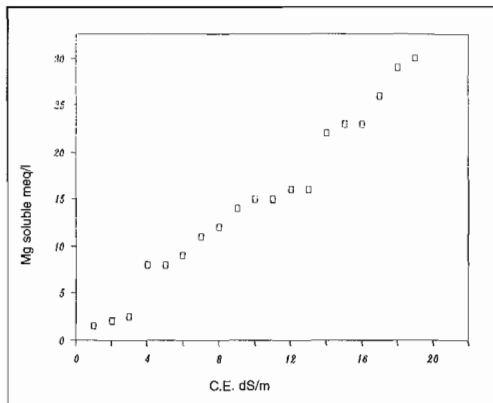


Figure 1 : Evolution de la concentration en magnésium en fonction de la conductivité électrique des extraits de pâte saturée.

Magnesium concentration evolution depending on hydraulic conductivity of the saturated paste extracts.

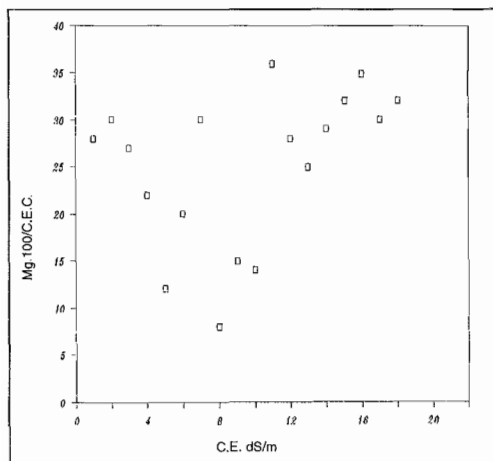


Figure 2 : Variation du taux de magnésium échangeable en fonction de la conductivité électrique des extraits de pâte saturée.

Exchangeable Magnesium variation depending on hydraulic conductivity of the saturated paste extracts.

Ces teneurs élevées en magnésium dans les plaines du Cheliff confirment celles déjà signalées par DURAND (1956) et BOULAINÉ (1957) et posent le problème du rôle du magnésium sur les propriétés des sols. En effet, ces auteurs montrent que le taux de magnésium échangeable dans les sols peut atteindre 60 % de la capacité cationique. Par ailleurs, DURAND (1956) a signalé l'existence de solonetz magnésiens dans ces plaines.

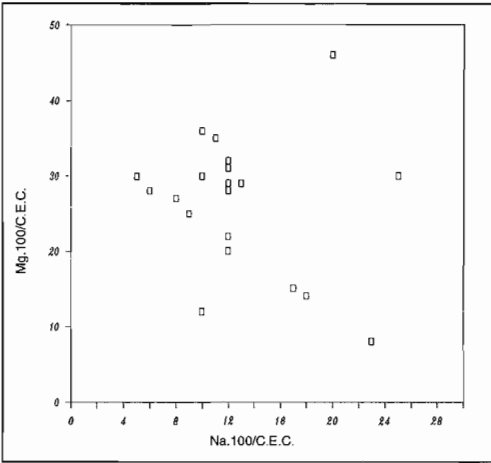


Figure 3 : Relation entre le taux de magnésium échangeable et le taux de sodium échangeable.
Relationships between exchangeable Magnesium and Sodium.

Solubilité des fractions carbonatées du sol

La solubilité des carbonates est contrôlée par les équilibres du système : carbonates - CO₂-H₂O.

L'objectif de cette étude expérimentale est d'étudier la solubilité des fractions carbonatées du sol sous des pressions partielles de CO₂ comprises entre 10^{-3,5}atm et 10^{-1,5}atm ; et de tenter de mettre en évidence les différents minéraux magnésiens contenus dans cet échantillon et pouvant être à l'origine des fortes teneurs en magnésium observées dans ces sols.

Les résultats donnent les corrélations suivantes (Fig. 4) :

$$\log Ca^{++} = 0,25 \log pCO_2 + 2,53 \quad r = 0,99$$

$$\log Mg^{++} = 0,27 \log pCO_2 + 2,03 \quad r = 0,98$$

Ca⁺⁺, Mg⁺⁺ : en mg/litre ; pCO₂ : en atmosphères

Ces équations sont proches de celles obtenues par RIEU (1978) et montrent que les quantités de calcium et de magnésium solubles augmentent de façon sensiblement linéaire avec la pression partielle de CO₂ (Fig. 4).

Les résultats montrent que le magnésium représente une fraction notable de la solution d'équilibre. Il représente environ 50 % de la concentration en calcium (Mg mole/l = 0,53 Ca - 0,129 avec r = 0,98) (Fig. 5). Sans préjuger des autres formes possibles, ce résultat permet d'affirmer que les carbonates dissous contiennent du magnésium.

ROLE DU MAGNÉSIUM DANS LES SOLS SALÉS

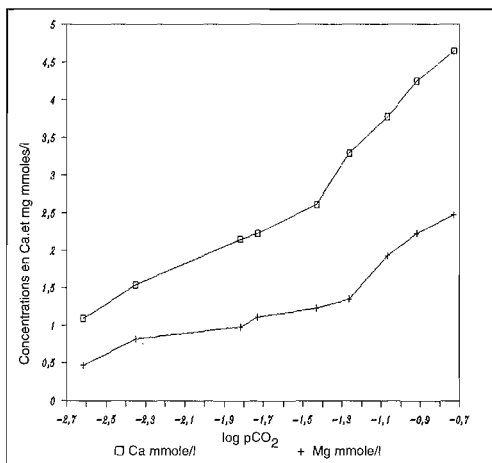


Figure 4 : Evolution de la concentration en calcium et en magnésium de la solution d'équilibre en fonction de la pression partielle de CO₂.

Evolution of Calcium and Magnesium concentration of the equilibrium solution as a function of the CO₂ partial pressure.

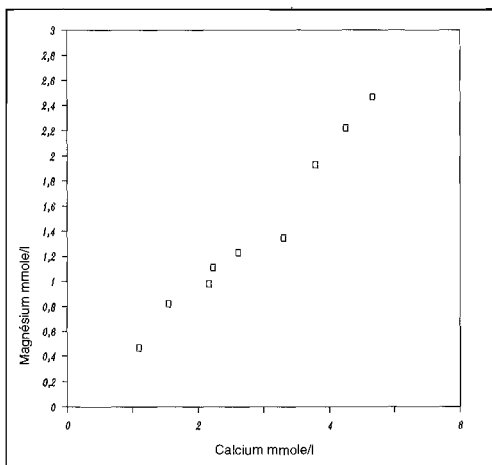


Figure 5 : Concentrations en magnésium et en calcium dans les solutions d'équilibre.

Magnesium and Calcium concentrations in the equilibrium solutions.

Les produits ioniques de ces minéraux sont présentés dans le Tableau II.

La comparaison des produits ioniques (Q) aux produits de solubilité des minéraux montre que les solutions d'équilibre sont :

- Sous-saturées vis-à-vis de la brucite,
- Sursaturées vis-à-vis de la calcite,
- Sursaturées (75 % des solutions) ou sous-saturées (25 % des solutions) vis-à-vis de la dolomite,
- Sursaturées vis-à-vis de l'hydromagnésite,
- Sous-saturées vis-à-vis de la magnésite,
- Sursaturées vis-à-vis de la nesquehonite.

L'étude des spectres de diffraction aux rayons X (Fig. 6) révèle la présence de calcite et de dolomite.

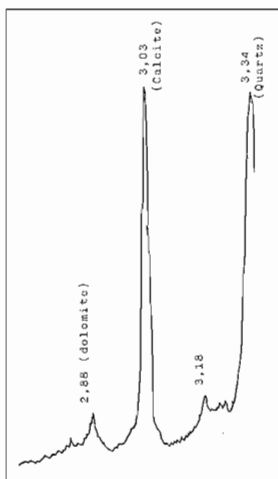


Figure 6 : Spectre de diffraction des rayons X
X Ray diffraction spectrum

Si la calcite est un minéral connu dans les sols (SAINT-ARNAUD, 1979), les conditions de formation de la dolomite sont encore peu connues. Elle serait héritée et métastable dans les sols (GOLDSMITH et GRAF, 1960), ou stable pour des milieux dont la solution présente un rapport Ca/Mg de l'extrait de pâte saturée supérieur à 0,25 (BUI *et al.*, 1990). Dans les solutions d'équilibre analysées, ce rapport est supérieur à ce seuil. Dans les sols des plaines du Cheliff, la dolomite peut être héritée et proviendrait, lors des phases de sédimentation des matériaux alluviaux issus des versants du Zaccar calcaire et dolomitique (BOULAIN, 1957).

L'hydromagnésite et la nesquehonite peuvent coprécipiter avec la calcite et seraient des minéraux stables dans les sols (ROBIE et WALDBAUM, 1968).

La calcite magnésienne pourrait précipiter dans l'échantillon étudié, mais présenterait une structure trop désordonnée ou en particules trop fines pour être mises en évidence aux rayons X (BUI *et al.*, 1990).

Par ailleurs, l'utilisation du produit ionique pour le test de saturation n'est valable que si la composition de la solution d'équilibre est le reflet de la composition du minéral (BERNER, 1975). Or, LEVY *et al.* (1982) montrent que la dissolution des carbonates calciques et magnésiens est incongruente, le magnésium peut être préférentiellement libéré et sa concentration dans la solution ne reflèterait pas celle du minéral dont il provient.

Echanges ioniques Ca^{++} - Na^+ et Mg^{++} - Na^+

La détermination des isothermes d'échange hétérovalentes Ca^{++} - Na^+ et Mg^{++} - Na^+ permet de comparer le comportement de l'échangeur calcique ou magnésien vis-à-vis des solutions contenant des concentrations croissantes en sodium. Cette approche compare l'échange Ca^{++} - Na^+ et Mg^{++} - Na^+ dans le même échantillon de terre, carbonaté et décarbonaté à l'aide d'un tampon acétique à pH=5. Ainsi, le rôle de la fraction carbonatée dans ces réactions d'échange sera mis en évidence.

Les résultats (Fig. 7) montrent que, pour certaines fractions du sodium en solution, le magnésium est moins facilement échangeable que le calcium. Cette différence, observée en présence et en absence des carbonates est statistiquement significative à $P = 0,95$ lorsque la fraction équivalente du sodium en solution CNa/Co est supérieure à 0,4 pour l'échantillon décarbonaté et lorsqu'elle est supérieure à 0,6 pour l'échantillon carbonaté. Par ailleurs, la présence de la fraction carbonatée permet de limiter l'adsorption du sodium aussi bien dans le cas de l'échange Ca^{++} - Na^+ que dans celui de l'échange Mg^{++} - Na^+ . L'intensité de l'influence des carbonates est relativement proche pour les échanges étudiés, elle est particulièrement nette lorsque CNa/Co est supérieure à 0,40.

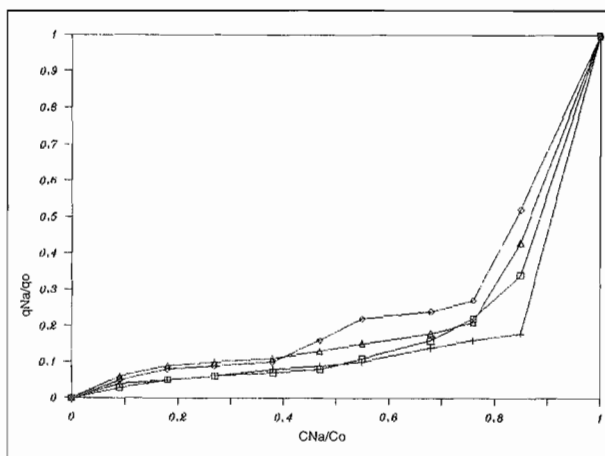


Figure 7 : Isothermes d'échange $\text{Ca}^{2+} - \text{Na}^+$ et $\text{Mg}^{2+} - \text{Na}^+$ (échantillon carbonaté : + : $\text{Mg}^{2+} - \text{Na}^+$, \square : $\text{Ca}^{2+} - \text{Na}^+$; échantillon décarbonaté \blacktriangle : $\text{Mg}^{2+} - \text{Na}^+$, \circ = $\text{Ca}^{2+} - \text{Na}^+$; $q\text{Na}/q_0$ = fraction équivalente adsorbée, $C\text{Na}/C_0$ = fraction équivalente en solution).

Exchange isotherms $\text{Ca}^{2+} - \text{Na}^+$ and $\text{Mg}^{2+} - \text{Na}^+$ carbonate sample : + : $\text{Mg}^{2+} - \text{Na}^+$, \square : $\text{Ca}^{2+} - \text{Na}^+$; non carbonate sample \blacktriangle : $\text{Mg}^{2+} - \text{Na}^+$; \circ = $\text{Ca}^{2+} - \text{Na}^+$; $q\text{Na}/q_0$ = equivalent adsorbed fraction ; $C\text{Na}/C_0$ = equivalent fraction in solution.

L'influence des carbonates peu solubles sur les isothermes d'échange $\text{Ca}^{2+} - \text{Na}^+$ et $\text{Mg}^{2+} - \text{Na}^+$ résulterait de deux mécanismes. Leur dissolution qui maintient dans la solution à l'équilibre d'échange une certaine concentration en calcium pour les carbonates calciques et en magnésium pour les carbonates magnésiens ; celle-ci permet de maintenir une fraction adsorbée du cation bivalent, et cela même en présence de fortes concentrations en sodium (GALLEZ *et al.*, 1981). La présence des carbonates provoquerait une modification de la distribution des cations échangeables dans les particules argileuses gonflantes. En effet, LEVY *et al.* (1983) montrent qu'en présence de carbonates alcalino-terreux, l'adsorption du sodium a lieu préférentiellement dans les espaces interfoliaires, le calcium et le magnésien étant localisés dans les surfaces externes (ou espaces interparticulaires). Ce résultat obtenu en présence de carbonates est très différent de ce qui se passe dans une smectite pure Na-Ca où jusqu'à 15 % de Na, ce dernier se dispose de préférence sur les surfaces externes (HALITIM *et al.*, 1984) avec phénomène de demiction (GAULTIER et MAMY, 1981).

Il s'avère donc que la fraction carbonatée contenue dans l'échantillon étudié jouerait un rôle important dans le phénomène d'échange ionique $\text{Ca}^{2+} - \text{Na}^+$ et $\text{Mg}^{2+} - \text{Na}^+$; le magnésium est moins facilement échangeable que le calcium lorsque le sodium devient le cation dominant en solution. Cette observation expliquerait les fortes proportions de magnésium échangeable mises en évidence dans les sols salés de cette plaine, l'adsorption du sodium ayant lieu préférentiellement aux dépens du calcium.

Influence des cations échangeables (Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+) sur la rétention en eau et la conductivité hydraulique de la fraction argileuse de l'échantillon.

Il est connu que la nature du cation compensateur même présent en faible quantité détermine, dans une grande mesure, le comportement physique des sols (TESSIER, 1975 ; HALITIM, 1985). Le but de ce travail est de comparer l'effet de ces trois cations échangeables sur certaines propriétés physiques de la fraction $< 2 \mu\text{m}$. Il s'agit de la rétention en eau à 0,1 et à 1 bar, et de la conductivité hydraulique à 0,1 bar. Toutes les mesures sont réalisées en trois répétitions avec une concentration saline de 10^{-3}N , les coefficients de variation sont de 305 % pour la rétention en eau, et de 8 % pour la conductivité hydraulique.

Les mesures du volume apparent montrent qu'aux pressions utilisées, les pâtes d'argiles sont saturées.

Les principaux résultats obtenus sont présentés dans le tableau III.

Les résultats montrent que dans le cas des pâtes argileuses soumises à une pression de 0,1 bar ou de 1 bar, l'indice d'eau v , diminue dans le sens $v_{\text{Na}^+} > v_{\text{Mg}^{++}} > v_{\text{Ca}^{++}}$. Lorsque la pression passe à 1 bar, on observe une diminution de l'indice d'eau avec l'ampleur suivante : $\Delta v_{\text{Ca}^{++}} > \Delta v_{\text{Na}^+} > \Delta v_{\text{Mg}^{++}}$. L'analyse statistique des résultats, par la comparaison des moyennes à $P = 0,95$, montre une influence significative de la nature du cation compensateur sur la rétention en eau et sa variation entre 0,1 et 1 bar.

Tableau III : Indice d'eau et conductivité hydraulique des pâtes argileuses monoioniques.
Moisture index and hydraulic conductivity of the monoionic clay pastes.

Echantillons	$v \text{ cm}^3 \text{ d'eau/cm}^3 \text{ de solide}$			$\text{K} \cdot 10^{-8} \text{cm/s}$
	0,1 bar	1 bar	Δv	
Ca^{++}	4,08	2,86	1,22	12,67
Mg^{++}	4,21	3,40	0,78	8,94
Na^{++}	5,99	5,02	0,97	2,79

Pour la conductivité hydraulique, la comparaison des moyennes à $P = 0,95$ montre des différences significatives entre les résultats des trois cations considérés, les valeurs diminuent dans le sens $\text{KCa}^{++} > \text{KMg}^{++} > \text{KNa}^+$.

Ces observations montrent que l'effet du magnésium sur l'indice d'eau et la conductivité hydraulique des pâtes d'argiles étudiées est différent de celui du calcium comme l'ont déjà montré les travaux de DURAND (1956) et de ROWELL et SHAINBERG (1979), et contrairement aux résultats de l'United States Salinity Laboratory (1954) et de SERVANT (1975) qui montrent que le magnésium avait les mêmes effets que le calcium. Ces différences seraient en rapport avec la nature minéralogique des argiles de l'échantillon constitué essentiellement d'illite (environ 50 %) et de smectites (environ 22 %). En effet, TESSIER (1984) montre que pour la kaolinite et l'illite, la nature du cation compensateur ne modifie pas de façon sensible leur rétention en eau ; alors que pour les smectites, la rétention en eau diminue dans le sens $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{++} > \text{Ca}^{++}$; la fraction smectitique serait responsable des différences observées. Pour la conductivité hydraulique, l'effet du magnésium serait proche de

ROLE DU MAGNÉSIUM DANS LES SOLS SALÉS

celui du calcium pour les smectites (HALITIM, 1985), tandis que EMERSON et CHI (1977), RENGASAMY *et al.* (1976) montrent que l'illite est plus sensible à une action défavorable du magnésium que les smectites et la kaolinite ; la fraction illitique de l'échantillon serait responsable de son comportement à l'état magnésien.

SHAINBERG *et al.* (1988) ont comparé le comportement de smectites bi-ioniques Na, Ca et Na Mg et ils ont pu mettre en évidence à la fois une aptitude à la dispersion et un gonflement plus important pour les argiles Na Mg. Ces phénomènes expliqueraient la diminution de la conductivité hydraulique des smectites Na en présence de Mg. Ces résultats vont bien dans le même sens que ce que nous avons obtenu pour les argiles de sols.

CONCLUSION

Les résultats obtenus montrent donc que le magnésium constitue une proportion importante des cations échangeables et solubles des sols salés des plaines du Cheliff et l'on peut estimer sur la base des calculs d'équilibre que nous avons effectués, que ces teneurs en magnésium sont liées aux phénomènes de dissolution-précipitation de carbonates magnésiens hydratés (hydromagnésite, nesquehonite) et de dolomite.

La présence de ce magnésium induit certaines conséquences au niveau des propriétés de sols :

- il peut être moins facilement échangeable que le calcium vis-à-vis du sodium,
- son influence sur la rétention en eau et la conductivité hydraulique est différente de celle du calcium.

Ces faits expérimentaux semblent bien confirmer qu'on ne peut pas se contenter dans ces sols de raisonner uniquement sur la somme ($\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$). L'analyse des mécanismes rendant compte du rôle spécifique du magnésium reste encore à approfondir.

Reçu pour publication : septembre 1992

Accepté pour publication : décembre 1993

BIBLIOGRAPHIE

- AUBERT G., 1975 - Les sols sodiques en Afrique du Nord. *Annales de l'INA Alger*, n°6, 185-195.
- BERNER R.A., 1975 - *Principles of chemical sedimentology*. Mac Graw Hill, New York, 240 p.
- BOULAIN S., 1957 - *Les sols des plaines du Cheliff*. Thèse Doct. d'Etat Université d'Alger, 357 p.
- BUI E.N., LOEPPERT R.H., WILDING L.P., 1990 - Carbonates phases in calcareous soils of the Western United States. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **54**, 39-45.
- C.P.C.S., 1967 - *Classification des sols*. Commission de Pédologie et de Cartographie des sols, INRA, 87 p.

- DANDURAND J.L., SCHOTT J., 1977 - Stabilité de la magnésite et de la dolomite ; interprétation des résultats de mise en solution et de synthèse par thermodiffusion. *Bull. Soc. Fr. Min. Cristal.*, **100**, 94-99.
- DAOUD Y., 1983 - *Contribution à l'étude de la dynamique des sels dans un sol irrigué du périmètre du Haut-Cheliff (Algérie)*. Thèse Doct-Ing. ENSA Université de Rennes, 194 p.
- DURAND J.H., 1958 - *Les sols irrigables. Etude pédologique*. S.E.S. Alger, 198 p.
- DURAND J.H., 1956 - Contribution à l'étude des solonetz magnésiens. *Bull. de l'AFES n°77*, 508-513.
- DROUBI A., 1976 - *Géochimie des sels et des solutions concentrées par évaporation. Modèle thermodynamique de simulation. Application aux sols salés du Tchad*. Thèse Doct. Ing. Université de Strasbourg, 177 p.
- EMERSON W.W., CHI C.L. (1977) Exchangeable de Ca, Mg, and Na and the dispersion of illite. II. Dispersion of illite in water. *Aust. J. Soil Res.*, **15**, 137-144.
- FRITZ B., 1975 - *Etude thermodynamique et simulation des réactions entre minéraux et solutions. Application à la géochimie des altérations et des eaux continentales*. Thèse Doct. Ing. Université de Strasbourg, 152 p.
- GALLEZ A., STITOU M., DUFFEY J.E., 1981 - Dessalage et désodification d'un sol marocain irrigué. *Agronomie* 1 (4), 265-272.
- GALINDO G.G., BINGHAM F.T., 1977 - Homovalent and heterovalent exchange equilibria in soils with variable charge. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **5**, 833-889.
- GAULTIER J.P., MAMY J., 1981 - Demixing phenomen in low water content biionic K-Na montmorillonite. *VII Int. Clay Conf.* 451-457.
- GOLDSMITH J.R., GRAF D.L., 1960 - Subsolidus relations in the system CaCO₃-MgCO₃-MnCO₃. *J. Géol.*, **68**, 324-335
- HALITIM A., ROBERT M., TESSIER D. , PROST R., 1984 - Influence de cations échangeables (Na⁺, Ca²⁺, Mg²⁺) et de la concentration saline sur le comportement physique (rétention en eau et conductivité hydraulique) de la montmorillonite. *Agronomie*, **4**, 451-459.
- HALITIM A., 1985 - *Contribution à l'étude des sols des zones arides (Hautes Plaines Steppiques d'Algérie). Morphologie, distribution et rôle des sels dans la génèse et le comportement des sols*. Thèse Doct. d'Etat, Université de Rennes, 383 p.
- HELGESON H.C., 1969 - Thermodynamic of hydrothermal systems at elevated temperature and pressures. *Amer. J. Sci.*, **267**, 724-804.
- JACKSON M.L., 1968 - *Soil chemical analysis*. Prentice Hall Ing., New Jersey, 498 p.
- LEVY R., WHITTIG L.D., TANJI K.K., 1982 - Ionic activity products and crystal forms of calcium and magnesium carbonates precipitated from calcium-magnesium bentonites. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **46**, 497-502.
- MONTOROI J.P., RIEU M., 1987 - Calcul des activités ioniques dans une solution aqueuse. Programme ACTIVE pour IBM-PC et compatibles. *Cah. ORSTOM, sér. Pédologie*, vol. XXIII, n°2, 133-150.
- PETERS J., GHOUL S.A., 1972 - *Etude agropédologique du périmètre irrigué de la Mina*. I.N.R.H. Alger.
- PROST R., 1984 - Etude de la conductivité hydraulique des pâtes de kaolinite en fonction de l'enthalpie libre ΔG du système argile-eau. *Agronomie*, **4**, (1) 29-36
- RENGASAMY P., GREENE R.J.B., FORD G.W., MEHANNI A.H., 1984 - Identification of dispersive behaviour and the management of the red-brown earths. *Aust. J. Soil Res.*, **22**, 413-431.

ROLE DU MAGNÉSIUM DANS LES SOLS SALÉS

- RIEU M., 1978 - *Eléments d'un modèle mathématique de prédiction de la salure dans les sols irrigués. Applications aux polders du Tchad*. Thèse de spécialité, Université de Toulouse, 136 p.
- ROBIE R.A., WALDBAUM D.R., 1968 - Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298,15°K (25°C) and one atmosphere (1,013 bar) pressures and at higher temperatures. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1259, 256 p.
- ROWELL D.L., SHAINBERG I., 1979 - The influence of magnesium and easily weathered minerals on hydraulic conductivity changes in a sodic soil. *J. Soil Sci.* **30**, 719-726.
- SAIDI D., 1985 - Etude agro-pédologique de la Plaine de la Mina (Relizane). Thèse Ing. INA, Alger, 80 p.
- SAINT-ARNAUD R.J., 1979 - Nature and distribution of secondary soil carbonates in relation to soluble Mg⁺⁺/Ca⁺⁺ ratio. *Can. J. Soil Sci.*, **59**, 87-98.
- SERVANT J., 1975 - *Contribution à l'étude pédologique des terrains halomorphes. L'exemple des sols salés au sud et au sud-ouest de la France*. Thèse Doc. d'Etat, Montpellier, 200 p.
- SHAINBERG I., ALPEROVITCH N. and KEREN R., 1988 - Effect of magnesium on the hydraulic conductivity of Na-smectite - sand mixtures. *Clays and clay Min.*, **36**, 432-438.
- SUAREZ D.L., 1977 - Ion activity products of CaCO₃ in waters below root zone. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **41**, 234-241
- SZABOLCS I., 1986 - Impact of irrigation on soil and water salinity. *Adv. in Soil Science*, **4**, 191-218.
- TESSIER D., 1975 - *Recherches expérimentales sur l'organisation des particules dans les argiles*. Thèse Ing. C.N.A.M., Paris, 230 p.
- TESSIER D., BERRIER J., 1979 - Utilisation de la microscopie électronique à balayage dans l'étude des sols. Observations des sols humides soumis à différents pF. *Science du Sol* n°1, 67-82.
- TESSIER D., 1984 - *Etude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux. Hydratation, gonflement et saturation au cours de la dessiccation et de la réhumectation*. Thèse Doct. ès-Sciences, Université de Paris VII, 361 p.
- TRUESDELL A.H., JONES B.F., 1974 - WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibria of natural waters. *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, **22**, 233-248.
- U.S. Salinity Laboratory Staff, 1954 - *Diagnosis and improvement of saline and alkali soils*. U.S.D.A. Handbook n°60, 160 p.

