

Géosciences de surface (Pédologie)

# Nature minéralogique et rôle nutritionnel des argiles de sols céréaliers en région subhumide à semi-aride (Tunisie)

Habib Ben Hassine

*Direction des sols, ministère de l'Agriculture et des Ressources hydrauliques, 2080 Ariana, Tunisie*

Reçu le 26 septembre 2005 ; accepté après révision le 24 janvier 2006

Disponible sur Internet le 2 mai 2006

Présenté par Georges Pédro

## Résumé

Les sols céréaliers du Nord-Ouest de la Tunisie dérivent la plupart du temps d'apports alluviaux ou des débris d'altération des roches carbonatées argileuses. L'extraction de la fraction argileuse de quatre types représentatifs de ces sols a permis de mettre en évidence les minéraux argileux suivants : kaolinite, illite, smectite, chlorite, ainsi qu'un interstratifié illite–smectite, qui est identifié dans les horizons profonds du vertisol et dans le sol isohumique. La présence de tels types d'argiles fait ressortir que le mécanisme d'évolution des sols est l'altération de minéraux primaires hérités des roches sédimentaires du Nord-Ouest de la Tunisie. Ces argiles assurent aux sols la majorité de leur capacité d'échange cationique. C'est grâce à ces argiles ayant comme cations échangeables  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$  et  $\text{K}^+$  que la richesse chimique de ces sols est acquise. Elle serait améliorée en augmentant les teneurs en matière organique, qui est naturellement peu abondante dans ces sols. *Pour citer cet article : H. Ben Hassine, C. R. Geoscience 338 (2006).* © 2006 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

## Abstract

**Mineralogical nature and nutritional role of cereal soil clays in subhumid and semi-arid zones (Tunisia).** The cereal soils of the Northwest of Tunisia derive most of the time, from alluvial deposits or altered remains of carbonated and clayey rocks. Extraction of the clayey fraction permitted to reveal the presence of the following clayey minerals: kaolinite, illite, smectite, chlorite, as well as an illite–smectite interstratified layer, which is present in the deep horizons of the vertisol and in the isohumic soil. The presence of such types of clays shows that the evolution mechanism of soils is weathering of primary minerals inherited from the sedimentary rocks of the Northwest of Tunisia. These clays ensure to soils most of their cationic exchange capacity. Thanks to these clays, which have  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$  and  $\text{K}^+$  as exchangeable cations, the chemical fertility of these soils is ensured. It may be improved by increasing contents of organic matter, which is naturally few abundant in these soils. *To cite this article: H. Ben Hassine, C. R. Geoscience 338 (2006).*

© 2006 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

*Mots-clés :* Sols ; Argiles ; Capacité d'échange cationique ; Héritage ; Tunisie

*Keywords :* Soils ; Clays ; Cationic exchange capacity ; Inheritance ; Tunisia

## Abridged English version

To study clays of the cereal soils in the subhumid and semi-arid areas [16] of the Northwest of Tunisia and to

Adresse e-mail : [habibbenhassine2001@yahoo.fr](mailto:habibbenhassine2001@yahoo.fr) (H. Ben Hassine).

identify their role in the nutrition of the cereal species [1,13,15,22,30], four types of soils were chosen [14], then described, analysed and characterized in terms of mineralogy. These soils are: a typic chromoxerert and a vertic xerochrept in the subhumid zone, and a typic calcixeroll with a typic xerofluent in the semi-arid zone (Fig. 1). These soils result from the weathering products and the surficial re-handlings of the sedimentary rocks dating from the Cretaceous to the Eocene [6,21,29]. The current pedogenic processes [3] especially appear by mobilization of the limestone [18], whose forms of secondary accumulation are visible only in the lower horizons of soils situated in plane geomorphologic forms, in fact the calcixerolls. The role of organic matter [11,12] in the construction of soil structure is negligible because of its low contents, often close to 1%. Under such conditions, most of clay minerals would result in the first place from inheritance, and secondarily from transformation [26].

Particle-size analysis [24] of these soils reveals that clay is the most abundant fraction, particularly in the subhumid environment. In the semi-arid zone, fine sand fraction becomes more important, although the clay content remains predominant. The cation-exchange capacity (CEC) of these soils is provided primarily by clays (Figs. 2 and 3). It is generally higher than 30 mequiv/100 g and can reach 39 mequiv/100 g in the soils of the subhumid zone. Its values in the soils of the semi-arid zone are lower (Table 1). The exchangeable cations most abundant are  $\text{Ca}^{++}$  and  $\text{Mg}^{++}$ . They occupy more than 90% of the CEC of the four soil types, even in the upper horizons of the typic calcixeroll, partially decarbonised.

An estimate of the CEC [8], which can be attributed to the clay fraction, shows that the highest values generally correspond to the surface horizons. This explains the presence, in the surface layers, of clay with high CEC, which would be a smectite, and the existence, deep in the soil, of less charged clays, such as kaolinite or illite. The typic calcixeroll would be the least provided in smectite on the surface and the deep horizons.

The mineralogical analysis was carried out on the clay fraction extracted after sedimentation in water of the sandy and silty fractions. A partial decarbonation was carried out by adding intermittently diluted acetic acid [2,27]. The samples subjected to X-ray diffraction are: a disorientated powder, a sample oriented in a normal state, a sample oriented by molecule aggregation with glycerol and finally an oriented sample heated up to 500 °C. A semi-quantitative estimation of the proportions of various mineralogical clays was carried out on

the basis of intensity of the diffraction peaks obtained by DRX [9,28]. The samples oriented in a normal state present a wide strip ranging between 1 and 1.4 nm, which moves partially towards 1.8 nm after treatment with glycerol, and which closes entirely at 1 nm by heating at 500 °C. Such behaviour is characteristic of smectite, but the peak remaining at 1 nm after addition of glycerol would correspond to illite, and the peak of 0.7 nm, visible for the oriented and glycerol-treated samples, and which disappears after heating, would correspond to kaolinite. At 0.7 nm and after heating, generally only remains a very weak peak, which would indicate the presence of traces of chlorite.

According to this estimate, the distribution of minerals in each profile can be described in the following way (Table 2):

- a relative homogeneity of the proportions in smectite, illite and kaolinite in the first and the third horizons of the typic chromoxerert and a clear abundance of smectite in the deep layers, with the reduction of illite and the individualization of one interstratified I–S in the deep horizon;
- preponderance of smectite, illite and kaolinite, in all the horizons of the vertic xerochrept. Kaolinite becomes the most abundant in the deep horizons. Chlorite is present also everywhere, but with lower contents and reduced to traces in depth [20];
- clear presence of interstratified I–S all along the depth, characterising the profile of typic calcixeroll. Smectite is there in irregular abundance. The quantities of illite and kaolinite seem rather reduced;
- presence of smectite, illite, and kaolinite in the typic xerofluent in all horizons, with stable values of kaolinite and smectite, and an enrichment in illite in the deep layers. An interstratified I–S layer is also present, in particular in the surface horizons.

On the powder diagrams, other minerals of size lower than 2  $\mu\text{m}$  were identified. The same minerals are observed in all horizons of the four profiles. These are quartz (at 0.334 nm), calcite (at 0.3 nm) and mica (at 0.447 nm). The homogeneous distribution of these minerals with the depth reveals that each one of the four types of soils was developed from a single material.

Considering its properties of swelling, the smectite identified in these soils would be a montmorillonite or a beidellite. This clay is likely to be a beidellite [19] due to the fact that the mineralogical structure of this kind of clay is close to that of mica and illite (minerals largely identified), with a partial deficit of charges located in the tetrahedrons. The distinction between the two types

of smectite is interesting inasmuch as their properties of hydration are different. The montmorillonite generally saturated with  $\text{Na}^+$  would fix more water, whereas the beidellite saturated with  $\text{Ca}^{++}$  would have stable and less hydrated morphological units [10]. The cation  $\text{Ca}^{++}$  is the most abundant on the charged faces of clays, compared to the other exchangeable cations. The identified smectite, consequently, would be mainly saturated with  $\text{Ca}^{++}$ , which should ensure a good stability of its hydrated state. The irrigation of these soils by water with SAR > 10 risks to make a part of  $\text{Ca}^{++}$  move and replace it by  $\text{Na}^+$  on the exchange sites. But, because of the excess of  $\text{Ca}^{++}$  and limestone, the defloculating action of  $\text{Na}^+$  would be limited in these soils.

The process of evolution of clays is mainly inheritance [17], since the fact that same phyllites were observed in the geological substrata of the same area [5,23]. Evolution by transformation is not excluded [25,31], such as, in particular, the formation of illite from mica and of interstratified illite–smectite from illite. Thanks to its abundance in these soils and to its high specific surfaces, clay fixes enough water, which contributes to the good nutrition of cereals and ensure their growth under optimal conditions. It should be noted that the organic matter rate is always weak. Such a rate reflects a state of the soils where mineralisation is active and where the renewals are insufficient, occurring only partially from the roots, the thatches and other crop waste products. In the absence of high percentages of organic matter, the structure of these soils is built mainly by the clayey fraction, which behaves with respect to the other fractions (silts, sands) as cement, by aggregating these components [7]. But because of the limited role of clay in the construction of the structure and the maintenance of a durable production, it is necessary to enrich gradually and constantly these soils with organic matter. Besides, a periodic follow-up of the evolution of the potassium reserves [4] would make it possible to establish assessments and to evaluate the annual or preferably decennial rhythm of exhaustion of the reserves.

## 1. Introduction

Les argiles des sols s'organisent en des particules primaires s'associant elles-mêmes pour former des unités morphologiques dont la taille et la forme dépendent du type d'argile [30]. Leur origine est, soit un héritage à partir du matériau originel, soit une transformation des minéraux primaires, soit une néoformation dans les sols dans des conditions particulières [26]. Leur organisation dans les sols est fonction de l'interaction entre les divers constituants du plasma ; elle dépend de la présence

et de la répartition d'autres constituants secondaires actifs, tels que les hydrates ferriques, les carbonates et la matière organique humifiée [12]. Outre leur propriété de fixation intra- et interparticulaire de l'eau [1, 15,30], les argiles jouent divers rôles en agronomie de par leurs états physico-chimiques déterminants dans les sols [22] :

- elles contribuent à l'organisation structurale de la masse du sol, en créant des conditions favorables à la circulation de l'air et de l'eau ainsi qu'au développement des racines des végétaux ;
- elles fixent des éléments servant de réserves nutritives aux plantes, puisqu'ils sont échangeables avec la solution du sol ;
- elles agissent favorablement sur la fertilité des sols, dans la mesure où des éléments comme l'azote, le phosphore et le potassium peuvent être fixés en constituant des réserves minérales pour les plantes. Le lien avec la matière organique, de type acides humiques et surtout de polysaccharides, améliore d'une manière efficace la stabilité structurale [11].

Les minéraux argileux sont, par conséquent, des constituants très réactifs des sols et déterminent les comportements physiques, mécaniques et chimiques des matériaux pédologiques. Leur caractérisation et l'évaluation de leurs propriétés physicochimiques contribueraient à mieux apprécier l'impact de la fraction minérale sur la fertilité chimique des sols céréaliers des zones subhumide et semi-aride de la Tunisie. En outre, l'identification de leur distribution verticale dans chaque profil pédologique et la détermination de leur gradient d'abondance dans chaque horizon mèneraient à des conclusions sur leur origine et les processus de leur genèse. Ceci pourrait aboutir à des constatations pratiques quant à leur stabilité ou, au contraire, quant aux possibilités de dégradation de leurs propriétés dans les conditions actuelles de gestion des sols et quant à leur impact sur le développement durable de ces régions.

## 2. Environnement pédoclimatique

Les sols étudiés appartiennent à deux étages bioclimatiques différents [16] : le subhumide de la région de Béja et le semi-aride supérieur de la région du Kef. Leur origine géologique est pratiquement la même : ce sont les assises géologiques carbonatées du Crétacé et de l'Éocène, formées essentiellement de marnes, de marno-calcaires et de calcaires, qui ont donné naissance aux sols des deux régions [6,21,29].

L'effet du climat sur ces matériaux s'est illustré de deux manières :

- par altération chimique et physique des matériaux tendres, tels que les marnes. Leur évolution a abouti à la naissance, en particulier, de vertisols. L'eau des précipitations agit sur les carbonates pour les dissoudre. Il en découle l'ouverture de fissures qui facilitent le mécanisme d'altération ;
- par ablation des matériaux situés sur des versants à pente forte, puis leur accumulation sous forme d'alluvions dans les fonds des vallées et de colluvions sur les piémonts. Les alluvions évoluent vers des sols isohumiques si leur position géomorphologique dans le paysage leur confère une certaine stabilité (ni apport, ni ablation) et vers des sols rajeunis en permanence (sols minéraux bruts ou peu évolués) dans les fonds des vallées et sur les terrasses des oueds. Sur les piémonts, les colluvions reçoivent latéralement du calcaire ( $\text{CaCO}_3$ ) dissous, dont la mobilité est accrue par l'incorporation de la matière organique au sol et sa minéralisation, libérant le  $\text{CO}_2$ . Des concentrations en carbonate s'observent donc dans les profils situés sur les formes en pente où se succèdent, dans le paysage et en fonction de la pente, la croûte calcaire, l'encroûtement puis les accumulations discontinues dans les plaines et à proximité des sols alluviaux.

Le climat actuel, de type méditerranéen, favorise les dissolutions et les migrations des éléments (dissolution en hiver, précipitations et remontées verticales pendant les périodes sèches). En effet, le régime hydrique des sols est de type xérique, avec un bilan légèrement positif en hiver et déficitaire durant presque neuf mois de l'année : de mars jusqu'à novembre [3].

Les constituants minéraux sont essentiellement des argiles, des carbonates et du quartz. Ni le gypse (rarement), ni les chlorures, pourtant très fréquents dans les milieux semi-arides, n'ont été signalés dans les sols étudiés.

L'humus du sol devrait correspondre à un *mull* calcique en pH alcalin et en milieu aéré et non gorgé d'eau. Cependant, les quantités d'humus sont faibles et ne dépassent souvent pas 2%. En sols cultivés, la matière organique est fortement exposée à la minéralisation. Son renouvellement se produit à partir des résidus de récoltes que sont les chaumes et les racines.

Les principaux processus régissant l'évolution des constituants minéraux dans de telles conditions sont l'héritage et la transformation [26]. Les sols étant issus de matériaux argileux carbonatés d'origine sédi-

mentaire, l'accumulation argileuse résulte d'un simple héritage ; les argiles héritées seraient la kaolinite, l'illite et la smectite [26].

En résumé, le régime hydrique xérique des sols des deux régions étudiées est le produit d'un bioclimat méditerranéen, caractérisé essentiellement par son hiver frais et humide et son été chaud et sec. Un tel climat agit, par ses précipitations, sur des matériaux carbonatés et alcalins en provoquant des transformations chimiques et mécaniques. Les évolutions chimiques touchent particulièrement les carbonates et les argiles ; la dissolution du quartz ne se produisant presque jamais dans de telles conditions [18].

### 3. Matériel et méthodes

#### 3.1. Sols étudiés

Quatre types de sols représentatifs des espaces cérialiers les plus fertiles dans les régions subhumides à semi-arides du Nord-Ouest de la Tunisie ont été choisis selon des critères pédogénétiques [14]. Les principaux caractères morphologiques des profils pédologiques sont schématisés par la Fig. 1 et les résultats des analyses physico-chimiques sont résumés dans le Tableau 1.

##### 3.1.1. Profils de la région de Béja

3.1.1.1. *Le profil de vertisol.* Ce profil présente la succession d'horizons  $A_p$ ,  $(B)_1$ ,  $(B)_2$  et C. Il se distingue par son homogénéité texturale et l'uniformité de sa couleur brun foncé (entre 10YR2/1 et 10YR2/2). Les horizons sont identifiés par leur structure. Cette dernière est ameublie en surface, où elle est polyédrique anguleuse fine, et prismatique dans le second horizon. Les agrégats prennent la forme de polyèdres anguleux grossiers, avec des faces luisantes et de glissement (dans le dernier horizon). L'état sec dans les trois derniers horizons

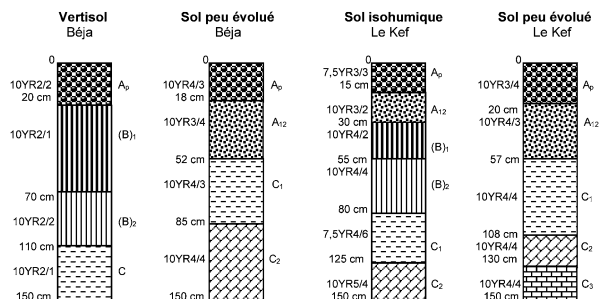


Fig. 1. Représentation schématique des caractères morphologiques des profils de sols étudiés.

Fig. 1. Schematic representation of the morphologic characters of the studied soils' profiles.

Tableau 1

Résultats de l'analyse physico-chimique des horizons des sols étudiés. **A** : Argile, **LF** : limon fin, **LG** : limon grossier, **SF** : sable fin, **SG** : sable grossier, **S/T** : pourcentage de saturation en cations =  $(\sum \text{cations échangeables} \times 100)/\text{CEC}$

Table 1

Physical and chemical analysis results of the horizons of the studied soils. **A**: Clay, **LF**: fine silt, **LG**: coarse silt, **SF**: fine sand, **SG**: coarse sand, **S/T**: percentage of saturation in cations

Type de sol	Horizons	Profondeur (cm)	Granulométrie (%)					CaCO <sub>3</sub> (%)		MO (%)	pH 1/2,5	CEC (mequiv%)	Cations éch. mequiv/100 g				S/T (%)
			A	LF	LG	SF	SG	total	actif				Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	
Vertisol (Béja)	A <sub>p</sub>	0–20	46	24	14	10	4	23	13	1,3	8,2	37	24,19	10,8	1,7	0,36	100
	(B) <sub>1</sub>	20–70	55	15	17	8	2	20	12	0,9	8,6	39	24,21	12,9	1,7	0,16	99,9
	(B) <sub>2</sub>	70–110	68	18	5	8	2	20	12	0,8	8,5	38	22,46	12,8	2,6	0,14	100
	C	110–150	75	12	5	5	2	20	13	0,9	8,5	39	19,78	12,5	6,6	0,16	100
Sol peu évolué (Béja)	A <sub>p</sub>	0–18	47	30	9	11	3	28	12	1	8,4	34	24,13	8,5	1,1	0,28	100
	A <sub>12</sub>	18–52	58	25	5	8	4	25	18	1,8	8,3	35	24,96	8,8	1,1	0,16	100
	C <sub>1</sub>	52–85	72	17	3	7	1	24	16	1,4	8,4	31	22,47	7,1	1,3	0,14	100
	C <sub>2</sub>	85–150	48	21	13	12	5	27	16	1,4	8,9	28	17,28	8,9	1,7	0,12	100
Sol iso-humique (Le Kef)	A <sub>p</sub>	0–15	38	20	3	30	8	3	0	1,1	8,4	22	16,65	3,5	1,3	0,56	100
	A <sub>12</sub>	15–30	34	19	6	30	10	3	0	1,2	8,9	22	14,75	5,9	0,9	0,46	100
	(B) <sub>1</sub>	30–55	35	16	7	25	5	4	0	0,9	8,2	28	17,83	8,2	1,6	0,4	100
	(B) <sub>2</sub>	55–80	46	16	7	25	5	14	12	0,8	8,6	22	14,46	4,7	2,7	0,16	100
	C <sub>1</sub>	80–125	48	14	5	25	7	20	15	0,3	8,8	16	8	5,3	2,6	0,1	100
	C <sub>2</sub>	>125	51	17	4	18	10	20	18	0,2	8,5	20	10,46	6,6	2,8	0,1	99,8
Sol peu évolué (Le Kef)	A <sub>p</sub>	0–20	38	24	7	20	10	25	14	1	8,6	27	22,1	3,9	0,18	0,9	100
	A <sub>12</sub>	20–57	48	19	6	19	7	27	16	0,9	8,7	27	18,49	7,5	0,9	0,1	99,96
	C <sub>1</sub>	57–108	38	16	5	35	5	38	11	0,5	8,8	15	11,23	2,8	0,9	0,06	99,96
	C <sub>2</sub>	108–130	21	13	6	38	22	34	8	0,3	9	13	10,7	1,4	0,1	0,8	100
	C <sub>3</sub>	>130	37	18	5	25	15	32	12	0,8	9,5	18	13,12	3,8	1	0,1	100

se traduit par l'ouverture de fentes de retrait assez larges dans la partie médiane et plus fines en profondeur.

*3.1.1.2. Le profil de sol peu évolué.* C'est un profil de type  $A_p, C_1, C_2, \dots$ , où le (B) structural n'est pas individualisé. La matière organique, en faible teneur, imprègne seulement les horizons supérieurs. Les carbonates, très abondants dans tous les horizons, sont distribués sur tout le profil et n'ont pas subi de processus de dissolution, ni de mobilisation. Certaines propriétés, comme la forte teneur en argile des horizons inférieurs, la présence de faces luisantes sur les agrégats, la structure grossière et la compacité du matériau, font que le sous-groupe est plutôt à caractère vertique.

### *3.1.2. Profils de la région du Kef*

*3.1.2.1. Le profil de sol isohumique.* Le profil présente la succession d'horizons  $A_p, A_{12}, (B)_1, (B)_2, C_1, C_2$ . L'horizon A est sombre (7,5YR3/3 et 10YR3/2) avec une structure proche de la forme grumeleuse correspondant à l'épipédon mollique de la *Soil Taxonomy*.

Un nombre élevé d'horizons se distinguent par leur couleur différente : foncée jusqu'à 80 cm, pâle à jaunâtre ensuite. La structure est polyédrique éoussée en surface, polyédrique grossière à moyenne profondeur et polyédrique anguleuse fine dans les horizons inférieurs. La matière organique humifiée, présente jusqu'à l'horizon  $(B)_2$ , donne la couleur sombre. Au contraire, le calcaire est faiblement présent dans les horizons superficiels. Une accumulation dans l'horizon C est visible sous forme de pseudomycélium, d'amas et de nodules. L'ampleur des amas de calcaire secondaire fait penser à une évolution vers le stade d'encroûtement calcaire. Un tel profil caractérise un sol isohumique typique.

Sous un bioclimat de type semi-aride moyen et sur des formes de relief planes, l'agressivité du climat est modérée, de telle sorte que les carbonates n'ont pas totalement disparu de la partie supérieure du profil.

*3.1.2.2. Le profil de sol peu évolué.* Le profil est de type  $A_p, A_{12}, C_1, C_2$  et  $C_3$ . La matière organique humifiée est surtout présente dans les horizons A, qui sont relativement épais.

Le profil est caractérisé par une texture limono-argileuse à argilo-limoneuse, sauf dans l'horizon  $C_2$ , où elle est plus légère. Des galets d'alluvionnement sont présents en profondeur. La structure est généralement bien développée dans les horizons moyens et à tendance prismatique, avec des unités s'éclatant facilement en polyèdres de taille fine. Les carbonates, décelés dans tout le profil, sont mobilisés dans les horizons inférieurs,

sous forme de pseudomycélium, indiquant une tendance vers la steppisation.

### *3.2. Analyses physico-chimiques*

Les méthodes analytiques employées se réfèrent à celles élaborées par Naânaâ et Susini [24] :

- granulométrie : destruction de la matière organique à l'eau oxygénée 110 volumes, dispersion à l'hexamétaphosphate de sodium et prélèvement des fractions granulométriques à la pipette de Robinson ;
- matière organique : oxydation au bichromate de potassium en milieu sulfurique. Dosage colorimétrique à la longueur d'onde 590–600 nm ;
- pH de l'eau : mesuré au pH-mètre (Metrohm Herisau, E 510) sur une solution sol/eau à 1/2,5 ;
- cations échangeables : saturation par une solution d'acétate d'ammonium 1 N ajustée à pH = 8,2 à l'ammoniaque. Dosage de  $Ca^{++}$ ,  $Na^+$  et  $K^+$  par photométrie de flamme. Dosage de  $Ca^{++} + Mg^{++}$  par complexométrie EDTA ;
- CEC : lavage de la colonne à l'éthanol puis à l'eau. Saturation par une solution de NaCl à 10% ( $\approx 1,7$  N) pour dosage de  $NH_4^+$  par colorimétrie ;
- calcaire total : attaque HCl 6 N, mesure  $CO_2$  au calcimètre Bernard ;
- calcaire actif : attaque à l'oxalate d'ammonium 0,2 N. Dosage en retour au permanganate de K 0,2 N en milieu sulfurique.

### *3.3. Préparation de la fraction argileuse*

L'analyse par diffraction des rayons X a été réalisée sur la fraction argileuse ( $< 2 \mu m$ ). L'isolement de cette fraction comprend deux étapes : l'extraction et la décarbonatation.

L'extraction est réalisée par sédimentation, après destruction de la matière organique. Le mode opératoire est le suivant :

- attaque de 100 g d'échantillon dans 100  $cm^3$  d'eau oxygénée 30 vol. pendant une nuit dans un bain de sable à 50 °C. L'opération est répétée une fois pour s'assurer de la disparition totale de l'humus ;
- dispersion par addition de 20  $cm^3$  d'ammoniaque pure et agitation pendant 4 h ;
- décantation de la suspension conformément à la loi de Stokes ;
- siphonage dans un bécher de la partie supérieure contenant les particules argileuses ; séchage à l'étuve à 70 °C.

Les trois dernières opérations sont répétées jusqu'à obtention d'une suspension claire de particules fines.

Étant issus de sols carbonatés, les extraits de particules fines contiennent des carbonates qui peuvent gêner l'interprétation des spectres de diffraction X des minéraux argileux [2]. Robert et Tessier [27] ont préconisé l'addition progressive de HCl 0,1 N à froid, mais il a été préféré d'avoir recours à une solution d'acide acétique 0,5 N, portée à pH = 5 et ajoutée aux extraits d'argile par intermittence d'un quart d'heure. La décarbonatation est considérée comme terminée lorsque l'acide reste en excès. L'indicateur utilisé est l'hélianthine, qui vire du jaune au rouge orangé en milieu acide.

### 3.4. Analyse par diffraction des rayons X

Les fractions fines extraites ont été analysées par diffraction des rayons X (DRX) au laboratoire central de l'IRD à Bondy. Les analyses suivantes ont été réalisées :

- une poudre désorientée, pour mettre en évidence les pics relatifs aux minéraux autres que les argiles ;
- un échantillon orienté à l'état normal soumis à une humectation à un pF supérieur à 3 [30] ;
- un échantillon orienté par solvatation au glycérol qui pénètre entre les feuillets de smectites et donne une raie à 1,8 nm ;
- un échantillon orienté chauffé à 500 °C pour éliminer l'eau interfoliaire et dé-hydroxyler la kaolinite.

Le diffractomètre utilisé est de type Siemens D500 à anticathode de Cu ; les données ont été traitées avec le logiciel DIFFRAC-plus développé par Bruker AXS. Les principes de la détermination des argiles par DRX utilisés sont ceux décrits par Robert [28] et Brindley et Brown [9].

## 4. Résultats

Les résultats sont présentés dans le [Tableau 1](#).

### 4.1. Mise en évidence de minéraux argileux par détermination granulométrique

La détermination granulométrique montre une fraction argileuse plus abondante dans les sols du milieu subhumide (Béja), alors que les sols du milieu semi-aride (Le Kef) sont enrichis en sable fin, quoique la fraction argileuse demeure prépondérante. Le vertisol est le plus riche en fraction argileuse (75% en profondeur et 46% en surface). Le sol peu évolué du milieu

semi-aride renferme la plus faible proportion d'argiles (entre 48 et 21%).

### 4.2. Carbonate et matière organique : mesure du pH

#### 4.2.1. Carbonate

Les teneurs en carbonate total sont élevées dans les sols peu évolués et le vertisol (>20%), et peuvent même dépasser 30% dans le sol peu évolué du milieu semi-aride. Le calcaire actif dépasse généralement 10%. Le sol isohumique fait exception, du fait que les horizons A et (B)<sub>1</sub> sont décarbonatés.

#### 4.2.2. Matière organique

La teneur avoisine 1% dans les horizons de surface des quatre types de sols ; la tendance est à la baisse progressive en profondeur, sauf dans le sol peu évolué de Béja, où les teneurs augmentent.

#### 4.2.3. pH

Le pH mesuré est toujours supérieur à 8,2 et peut atteindre des valeurs proches de 9 dans les horizons profonds.

### 4.3. Cations échangeables et CEC

#### 4.3.1. Cations échangeables

L'abondance en cations sur le complexe d'échange est, par ordre décroissant :  $\text{Ca}^{++} \gg \text{Mg}^{++} \gg \text{Na}^+ > \text{K}^+$  pour tous les horizons et pour les quatre types de sols ([Tableau 1](#)).  $\text{Ca}^{++}$  et  $\text{Mg}^{++}$  représentent plus de 90% de la somme totale des cations, à l'exception des horizons C du vertisol, où les teneurs en  $\text{Na}^+$  sont plus élevées. Aucune désaturation du complexe d'échange n'est observée, même pour le sol isohumique décarbonaté en surface. La forte domination des cations  $\text{Ca}^{++}$  et  $\text{Mg}^{++}$  sur le complexe d'échange laisse supposer que les phyllosilicates sont saturés en majorité par ces deux éléments.

#### 4.3.2. CEC

Théoriquement, ce paramètre devrait dépendre de la fraction argileuse et de la matière organique. Deux tests de corrélation ont été établis entre la CEC et le pourcentage d'argile, d'une part ([Fig. 2](#)), et de matière organique, d'autre part ([Fig. 3](#)), tous sols et horizons confondus. Les résultats ont montré qu'une relation existe entre la CEC et les deux autres variables au seuil 0,01. Cependant, les coefficients de détermination obtenus montrent que la fraction argileuse explique 49% de la variation de la CEC, tandis que la matière organique n'explique que 35% de la variation de la CEC. La CEC est par

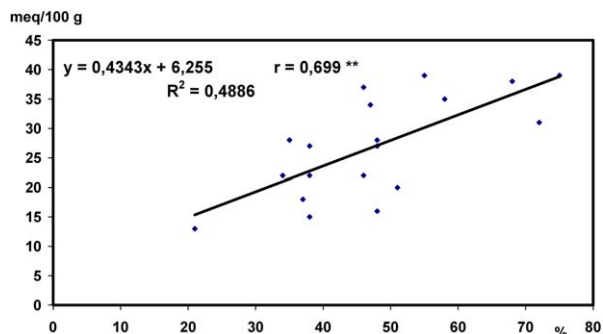


Fig. 2. Droite de régression entre teneurs en fraction argileuse (%) et CEC (mequiv/100 g) de tous les horizons des sols étudiés (\*\* :  $p = 0,01$ ).

Fig. 2. Regression line between clay fraction contents (%) and CEC (mequiv/100 g) in the different horizons of the studied soils (\*\*:  $p = 0,01$ ).

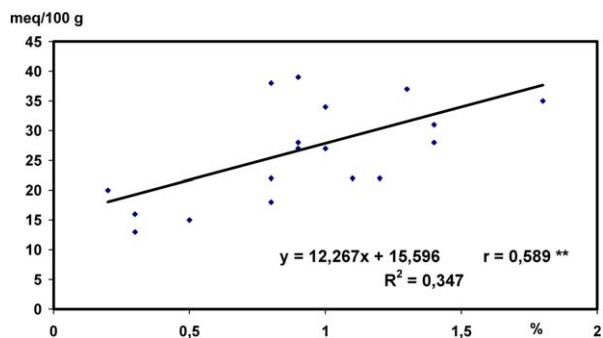


Fig. 3. Droite de régression entre teneurs en MO (%) et CEC (mequiv/100 g) de tous les horizons des sols étudiés (\*\* :  $p = 0,01$ ).

Fig. 3. Regression line between organic matter contents (%) and CEC (mequiv/100 g) in the different horizons of the studied soils (\*\*:  $p = 0,01$ ).

conséquent plus liée à la fraction minérale et ce sont les argiles qui déterminent en premier lieu la quantité de cations échangeables dans ces sols.

La répartition de la CEC en fonction de la profondeur varie suivant les types de sols (Tableau 1). Les valeurs de la CEC ont été recalculées, pour les fractions d'argile minéralogique pure (Tableau 2), par soustraction des teneurs en calcaire actif de la fraction argileuse, et en prenant comme contribution de la matière organique à la CEC une valeur de 300 mequiv/100 g [8]. Ce calcul de la contribution des argiles à la CEC n'est qu'une estimation approchée, dont la marge d'erreur peut être élevée. En effet, les erreurs au niveau de l'analyse granulométrique, de la matière organique, du calcaire actif et de la CEC peuvent être cumulées et faire que le résultat obtenu n'est qu'indicatif.

- Pour le vertisol, la CEC est supérieure à 37 mequiv/100 g en surface et varie entre 38 et 39 me-

quiv/100 g dans les autres horizons. La CEC attribuée aux argiles serait comprise entre 100 mequiv/100 g en surface et 58 mequiv/100 g en profondeur (Tableau 2).

- Pour le sol peu évolué à caractère vertique (région de Béja), la CEC est de 34 et de 35 mequiv/100 g dans les deux horizons de surface. Elle chute à 31 et 28 mequiv/100 g dans les horizons inférieurs, malgré la présence de 72 et 48% d'argile granulométrique. La CEC à attribuer aux argiles minéralogiques de l'horizon  $A_p$  est de 88,5 mequiv/100 g, qui chute à 75 et 50 mequiv/100 g dans les horizons  $A_{12}$  et  $C_1$ . Un enrichissement en argiles de type illite et kaolinite est pressenti pour ce profil.
- Pour le sol isohumique de la plaine du Kef, la CEC est de 22 mequiv/100 g dans les premiers horizons. Elle augmente dans  $(B)_1$  jusqu'à 28 mequiv/100 g, puis diminue jusqu'à 16 mequiv/100 g dans  $C_1$ . La CEC à attribuer à l'argile minéralogique pure est autour de 50 mequiv/100 g dans les horizons  $A_p$  et  $A_{12}$ , 71 mequiv/100 g dans l'horizon  $(B)_1$  et 59 mequiv/100 g dans l'horizon  $(B)_2$ . De telles valeurs de la CEC reflètent probablement la présence d'illite, avec peu de smectite dans les parties supérieure et inférieure du profil, et de smectite, avec peu d'illite dans sa partie médiane.
- Pour le sol peu évolué de la plaine du Kef, la CEC est de 27 mequiv/100 g dans la partie supérieure du profil et varie entre 13 et 18 mequiv/100 g au delà de 57 cm de profondeur. La CEC à attribuer à l'argile minéralogique est de 100 mequiv/100 g dans l'horizon  $A_p$ , 75 mequiv/100 g dans l'horizon  $A_{12}$  et 50 mequiv/100 g dans l'horizon  $C_1$ . Ce profil se caractérise donc par une CEC reflétant la présence d'argile à forte capacité d'échange en surface et probablement un mélange d'illite et/ou de kaolinite et de smectite dans les autres horizons.

#### 4.4. Minéralogie des argiles

Une estimation semi-quantitative des proportions des différentes argiles minéralogiques a été effectuée sur la base de l'intensité des pics de diffraction obtenus par DRX (Tableau 2). Les échantillons orientés à l'état normal présentent une bande large, comprise entre 1 et 1,4 nm, qui se déplace partiellement vers 1,8 nm après traitement au glycérol et qui se ferme en totalité à 1 nm par chauffage à 500 °C. Un tel comportement est caractéristique de la smectite, mais le pic subsistant à 1 nm après glycérolage correspondrait à une illite, et le pic à 0,7 nm visible dans les états orientés et glycérolé, qui disparaît après chauffage, correspon-



Tableau 2

Évaluation semi-quantitative des minéraux argileux en fonction des horizons et CEC calculée de la fraction minéralogique

Table 2

Semi-quantitative assessment of clay minerals in step with horizons and calculated CEC of the mineralogical fraction

Profils	Horizons	Profondeur (cm)	Minéraux argileux					CEC* meq/100 g
			Kaolinite	Illite	Smectite	Chlorite	Interstratifié I-S	
Vertisol	A <sub>p</sub>	0–20	++	++	++			100
Béja	(B) <sub>1</sub>	20–70	++	++	++	traces		84
	(B) <sub>2</sub>	70–120	+	+	+++			62,5
	C	120–150	++	+	+++	traces	+	58
Sol peu évolué	A <sub>p</sub>	0–18	++	++	++	+		88,5
	A <sub>12</sub>	18–52	++	++	++	+		75
Béja	C <sub>1</sub>	52–85	+++	++	++	traces		50
	A <sub>p</sub>	0–15	+	+	++	traces	+	50
Sol isohumique	A <sub>12</sub>	15–30	+	+	+		+	56
	(B) <sub>1</sub>	30–55	++	+	++		+	71
Le Kef	(B) <sub>2</sub>	55–80	++	++	+		+	59
	A <sub>p</sub>	0–20	++	+	++	traces	traces	100
Sol peu évolué	A <sub>12</sub>	20–57	++	+	++		traces	75
	C <sub>1</sub>	57–108	++	++	++			50

\* CEC calculée de l'argile minéralogique. +++ Abondant, ++ moyennement abondant, + peu abondant.

\* Calculated CEC of the mineralogical clay. +++ Abundant, ++ moderately abundant, + poorly abundant.

draît à celui d'une kaolinite. Il ne reste le plus souvent, au niveau 0,7 nm, après chauffage, qu'un très faible pic, ce qui indiquerait la présence de chlorite en traces.

#### 4.4.1. Profils de la région de Béja

4.4.1.1. *Le profil de vertisol.* La répartition verticale des minéraux argileux dans ce profil fait apparaître une relative homogénéité des proportions de chaque minéral dans les horizons A<sub>p</sub> et (B)<sub>1</sub>, ainsi qu'une nette augmentation de l'abondance en smectite en profondeur, concomitante avec la diminution de l'abondance en illite et l'individualisation d'un interstratifié I-S dans l'horizon C. Des traces de chlorite sont présentes dans les horizons B<sub>1</sub> et C.

4.4.1.2. *Le profil de sol peu évolué.* Ce profil se distingue par la prépondérance de la smectite, de l'illite et de la kaolinite dans tous les horizons. Ce dernier type d'argile devient majoritaire dans les horizons C. La chlorite est aussi partout présente, mais en teneurs plus faibles, et réduite à l'état de traces dans l'horizon C.

#### 4.4.2. Profils de la région du Kef

4.4.2.1. *Le profil de sol isohumique.* Ce profil apparaît globalement plus pauvre en kaolinite et en illite par rapport aux autres sols, l'abondance de ces minéraux augmentant en profondeur. Ce profil se distingue par la présence nette d'interstratifiés I-S dans toute l'épaisseur

du sol. La smectite y est en abondance irrégulière, tandis que la CEC est très moyenne ( $\approx 50$  mequiv/100 g). Quelques traces de chlorite sont présentes dans l'horizon A<sub>p</sub>.

4.4.2.2. *Le profil de sol peu évolué.* Les constituants phylliteux de la fraction argileuse dans ce profil sont à peu près identiques : smectite, illite et kaolinite dans tous les horizons, avec des valeurs stables de la kaolinite et de la smectite, ainsi qu'un léger enrichissement en illite en profondeur. Un interstratifié I-S pourrait être également présent, notamment dans les horizons A. Quelques traces de chlorite sont présentes dans l'horizon A<sub>p</sub>.

#### 4.5. Autres minéraux identifiés

Les diagrammes de poudre des fractions argileuses extraites permettent d'identifier d'autres minéraux, de taille inférieure à 2  $\mu\text{m}$ . Les mêmes minéraux sont identifiés dans tous les horizons des quatre profils. Ils indiquent la présence de quartz (raie à 0,334 nm), de calcite (raie à 0,3 nm) et de mica (raie à 0,447 nm).

- Dans le profil de vertisol, la distribution assez uniforme de ces minéraux signifie que le profil est issu d'un matériau unique et homogène.
- Dans le sol peu évolué de la région de Béja, ces minéraux sont identifiés, avec à peu près la même distribution uniforme.

- Dans le sol isohumique, les horizons A et (B) se distinguent par la présence très nette de quartz et de mica. Le pic de la calcite n'apparaît nettement qu'à partir de l'horizon (B)<sub>2</sub>. Ce profil est aussi caractérisé par la présence de traces d'anatase (oxyde de titane), surtout nettes dans l'horizon supérieur (raie à 0,352 nm).
- Dans le sol peu évolué de la plaine du Kef, calcite, quartz et mica sont identifiés. Le pic de la calcite est très saillant, indiquant l'importance relative de ce minéral dans ce sol. La distribution des minéraux est uniforme sur tout le profil, précisant l'origine homogène du matériau alluvionnaire sur lequel s'est développé le sol.

Les quatre types de sols ont été développés sur un matériau unique, puisque, dans tous les cas, la distribution du cortège minéralogique apparaît relativement stable avec la profondeur.

## 5. Discussion

L'origine du matériau parental est la même pour les deux types de sols du milieu subhumide : marnes et argiles de l'Aquitainien–Tortonien [6]. Elle revient aux formations calcaires, marneuses, gréseuses et argileuses datant du Crétacé au Miocène, en milieu semi-aride [21,29].

Ceci n'empêche pas de constater que les minéraux argileux identifiés sont les mêmes, leurs proportions étant différentes d'un profil à l'autre (Tableau 2). C'est la smectite qui domine dans les sols du milieu subhumide, d'où les signes apparents de la vertisolisation caractérisant ces sols, dérivant des produits d'altération des marnes [3]. Dans la région du Kef, l'illite prend de l'importance, avec secondairement la smectite. Un interstratifié illite–smectite aurait pris naissance par transformation dans le profil isohumique, dont les processus de pédogenèse sont plus lents. La kaolinite est toujours décelée. La chlorite n'a été vraiment observée que dans le sol peu évolué du milieu subhumide, qui se localise à l'aval d'une extrusion « diapirique » constituant l'origine éventuelle de ce minéral [20].

Eu égard à ses propriétés de gonflement, la smectite identifiée serait une montmorillonite ou une beidellite. Il y a de fortes présomptions pour que cette argile soit une beidellite, du fait que la structure minéralogique de cette dernière est proche de celle du mica et de l'illite, avec un déficit de charge partiel, situé au niveau des tétraèdres. La montmorillonite ne présente pas de substitutions isomorphiques dans les tétraèdres, qui sont totalement saturés en silicium. Son déficit de charge est situé

au niveau des octaèdres, où l'aluminium est partiellement remplacé par du magnésium. En outre, l'évolution du mica et de l'illite en montmorillonite est une opération lente, qui nécessite plusieurs étapes : mica et illite en interstratifié 10–14V puis 14V–14M, enfin montmorillonite [19]. Or, une telle chaîne de transformation est invraisemblable dans les milieux où évoluent actuellement les sols étudiés, car elle nécessite une complexolyse, qui ne se produit qu'à pH acide et en conditions de podzolisation [17]. Ouerfelli [25] signale que la smectite pourrait être héritée des sols après une néoformation datant d'une époque où le milieu était plus confiné. Un autre auteur [31] affirme que la smectite serait le produit d'une néoformation survenue sous des conditions de forte évapotranspiration. Celle-ci aurait eu pour effet le confinement des solutions et la néoformation de la smectite.

La distinction entre les deux types de smectite est intéressante, dans la mesure où leurs propriétés d'hydratation sont différentes. Chamayou et Legros [10] signalent qu'en raison de sa structure turbostratique, la montmorillonite Na<sup>+</sup> laisse pénétrer l'eau facilement entre ses feuillets. Si Na<sup>+</sup> est remplacé par Ca<sup>++</sup>, la structure de l'unité morphologique devient plus stable et l'hydratation interfoliaire est, en conséquence, plus limitée. C'est le cas de la beidellite, qui fixe moins d'eau que la montmorillonite Na<sup>+</sup>. Cette propriété est importante pour la nutrition en eau des céréales, notamment lorsqu'il s'agit de montmorillonite.

L'ion Ca<sup>++</sup> est le plus abondant sur les faces chargées des argiles, par rapport aux autres cations échangeables. La smectite identifiée serait, par conséquent, principalement saturée par du Ca<sup>++</sup>, ce qui devrait assurer une bonne stabilité de son état hydraté [10]. La mise en irrigation de ces sols par des eaux à SAR > 10<sup>1</sup> risque de faire déplacer une partie de Ca<sup>++</sup> et de le remplacer par Na<sup>+</sup> sur les sites d'échange. Mais, du fait de l'excès de Ca<sup>++</sup> et de calcaire, l'action défloculante de Na<sup>+</sup> ne serait que limitée dans ces sols.

La présence de smectite ne peut être que le résultat d'un héritage, soit à partir du matériau parental qui est le plus souvent issu d'une marne ou d'une argile d'origine sédimentaire (fin du Secondaire et du Tertiaire), soit à la suite de pédogenèses anciennes ayant affecté ces sols. En effet, ni les conditions climatiques actuelles, ni la constitution des matériaux particulièrement riches en carbonates ne favorisent la transformation à partir du mica ou même de l'illite, processus nécessitant une solution saturée en silicium et un milieu confiné. Une

<sup>1</sup> SAR : pouvoir d'absorption du sodium.

telle évolution suit plusieurs étapes et passe nécessairement par la vermiculite [19], ce qui est invraisemblable pour ces milieux basiques, secs, aérés et souvent peu hydratés. En outre, il a été démontré, sur des roches du Paléogène du Nord de la Tunisie, que les minéraux argileux présents sont un mélange de smectite, d'illite, de kaolinite et d'un interstratifié illite–smectite [5]. La montmorillonite (smectite) a été aussi signalée en quantités importantes dans les marnes du Crétacé du Nord de la Tunisie [23].

En conséquence, les sols céréaliers du Nord-Ouest de la Tunisie présentent un cortège minéralogique argileux composé de plusieurs espèces héritées. Elles assurent la presque totalité des propriétés d'échange avec la solution du sol, compte tenu des faibles teneurs en matière organique des sols. Le potassium est le moins abondant parmi les bases échangeables, ce qui laisserait supposer que l'illite, assez abondante en milieu semi-aride, fixerait du  $\text{Ca}^{++}$  et aussi probablement du  $\text{Mg}^{++}$ . C'est une voie de transformation qui affecterait ces minéraux micacés et qui ne serait que le stade de départ d'une plus longue chaîne, que les conditions de milieu actuelles n'arrivent pas à compléter jusqu'à son ultime stade d'évolution. Le potassium dans ces sols cultivés est très demandé par les espèces céréalières ; il doit, par conséquent, migrer vers la solution du sol, tandis que son remplacement sur les surfaces chargées des argiles se ferait par les éléments les plus abondants de la matière minérale, dont le  $\text{Ca}^{++}$  fourni par le calcaire présent en excès dans ces sols. Malgré ses faibles teneurs sur le complexe d'échange, le potassium disponible pour les céréales dans ces sols a été estimé être en quantités suffisantes [4]. Les stocks en potassium devraient être importants, du fait que du mica a été clairement identifié dans les quatre types de sols.

L'argile, qui est abondante dans ces sols, fixe, grâce à ses surfaces spécifiques élevées, assez d'eau en films autour des unités morphologiques, ce qui doit favoriser la bonne nutrition des céréales et assurer leur croissance dans des conditions optimales. Il reste à rappeler, enfin, que le taux de matière organique est toujours faible, ne dépassant que légèrement 1% en surface et chutant progressivement en profondeur. De telles proportions reflètent un état des sols où la minéralisation est active et où les renouvellements sont insuffisants, ne se produisant que partiellement à partir des racines, des chaumes et d'autres résidus de récolte. En l'absence de teneurs élevées en matière organique, la structure de ces sols est édifiée principalement par la fraction argileuse qui se comporte à l'égard des autres fractions (limons, sables) comme un ciment en agrégeant les constituants [7]. Mais le rôle de l'argile reste partiel dans l'édifica-

tion de la structure et le maintien d'une production durable nécessite un enrichissement progressif et constant de ces sols en matière organique. De même, un suivi périodique de l'évolution des réserves potassiques permettrait d'établir des bilans et d'évaluer le rythme annuel ou de préférence décennal d'épuisement des réserves.

## 6. Conclusion

Les minéraux argileux des sols céréaliers du Nord-Ouest de la Tunisie, caractérisés par voie chimique et minéralogique, sont un mélange de smectite, d'illite et d'interstratifié illite–smectite, auxquels s'ajoute la kaolinite, fortement représentée même dans les vertisols. Du mica, de la calcite et du quartz constituent les minéraux primaires accompagnant ces phyllosilicates dans les sols. Une telle composition minéralogique confère au sol une richesse en silicium, élément dont les plantes céréalières ont besoin comme protection contre l'invasion des maladies cryptogamiques et les piquûres d'insectes [13]. Cet élément n'est cependant pas soluble à pH élevé, et les espèces cultivées doivent en accuser des carences d'absorption.

Si la kaolinite n'intervient pratiquement que par sa participation à la composition granulométrique, les autres argiles agissent sur le potentiel de production des sols de deux manières :

- de manière chimique, par échange de cations avec la solution du sol et c'est surtout le rôle de la smectite et de l'interstratifié illite–smectite. L'illite et le mica stockent la réserve en potassium de ces sols, dont la cession vers les solutions est lente mais possible notamment par les processus d'hydrolyse ;
- de manière physique, en retenant l'eau dans les vides interparticulaires, mais aussi interfoliaires, et c'est surtout le rôle de la smectite et de l'interstratifié illite–smectite.

La chlorite, de par sa faible quantité et sa basse CEC, n'agit pratiquement, ni de manière chimique, ni de manière physique.

Les minéraux argileux sont saturés en bases et leur constitution ne reflète pas la présence de Fe, qui est utile comme oligo-élément. D'ailleurs, les autres oligo-éléments doivent être à l'état précipité en raison de l'excès des carbonates. L'approvisionnement de ces sols en Fe et en oligo-éléments s'effectuerait surtout à partir des amendements organiques qui agissent favorablement à la fois sur la structure des sols et sur leur richesse chimique. En effet, la minéralisation de la matière organique libérerait les divers oligo-éléments dans la so-

lution où ils seraient disponibles pour les racines des céréales : cela devrait agir positivement sur les rendements de ces sols.

Les quatre types de sols présentent donc des propriétés favorables aux productions céréalières. De par leur texture argileuse, ils retiennent l'eau dans les horizons superficiels et ne la laissent pas drainer au-delà de la portée des racines. Ils sont peu salés, à complexe argilo-humique saturé en bases, et particulièrement en calcium et en magnésium. Leur richesse chimique a été prouvée par la présence généralisée d'argile gonflante (montmorillonite ou beidellite), d'illite et de mica. Ces phyllosilicates participent activement aux processus d'échange avec la solution du sol et fournissent un élément majeur important qui est le potassium, élément ayant beaucoup d'influence sur la croissance des végétaux. Les faibles taux de matière organique ne sont pas préjudiciables à la richesse chimique de ces sols, dont les mécanismes d'échange sont régis essentiellement par la matière minérale. La carence en matière organique doit agir particulièrement sur les propriétés physiques par le faible développement d'une structure meuble, aérée et stable.

## Références

- [1] J. Beauchamp, Pédologie, les argiles, université de Picardie Jules-Verne, article Internet, 2003 (5 p.).
- [2] H. Ben Hassine, Nouvelles données concernant la fraction argileuse des sols sur calcaire et limons du Châtillonnais, Mém. DEA, Orstom–université Paris-7, 1978 (38 p.).
- [3] H. Ben Hassine, Étude de l'évolution des propriétés chimiques et physico-hydrauliques des principaux types de sols céréalières du Nord-Ouest tunisien. Effets sur les productions céréalières, thèse, université de Provence, Aix-Marseille-1, 2002 (299 p.).
- [4] H. Ben Hassine, M.H. El Aouni, G. Bonin, M. Ben Salem, Importance des réserves potassiques naturelles dans les sols céréalières du Nord-Ouest tunisien, Revue « Agrosol », Québec (Canada) 16 (1) (2005) 33–46.
- [5] M. Ben Mbarek, Identification et valorisation des argiles du Paléogène du Nord de la Tunisie. Mém. DEA, département de géologie, faculté des sciences de Tunis, 1996 (91 p.).
- [6] M. Biely, M. Maâmouri, Z. Stranik, Carte géologique de la Tunisie, feuille de Béja au 1:50 000<sup>e</sup>, Office national des mines, Tunis, 1982.
- [7] R. Blanchet, C. Maertens, J.R. Marty, N. Gelfi, Influence des constituants minéraux de quelques types de sols sur leurs propriétés physiques et leurs possibilités culturales, Bull. Assoc. fr. Étud. Sol 9 (septembre 1966) 257–274.
- [8] J. Boulaine, Cours de pédologie générale, INA-PG, 1976 (238 p.).
- [9] G.W. Brindley, G. Brown, Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification, Mineral. Soc. Lond. Monogr. 5 (1980) 326–327.
- [10] H. Chamayou, J.-P. Legros, Les bases physiques, chimiques et minéralogiques de la science du sol, in : ACCT – Conseil international de la langue française, Presses Universitaires de France, 1989, pp. 71–170.
- [11] P. Chassin, Influence des substances humiques sur les propriétés des argiles. Apports des études sur modèles, Sci. Sol 2 (1976) 115–120.
- [12] A. Chauvel, G. Pédro, D. Tessier, Rôle du fer dans l'organisation des matériaux kaoliniques. Études expérimentales, Sci. Sol 2 (1976) 101–113.
- [13] B.T. Cheng, Le silicium, un élément à en tenir compte dans l'étude de la fertilité du sol et de la physiologie des plantes, Bull. « Agrosol », Sainte-Foy, Québec (Canada) 7 (2) (1994) 55–56.
- [14] CPCS, Classification des sols, Inra, France, 1967 (96 p.).
- [15] J. Chrétien, D. Tessier, Influence du squelette sur les propriétés physiques des sols : hydratation, gonflement et aération, Sci. Sol 26 (4) (1988) 255–268.
- [16] Division des sols – INRF, Carte bioclimatique de la Tunisie selon la classification d'Emberger. Étages et variantes. Échelle 1:1 000 000<sup>e</sup>, Direction des sols, ministère de l'Agriculture, Tunisie, 1976.
- [17] P. Duchaufour, in : Pédologie. 1 – Pédogenèse et classification, 1<sup>re</sup> éd., Masson, Paris, 1977, pp. 7–25.
- [18] P. Duchaufour, Introduction à la science du sol. Sol, végétation, environnement, Dunod, Paris, 2001 (331 p.).
- [19] J.-M. Flexor, J.-J. De Oliveira, J.L. Rapaire, G. Sieffermann, La dégradation des illites en smectite dans l'altération de podzols tropicaux humo-ferrugineux du recôncavo et du parà, Cah. Orstom, série Pédologie XIII (1) (1975) 41–48.
- [20] T. Hachicha, Métamorphose dans les formations diapiriques du Trias du Nord-Ouest de la Tunisie. Étude minéralogique expérimentale. Résumé de thèse, Institut minéralogique de l'université de Karlsruhe, Allemagne, 1981 (13 p.).
- [21] K. Mahjoub, Carte géologique de la Tunisie, feuille Les Salines au 1:50 000, Office national des mines, Tunis, 1992.
- [22] R. Morel, in : Les sols cultivés, Tec & Doc Lavoisier, Paris, 1989, pp. 29–82.
- [23] A. Mori, Les sols vertiques, les vertisols et les sols tirsifiés de la Tunisie du Nord, in : Comptes rendus de la conférence sur les sols méditerranéens, Madrid, Espagne, 1966, pp. 451–462.
- [24] W. Naânaâ, J. Susini, Méthodes d'analyse physique et chimique des sols, ES 252, Direction des sols, ministère de l'Agriculture, Tunisie, 1988 (118 p.).
- [25] M.K. Ouerfelli, Pédogenèse et évolution géochimique et minéralogique des sols fersiallitiques de Tunisie, thèse, faculté des sciences de Tunis, 1995 (208 p.).
- [26] G. Pédro, Sols argileux et argiles. Éléments généraux en vue d'une introduction à leur étude, Sci. Sol 2 (1976) 69–83.
- [27] M. Robert, D. Tessier, Méthode de séparation des argiles de sols pour des études minéralogiques, Ann. Agron. 25 (6) (1974) 859–882.
- [28] M. Robert, Principes de détermination qualitative des minéraux argileux à l'aide des rayons X, Ann. Agron. 26 (4) (1975) 363–399.
- [29] P. Sainfeld, Coordination et tracé des contours de la carte géologique, feuille Le Kef au 1:50 000, Office national des mines, Tunis, 1953.
- [30] D. Tessier, G. Pédro, Les modalités de l'organisation des particules dans les matériaux argileux. Évolution des principales argiles Ca au cours du phénomène de retrait, Sci. Sol 2 (1976) 85–99.
- [31] M. Toumi, Dynamique des accumulations calcaires en rapport avec l'évolution des environnements quaternaires, thèse de spécialité en géologie, faculté des sciences de Tunis, 1991 (156 p.).