

Rôle de la rhizosphère dans la différenciation du profil calcaire dans le domaine semi-aride de Beni-Slimane (Algérie).

Benmati A.

Institut National Agronomique, El-Harrach, Alger

Benmati A. , 1995 – Rôle de la rhizosphère dans la différenciation du profil calcaire dans le domaine semi-aride de Beni-Slimane (Algérie). Ann. Agron. I.N.A., Vol. 16, N° 1 et 2, pp. 63-82.

Résumé : Le substrat marneux de la région de Béni-Slimane est affecté, à l'affleurement, d'une altération qui s'accompagne d'une individualisation calcaire croissante du bas en haut du profil. Corrélativement, les faciès calcaires, intimement liés à l'activité biologique de la rhizosphère, débutent par des trainées de calcite en aiguilles (formes macroscopiques en pseudomycéliums) épousant les traces d'un fin chevelu racinaire et s'achèvent par une croûte calcaire à enchevêtrement de filaments fongiques. En dehors du milieu rhizosphérique, la micrite primaire est réorganisée en microsparite suite à des processus de dissolution/ reprécipitation dont le moteur serait l'activité racinaire.

Mots clés : rhizosphère, altération des marnes, calcrete, calcite en aiguilles, structures fongiques biominéralisées.

The role of rhizosphere into differentiation of calcrete profile in the semi-arid area of Béni-Slimane (Algeria)

Abstract : The Béni-Slimane marly substratum outcrop is affected by a weathering which appears as increasing calcium carbonate accumulations. Correlatively, the calcium carbonate precipitation, closely related to rhizosphere biologic activity, starts by needles stripes along the root passages and ends by caliche that shows a biomineralised fungi structure meshes. Outside the rhizospheric zone, in the S-matrix, primary micrite is reorganised into microsparite by dissolution/ reprecipitation processes related to the root activity.

Key words : rhizosphere, marly weathering, calcrete, whiskers, biomineralised fongistructures.

INTRODUCTION

La génèse des croûtes calcaires est un sujet toujours controversé entre les tenants de la thèse "pédologique" et ceux de la thèse "sédimentaire".

Pour les premiers, la croûte calcaire est un horizon d'accumulations de CaCO_3 (donc B_{ca} ou B_k), par lixiviation des horizons supérieurs (Hawker, 1927 ; Gaucher, 1947 ; Bretz et Horberg, 1949 ; Boulaine, 1957 ; Harper, 1957 ; Buol, 1964 ; Gile et *al.*, 1966 ; Flach et *al.*, 1969).

Pour les seconds, ces édifices calcaires sont des formations sédimentaires et la présence des structures algaires dans les croûtes zonaires ne laisse pas de doute quant à leur origine superficielle (Freynet, 1965 ; Lattman, 1973 ; Campbell, 1979 ; Krumbein et Giele, 1979 ; Braithwaite, 1983 ; Freynet et Moissenet, 1983 ; Vogt, 1984 ; Verrecchia et *al.*, 1991).

A Béni-Slimane, la généralisation des croûtes et encroûtements calcaires donne un aspect blanchâtre au paysage très frappant sur photographies aériennes. Ces niveaux calcaires ont été classés comme horizons calcique ou pétrocalcique sur la carte pédologique (Chaibi, 1987).

Cependant, les niveaux d'individualisation du calcaire sont en continuité avec la roche en voie d'altération ce qui explique leur manifestation même sur un substrat nu. L'objectif de ce travail est la description du développement du profil calcaire et l'étude des mécanismes de précipitation du CaCO_3 .

MATERIEL ET METHODES

1. Cadre géographique et géologique:

La zone d'investigation est géographiquement appelée Béni-Slimane. Une plaine, de climat semi-aride (précipitations 400-500mm/an), bordée au Nord par le versant sud de Tablat et au Sud par les Bibans (fig. 1).

Structuralement, la plaine correspond à un sillon intra-tellien comblé par des formations miocène et quaternaire. Au Sud, l'affleurement du substrat secondaire autochtone et le crétacé allochtone constituent un relief bordier fermant la plaine de Béni-Slimane. Ces affleurements sont constitués d'argiles schisteuses, vert-olive, très peu calcaires (2 à 5%) à intercalations de bancs de quartzites et de marnes et marno-calcaires gris.

2. Profils étudiés

Parmi cinq profils sélectionnés le long de deux toposéquences, deux profils se développant sur deux types de roches, jugés représentatifs du phénomène étudié, seront décrits ici. Le profil 1 représente l'altération des marnes d'un glacier d'âge Tensiftien probable et d'altitude moyenne de 850m. Le second représente le développement d'un profil calcaire sur roche non ou peu calcaire, les argilites schisteuses. Ce niveau, d'âge Quaternaire ancien (Benmati, 1993), est perché sur les crêtes des Biban à plus de 1000m d'altitude.

3. Méthodes

Les profils ont été décrits par niveau d'altération pour mettre en relief la désagrégation progressive de la roche mère et le développement du profil calcaire.

Chaque niveau a fait l'objet des manipulations suivantes :

– Analyses chimiques totales. Après fusion au chlorure de barium, le dosage a été effectué par spectrométrie à torche à plasma. En s'inspirant des travaux de Tardy (1969), nous avons calculé le pourcentage de lixiviation de chaque élément au cours de l'altération par rapport à sa teneur initiale dans la roche mère.

– Le calcaire a été dosé par la méthode gazométrique.

– La densité apparente. Méthode à la paraffine sur des mottes séchées à l'air de 1 à 2cm³.

Les observations au microscope électronique à balayage (MEB) ont été réalisées à l'université de Gand (Belgique) après métallisation de petites mottes séchées à l'air libre.

A partir des échantillons orientés et non perturbés nous avons confectionné des lames minces. La terminologie utilisée pour la description de ces lames est celle de Bullock et al. (1985).

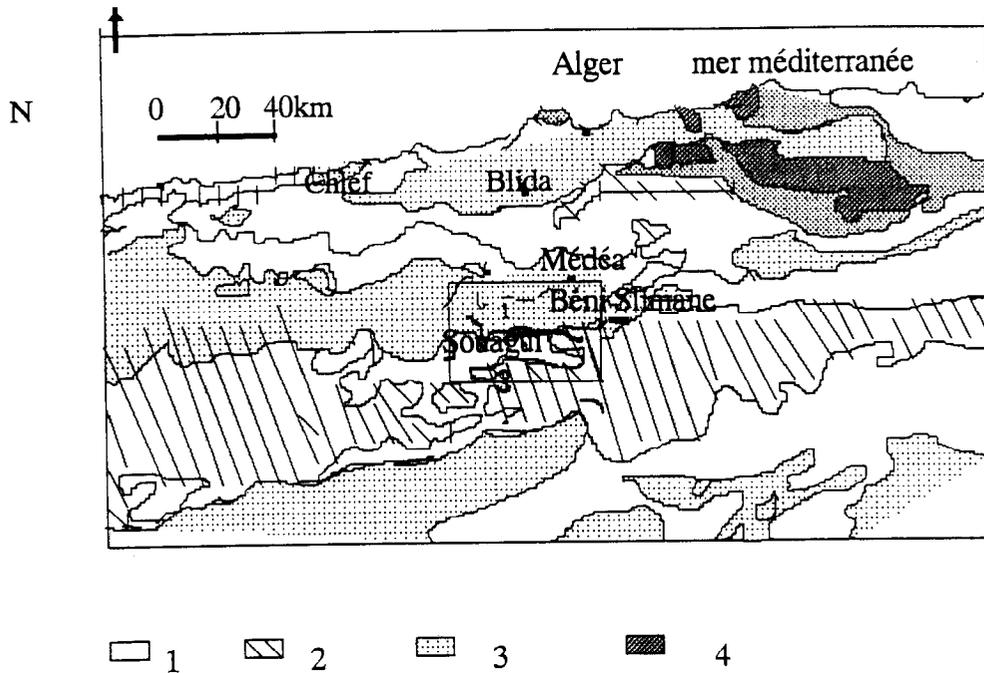


Figure1. Cadre géologique des sites étudiés.

- 1 : formations autochtones , argiles schisteuses
 - 2 : formations allochtones , marnes et marno-calcaires
 - 3 : formations post-nappes, conglomérats à matrice argilo-sableuse
 - 4 : domaine kabyle
- 1 et 2 : localisation des profils.

RESULTATS

1. Description morphologique des profils

1.1. Profil 01:

Ce profil se développe sur les marnes du Crétacé autochtone, au lieu dit Feid-el-abbas (X = 558,500 ; Y=35,300)

0 – 8 cm : Voile terreux, brun-gris (10YR 3/3) ; frais ; de texture argilo-limoneuse ; charge grossière (15%) constituée de graviers et galets calcaires et quartzitiques ; racines mortes et galeries biologiques nombreuses ; réaction à l'HCl moyenne ; transition nette.

Ce niveau a dû subir un décapage mécanique intense, aussi, son épaisseur est-elle réduite. Souvent, l'encroûtement affleure en surface.

8 – 16 cm : Encroûtement feuilleté rose saumon (10YR 8/3) constitué de feuillets de 3 à 4cm d'épaisseur. Des graviers et galets de quartzite sont pris dans la masse calcaire. Entre les feuillets une poudre carbonatée, cendreuse, mélangée à des débris organiques décomposés, est visible dans de nombreux endroits. Réaction à l'HCl vive ; transition nette.

16 – 50 cm : Niveau blanchâtre (N9/0) à croûte pulvérulente et à structure massive. La texture de la roche mère n'est pas reconnaissable. Nombreuses racines mortes, décomposées, et traces d'activité biologique ; réaction à l'HCl vive ; passage graduel.

50 – 85 cm : Le niveau apparait massif, mais en détail, on peut décèler une structuration polyédrique moyenne. Une poudre tuffeuse, blanc-sale, colmate les espaces interfragments. La structure de la roche n'est pas reconnaissable par contre, la texture l'est encore au centre des fragments. Vers le haut, ces éléments de roche diminuent de taille (de pluricentimétriques deviennent centimétriques) et deviennent plus arrondis en conférant au matériau un aspect nodulé. Des racines pétrifiées sont présentes. Des perforations nombreuses, inframillimétriques, parcourent le matériau. La couleur est plus claire (10Y 8/1). Réaction à l'HCl vive ; transition graduelle.

85 – 115 cm : La roche est fragmentée en polyèdres anguleux (L = 4 à 3 cm, l = 2 cm environ) recouverts d'anastomoses de pseudomycéliums. La structure et la texture de la roche ne sont pas dérangées. De nombreuses canalicules parcourent les surfaces des fragments. La couleur est gris-pâle (7.5 GY 8/1). La réaction à l'HCl est vive.

1.2. Profil 02 :

0 - 45 cm : Formation meuble rubéfiée (5YR 3/4) ; texture limono-argileuse ; charge grossière de 4-5% constituée de galets et graviers de quartzites ; ransition nette.

45 - 54 cm : Vers le haut, on passe à une croûte zonaire. Elle est constituée de 2 à 3 feuillets lenticulaires de couleur rosâtre. Entre deux feuillets s'intercale une poudre carbonatée à débris organiques cendreaux. Rares racines, en voie de décomposition, percent la croûte. Dans le feuillet supérieur, plus épais, les zonation de lits millimétriques sombres et clairs est nettement mieux exprimée. Limite nette.

54 - 90cm : Le matériau est induré. Le réseau de fissures du niveau sous-jacent est colmaté par une poudre cendreuse, carbonatée, à débris organiques. Le matériau se pulvérise en une poudre blanchâtre. La structure est massive ; la texture originelle de la roche n'est pas reconnaissable ; réaction à l'HCl vive et généralisée. Passage graduel.

90 - 115 cm : La structuration verticale du niveau sous-jacent s'estompe au profit d'une fine fissuration horizontale et oblique très serrée définissant un maillage centimétrique. La roche est désagrégée en parallépipèdes centimétriques à pluricentimétriques. L'aspect général de l'horizon tire vers le blanc (10Y8/2). Une poudre blanchâtre recouvre les fragments. Quelques fines radicelles, décomposées, noirâtres colonisent les parois des fragments. La texture originelle de la roche n'est reconnaissable que dans le centre des fragments. Réaction vive à l'HCl ; limite diffuse.

115-150 cm : Argiles schisteuses affectées par une fissuration verticale de largeur millimétrique entrecoupée par une autre, horizontale, plus fine. Ce réseau de fissure délimite, dans la roche en place, des prismes trapézoïdaux. Les surfaces de fragments sont parcourues par des anastomoses de pseudomycéliums calcaires blanc-clair. De fines radicelles fraîches sont souvent associées à ces pseudomycéliums. La coloration olive (5Y5/6) de la roche devient plus pâle vers le haut (7.5Y6/3). Le faciès et la texture de la roche sont conservés. La réaction à l'HCl est faible et localisée au niveau des pseudomycéliums.

2 . Description micromorphologique

2. 1. Profil 01 :

Niveau 8 – 16 cm :

Structure massive. Rares cavités ovales allongées parallèlement à la surface du sol. Le matériel est organisé en bandes sombres, terreux, et bandes claires qui seraient des vides planaires élargis et comblés par des précipitations sparitiques.

Le matériau sombre s'apparente à une croûte perlitique à éléments sphériques de tailles très variables allant d'une dizaine à quelques centaines de μm . Ces éléments ne se distinguent de la matrice que par leurs cortex sombres. Il ne semble pas qu'ils soient d'origine allochtone ou aient subi un quelconque déplacement.

La désagrégation du matériau en éléments sphériques se ferait par l'interconnection de fentes courbes et les cortex sombres seraient des résidus de décarbonatation repoussés par la réorganisation de la micrite primaire en microsparite. Certains éléments, à peine dégagés, ne présentent aucune différence avec la matrice adjacente.

Quelques débris de roche quartzitique et de grains xénomorphes de quartz sont observés.

Au MEB, le matériau se présente comme un chevelu hyphanatique incrusté de micrite polyédrique. Le diamètre externe de ces filaments varie de 8 à 15 μm . Le ciment est constitué de bactéries coccoïdes et d'hyphes calcifiés.

Niveau 16 – 50cm :

Structure en chenaux et cavités. Les chenaux sont souvent interconnectés. La matrice est plus claire, car elle est constituée en grande partie de microsparite. Quelques bioreliques (foraminifères) sparitiées sont visibles. Localement, à proximité des chenaux, la matrice est désagrégée, par bioturbation, en polyèdres plus ou moins sphériques (diamètre = 250 μm environ).

Tous les vides portent des hypo-révêtements de calcite en aiguilles. Ces aiguilles sont tantôt perpendiculaires, tantôt tangentes aux parois. Fréquemment, elles sont associées en trames désordonnées au centre des vides. Certaines aiguilles adhèrent aux résidus organiques en voie de décomposition.

Quelques grains fins de quartz (diamètre < 150 μm) sont dispersés dans la masse.

Au MEB, les formes aciculaires correspondent à des hyphes mycéliens dichotomiques de structures tubiformes. Les tubules, de longueurs supérieures à 30 μm et de diamètre variant

de 2 à 9 μ m, sont sinueux et interconnectés. Ils sont recouverts de micro-aiguilles de calcite (oxalate de calcium) à croissance perpendiculaire au support.

Niveau 50 – 85cm :

Structure en chenaux. Les vides en chenaux sont entourés d'une couronne de calcite en aiguilles en hypo-révêtements suggérant une "convoluted fabric" (Robenhorst et Wiliding, 1986). A très fort grossissement, les aiguilles de calcite apparaissent avoir une orientation pseudo-tangentielle aux parois des vides.

Niveau 85 – 115cm :

Roche-mère affectée de nombreux vides planaires. Rares résidus organiques humifiés se localisent dans certains vides.

Au MEB, les premières précipitations apparaissent sous formes de micrite anhédrale associée à des fibres inframicrométriques et à des sphérules (cocci ?) sur des argiles de décarbonatation.

2.1. Profil 02 :

Niveau 45 – 54cm :

Structure massive. Rares vides planaires sont observés. Le matériau est organisé en nodules orthiques irréguliers ou concentriques.

Au MEB, la croûte calcaire est constituée d'un chevelu de filaments fongiques calcifiés très denses. Les filaments conservent leur structure tubiforme; leur diamètre est quasi-constant (3 à 4 μ m externe, 1.5 μ m interne). La matrice est constituée d'une micrite anhédrale dans laquelle "flottent" des tactoïdes d'argiles corrodés. Quelques baguettes (1 μ m de diamètre 7 à 12 μ m de long) oxalitisées (?), orientées perpendiculairement aux filaments, sont associées à ces structures fongiques.

Niveau 54 – 90cm :

Structure en chenaux. Des mésovides en chenaux et en cavité représentent l'essentiel de la porosité du matériau. Rares résidus racinaires fins remplissant certains vides en chenaux.

Les vides portent un hyporevêtement de calcite en aiguilles et le centre de certains vides est occupé par une trame de calcite en aiguilles.

Au MEB, on peut observer un cordon d'hyphes mycéliens non calcifiés et effondrés. Ces filaments organiques sont partiellement recouverts de calcite anhédrale.

Niveau 90 – 115cm :

Structure planaire. La porosité est constituée de vides planaires, de vides en chenaux et en chambres. Le matériel organique est composé de résidus racinaires non ou partiellement calcifiés.

Les parois des vides sont tapissées de calcite en aiguilles hyphanatiques de 0.4 à 0.9 μ m de diamètre et 40 μ m environ de longueur et de rhomboèdre de calcite. Ces cristaux sont souvent associés à des produits amorphes en sphérules et flocons probablement d'origine bactérienne (cocci ?).

Dans le même niveau, un peu plus haut, dans une concentration de pseudomycéliums calcaires, on peut observer une trame de calcite en aiguilles. Les aiguilles sont souvent jointives et profondément incrustées dans la matrice. Elles ont un diamètre moyen de 1.2 μ m environ et une longueur de 10 μ m.

Niveau 115 – 150cm :

Les argiles schisteuses sont colorées en vert-olive, tachetées d'oxy-hydroxydes de fer. Une certaine lamination inframéllimétrique est décelable.

Au microscope électronique à balayage, elles montrent une microstructure anisotropique lamellaire. Les argiles sont disposées en lamelles superposées et régulières. Autour des vides, des précipitations fibreuses et gélatineuses sont regroupées en flocons. Il est très difficile de reconnaître la nature de ces premières manifestations de précipitations. De rares cristaux anhédraux de calcite sont observés sur les parois des vides. Leur diamètre varie de 4 à 20 μ m. Des perforations micrométriques attestent d'une activité biologique à la base du profil. En association avec ces aiguilles hyphanatiques se développent des rhomboèdres de calcite aux formes imparfaites (xénomorphes).

DISCUSSION

Les deux profils décrits illustrent deux évolutions complémentaires et convergentes. L'un représente l'altération d'un substrat calcaire en "calcrete" et l'autre la "calcarétisation" d'un substrat initialement non calcaire.

1. Altération du substrat carbonaté

Les marnes de la région de Souagui sont des biomicrites affectées, à l'affleurement, par un réseau de fissures de décompression lithostatique.

Ces fissures ouvrent la voie à un ensemble de processus de dissolution et précipitation où l'activité racinaire et microorganique de la rhizosphère joue un rôle moteur.

L'ion calcium, absorbé par les cellules en échange avec le H^+ , précipite en carbonate de calcium (ou en oxalate de calcium, Verrecchia et *al.*, 1990) à l'intérieur de l'organisme racinaire par voie métabolique et à l'extérieur de celui-ci par des associations mycorhiziennes. Aussi, les premières manifestations d'accumulations calcaires visibles prennent-elles des formes en pseudomycéliums.

L'individualisation apparente de $CaCO_3$ s'intensifie de bas en haut du profil avec la densification du chevelu racinaire.

Au plus fort confinement du milieu rhizosphérique, les minéraux silicatés de la matrice adjacente seraient déstabilisés et dissouts, d'où l'apparition d'une couronne calcitique en hyporevêtements autour des passages racinaires.

De proche en proche, la microsparite gagne le fond matriciel au détriment des autres constituants. Ainsi se généralise l'individualisation calcaire et se forme le profil calcrete par altération du substrat marneux.

Les pertes de poids que font apparaître les mesures de la densité apparente (tabl. I) démontrent que l'altération est de type lixiviant. Elle s'accompagne d'une perte substantielle (qui peut aller jusqu'au plus de 50% du poids initial, (tabl. I)) de tous les éléments constitutifs de la roche, y compris le calcium (tabl. IV). Le bilan de celui-ci n'est positif que sur le matériau non calcaire (profil 2, tabl. III et IV).

Sur un matériau calcaire (marnes), les horizons calcaires correspondent donc à une réorganisation (biologique) de la matrice avec perte du calcaire (tabl. II, profil 1). Ces résultats confirment les conclusions de West et *al.* (1988) quant à l'absence d'accumulation de $CaCO_3$ dans les horizons calciques et pétrocalciques développés au dépens des roches calcaires.

Les travaux de Black et Tynes (1965), James (1972), Read (1974), Rabenhorst et Wilding (1986), West et *al.* (1988) et Verrecchia (1990) ont décrit, sous des climats variés, des

altérations comparables sur roches calcaires aboutissant à des profils calcaires identiques aux croûtes et encroûtements du pourtour méditerranéen.

Verrecchia (1990) en étudiant le nari-calcrete de Galilée (Israël) a conclu à une altération pédogénétique de la roche crayeuse avec transfert de matières entre le haut et le bas du profil (lixiviation). Cependant, l'auteur exclut tout lien génétique entre le reste du profil et la croûte zonaire qui, elle, est d'origine algaire, donc superficielle.

A des conclusions tout à fait contraires arrivent Rabenhorst et Wilding (1986). La croûte zonaire est issue directement de l'altération de la roche-mère calcaire sans qu'il y ait toutefois de mouvements significatifs de matières entre le haut et le bas du profil. L'altération ici se résume en une réorganisation *in situ* de la matrice mère dont le stade évolutif caractéristique est la "convoluted fabric". Conséquemment, il n'y aurait aucun lien génétique entre le sol sus-jacent (pré-existant) et le profil calcaire.

2. Interprétation de l'évolution du profil sur marnes

Les roches carbonatées tendres, à l'affleurement, sont généralement fissurées (fig. 2, stade 0). Aussi, pour peu qu'elles soient à l'abri des processus mécaniques, elles sont souvent colonisées par des champignons, des lichens voire même une végétation supérieure dont l'enracinement est facilité par le réseau de fissures. Ainsi, ces fissures seront le lieu privilégié des associations mycorhiziennes (fig. 2, stade 1).

L'eau qui tombe à la surface de la roche va être plus agressive car, elle est plus chargée en CO_2 et en acides organiques dégagés par l'activité biologique. Et si on ajoute à ce schéma l'action ameublissante des racines il serait aisé de comprendre la facilité avec laquelle seront dissoutes les parties exposées de la roche (fig. 2, stade 2).

Les solutions saturées en Ca^{2+} , en percolant à travers les fissures, vont rendre l'environnement racinaire particulièrement confiné. Pour détoxifier le milieu, les racines et les micro-organismes du sol absorbent une partie du Ca^{2+} , le reste précipite en CaCO_3 après évaporation. Ainsi, le calcaire dissout en haut reprécipite en bas; le sommet se décarbonate et le bas se calcaréfie.

A la base du profil, dans le milieu rhizosphérique, les racines et les microorganismes absorbent le calcium sans qu'il y ait dissolution de la matrice adjacente. Le calcium ainsi absorbé s'accumule dans leurs cellules en CaCO_3 et donne lieu, dans le cas des racines, à des structures rhizomorphes calcaires (sans zone d'appauvrissement en calcaire) et, dans le cas des microorganismes, à des formes aciculaires de la calcite.

Au voisinage des racines, le milieu serait fortement alcalin si bien que les minéraux originels de la matrice adjacente seraient déstabilisés et dissouts. La microsparite précipite dans l'espace ainsi libéré, d'où l'apparition des couronnes calcitiques autour des passages racinaires.

De proche en proche, la couronne s'étendrait à toute la matrice et la calcitisation gagne tout le matériau. Donc, à la précipitation biologique du carbonate du calcium dans le milieu rhizosphérique se relayent des processus physico-chimiques de dissolution/reprécipitation dans la matrice. Et, à un processus cumulatif se succède un processus lixiviant (fig. 2, stade 3).

Le parallèle entre la densité des accumulations du calcaire d'une part et la densité du chevelu racinaire d'autre part a été souligné par Gile *et al.* (1981) et Wright *et al.* (1988). Toutefois, l'activité racinaire ne se limite pas seulement à la réorganisation de la matrice calcaire (Jaillard, 1987), mais l'ambiance géochimique qu'elle crée déstabiliserait les minéraux silicatés (Spyridakis *et al.*, 1967; Malquori *et al.* 1975). Le débordement de la calcite sur le fond matriciel (hypo-révêtements dans le texte), qualifié d'épigénie par Revel et Bourgeat (1985), en est le témoin.

Le fonctionnement de l'altération à l'échelle du profil est comparable à celui rapporté par Nahon *et al.* (1975) dans l'altération des marnes éocènes de Thiès (Sénégal). Le modèle décrit par ces auteurs comporte deux systèmes géochimiques, un système silicifiant sommital et un système calcifiant basal. Le premier nourrit le second. A Béni-Slimane, le modèle fonctionne à l'aide de deux systèmes biochimiques. Un système lessivant (et fersiallisant) en haut alimentant un système calcitisant en bas. Le profil s'approfondit dans le substrat à la manière des schémas épigéniques décrits dans le pourtour méditerranéen par Beudet et Laouina (1989), Elbersen (1982) et Nahon *et al.* (1977).

3. Corrosion du substrat non calcaire par le calcium

Le fonctionnement du profil 2 est identique à celui des marnes, seulement le calcium ici ne provient pas du lessivage de la roche, mais il est d'apport externe. Le Calcium véhiculé par l'eau gravitaire précipite dans les fissures de la roche hôte en CaCO_3 par les mêmes mécanismes biologiques décrits plus haut. Ainsi, une grille calcaire épousant le réseau de fissures apparaît dans le profil, puis devient de plus en plus dense vers le haut jusqu'à l'effacement de la roche-mère.

A l'échelle microscopique, on peut voir que la matrice est calcitisée à partir de l'hyporevêtement calcitique des vides. La calcitisation gagne la matrice par plages successives réduisant les constituants non calcaires à des dendrites sombres. Au MEB, les golfes de corrosion visibles sur les tactoïdes d'argiles expliquent les mécanismes de démantèlement du domaine argileux. Le calcaire, en exerçant une véritable action de corrosion, contribuerait donc au démantèlement des structures des minéraux non calcaires sans qu'il y ait substitutions simultanées.

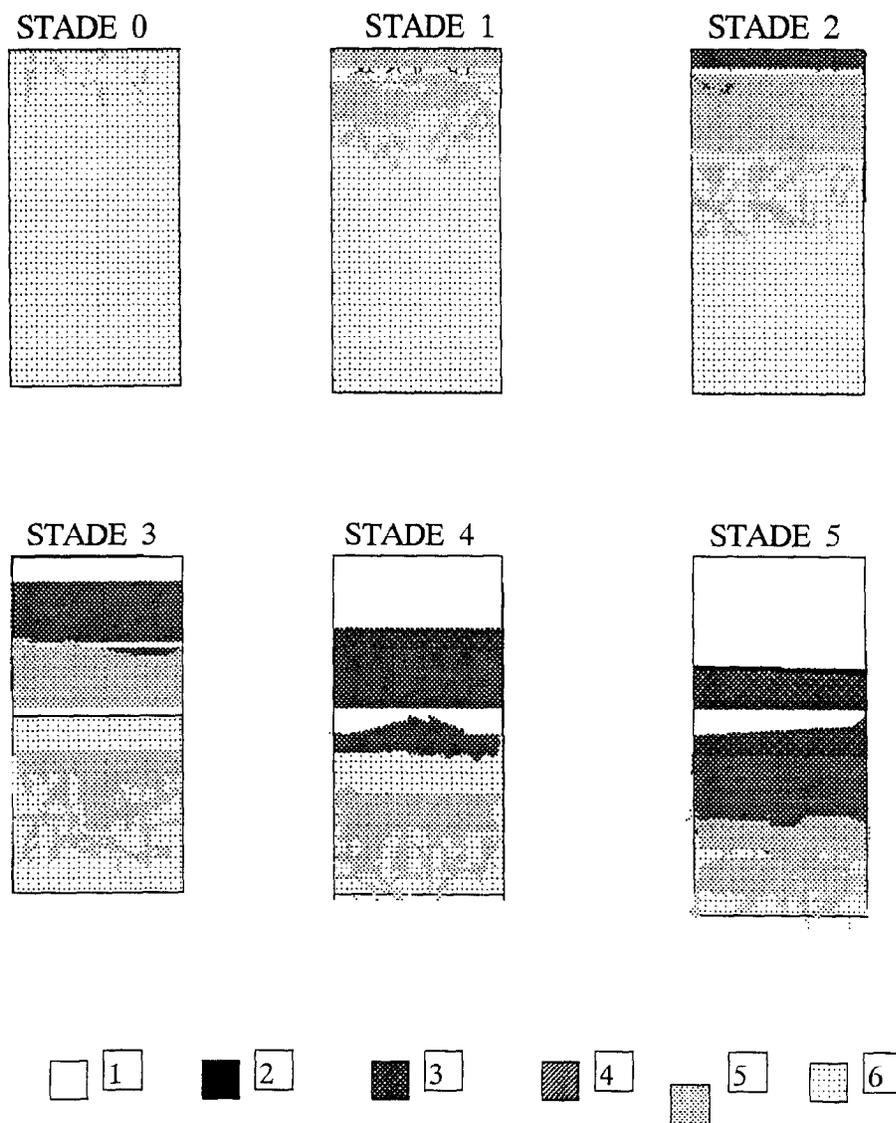


Figure 2. Différents stades de l'organisation du profil calcaire par l'action de l'altération rhizosphérique. (1 : horizons décarbonatés ou en voie de l'être ; 2 : croûte zonaire ; 3 : croûte calcaire ; 4 : encroûtement pulvérulent ; 5 : accumulations discontinues ; 6 : roche mère).

Si au début, l'alimentation externe de la roche en Ca^{2+} est indispensable à la mise en marche de l'altération, une fois l'encroûtement généralisé, le profil évolue d'une façon autonome; c'est la dissolution de celui-ci qui nourrit la calcitisation. La corrosion calcaire et la réorganisation biologique rendent le matériau suffisamment poreux (la densité apparente est réduite de 30%, tabl. I, profil 2) pour permettre l'apparition d'un système lessivant en haut du profil.

Bien que les phénomènes d'épigénie ont été décrits sur divers substrats, marnes (Nahon *et al.*, 1977), roches éruptives (REIHEIS, 1988), alluvions quaternaires (Bourgeon, 1994), dolomie (Beaudet et Laouina, 1989), nous n'avons pas pu observer des substitutions de minéral à minéral ni des fantômes de minéraux. Aussi, nous attribuerions la généralisation de la calcarétisation à tout le matériau à une action corrosive de l'ion calcium sur tout substrat non calcaire.

Tableau I. Evolution de la densité apparente des produits d'altération.

profils	profondeurs	densité apparente g/cm ³	%
01	16-50 cm	1.50	60
	50-85 cm	1.39	56
	roche mère	2.49	100
02	45-54cm	1.70	72
	90- 115 cm	1.69	71
	roche mère	2.39	100

Tableau II. Evolution du taux de calcaire des produits d'altération.

profils	profondeurs	taux de CaCO ₃ %
01	16-50cm	79.1
	50-85cm	69.6
	Roche mère	76
02	45-54cm	63
	90-115 cm	36
	roche mère	01.5

Tableau III. Composition chimique des produits d'altération (en g/cm³)

profils et profondeurs	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O
01									
16-50 cm	21.2	5.0	64.6	1.2	2.3	0.03	0.78	4.6	5.3
50-85 cm	29.1	7.9	5.7	1.3	6.4	0.13	0.87	2.8	1.9
roche mere	30.5	28.4	106.5	6.2	5.4	2.0	1.7	3.3	6.9
02									
45-54cm	72.5	13.9	34.0	1.8	8.4	1.2	1.0	0.6	1.8
54-90 cm	92.8	37.3	8.2	2.6	13.2	0.2	1.6	7.8	3.5
115-150cm	130.6	36.7	5.6	8.4	17.7	1.2	2.1	4.7	11.7

Tableau IV . Pourcentage de lixiviation.

profils et profondeurs	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O
01									
16-50cm	-30	-82	-39	-28	-57	-98	-55	+38	-22
50-85cm	-4	-72	-45	-25	+19	-93	-50	-18	-71
02									
45-54cm	-44	-62	+50	-77	-52	00	-50	-85	-84
90-115cm	-28	+2	+46	-69	-25	-84	-23	+63	-223

CONCLUSION

Mise à part l'origine des croûtes zonaires qui se prête à controverse, toutes les observations de terrains confirment que le profil calcaire se différencie soit par imprégnation gravitaire (ou illuviation) et précipitation soit par la réorganisation (qui s'accompagne généralement par une éluviation) de la matrice d'une roche calcaire en voie d'altération.

Quelle que soit la nature des processus d'imprégnation en cause (pédogénétique ou sédimentaire), une simple accumulation de CaCO₃ dans la porosité initiale de la roche n'explique pas un taux de calcaire très élevé (plus de 60% dans le haut du profil, tabl. II) dans le matériau encaissant.

En effet, l'explication de la formation des croûtes calcaires fait nécessairement appel à des processus de dissolution, par corrosion, d'une partie des minéraux du matériau hôte où l'activité rhizosphérique et biologique en général joue un rôle moteur.

Références

- BEAUDET G. et LAOUINA A. – 1989 : Le contexte géomorphologique des encroûtements calcaires généralisés : le cas du Maroc Oriental. Méditerranée, 2–3, pp.29–40
- BENMATI A.– 1993 : Contribution de l'étude de l'altération des roches carbonatées tendres en milieu semi-aride de Souagui (Béni–Slimane). Thèse de Magister , INA, 245p.
- BLACK H.R. et E. W. TYNES– 1965 : Formation of caliche *in situ*. Geol. Soc. Am. Bull., 76, pp.387–1392
- BRAITHWAITE C. J. R. – 1983 : Calcrete and other soils in Quaternary Limestones: structures, processes and applications. J. Geol. Soc. London, 140, pp.51–363
- BOULAINÉ J. – 1957 : Etude des sols des plaines du Chélif. Thèse Doct. Etat Alger, 582p.
- BOURGEON G.– 1994 : Synthèse secheresse, 5, 185–190
- BRETZ J.H. et HORBERG L.; 1949 : Caliche in Southern New Mexico. J. Geol., 57, pp.491–511
- BUOL S. W. – 1964 : Present soil forming factors and processes in arid and semi-arid regions. Soil Sci. 99, pp. 45–49
- CAMPBELL S. E.– 1979 : Soil stabilization by prokariotic desert crust: implications for Precambrian land biota. Origins of life, 9, pp.335–348
- CHAIBI A.– 1987 : Etude pédologique d'un bassin-versant dans les Béni–Slimane (région de souagui). Relation sol– géomorphologie. Mem. Ing. Sc. Sol, INA, 79p.
- ELBERSEN G.W.W.– 1982 : Mechanical replacement processes in mobile soft calcic horizons; their role in soil and landscape genesis in an area near Merida, Spain. Agric. Res. Rep. 919, Centre for Agricultural Publ. and Documentation, Wageningen, Netherlands.

- FLACH, K.W., W. D. NETTLETON, L. H. GILE et J. G. CADY – 1969 :
Pedocementation: Induration by silica, carbonates and sesquioxides in the Quaternary. *Soil Sci.* 107, pp.442–453
- FREYTET P.– 1965 : Sédimentation microcyclothématique avec croûte zonaire à algues dans le calcaire de Beauce de Chauffour–Etrechy (S et O). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 7, pp.309–313
- FREYTET P. et MOISSENET E.– 1983 : Présence de restes algaires identifiables dans les croûtes calcaires plio–quaternaires du NE de l'Espagne. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 296, II, pp.1563–1566
- GAUCHER G.– 1947 : Les sols rubéfiés et les sols à croûtes du bas Chélif et des basses plaines oranaises. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 225, D, pp.133–135
- GILE L. H., F.F. PETERSON et R.B. GROSSMAN – 1966 : Morphological and genetic sequence of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Sci.* 101, pp.347–360
- GILE L.H., HAWLEY J.W. et GROSSMAN R.B. – 1981 : Soils and geomorphology in Basin and Range area of Southern New–Mexico. *Guidbook to the Desert Project. Memoir 39, New–Mexico Bur. Mines and Mineral Res.* 222p.
- HARPER W. G. – 1957 : Morphology and genesis of calcisols. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 21, pp.420–424
- HAWKER H.W. – 1927 : A study on the soils of Hidalgo country, Texas and stages of their soil–lime accumulation. *Soil Sci.*, 23, pp.475–485
- JAMES N.P.– 1972 : Holocene and Pleistocene calcareous crust (caliche) profiles : Criteria for subaerial exposure. *J. Sedim. Petrol.*, 42, pp.817–836
- KRUMBEIN W.E. et GIELE C.– 1979 : Calcification in coccoid cyanobacterium associated with the formation of desert stromatolites. *Sedimentology*, 26, pp.593–604
- LATTMAN L. H.– 1973 : Calcium carbonate cementation of alluvial fans in southern Nevada. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 84, pp.3013–3018

- MALQUORI A., RISTORI G. et VIDRICH V. – 1975 : Altération biologique des silicates de potassium. I. Biotite. Rev. Potasse, 3, Section 3, pp.1–7.
- NAHON D., MILLOT G., PAQUET H., RUELLAN A. et TARDY Y.– 1977 : Géochimie de la surface et les formes de relief. Digestion et effacement des cuirasses ferrugineuses par les encroûtements calcaires en pays arides, Sahara et Mauritanie. Sci. Géol. Bull., 30, 4, Strasbourg, pp289–296.
- RABENHORST et L.P. WILDING – 1986 : Pedogenesis on the Edwards plateau. texas III. New model for the formation of petrocalcic horizons. Soil Sci. Soc. Am. J. 50 : pp.693–699
- READ J. F.– 1974 : Calcrete deposits and quaternary sediments, Edel Province, Shork Bay, Western Australia. pp.250–282, In B.W. LOGAN (ed.) Evolution and diagenesis of Quaternary carbonate. Am. Assoc. Petroleum Geologists Mem. 22, Tulsa, OK.
- REVEL J.C. et BOURGEAT F.– 1985 : Transformations des carbonates dans une séquence de sols développés sur marnes dans le bassin Aquitain, France. Geoderma, 36, pp.123–143.
- SPYRIDAKIS D.E., CHESTERS G. et WILDE S.A. – 1967 : Kaolonisation of biotite as result of coniferous and deceduous seedling growth. Soil Sc. Soc. Am. Proc., 31, pp.208–210.
- TARDY Y. – 1969 : Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., Strasbourg, 31, 199p.
- VERRECCHIA E. P.– 1990 : New micromorphological interprétation of nari–calcrete (Israel).Development in soil science 19, Elsevier, pp.617–683
- VERRECCHIA E. P., DUMONT J.L. et ROLKO K.E. – 1990 – Do fungi building limestones exist in semiarid regions? Naturwissenschaften, 77, pp.584–586
- VERRECCHIA E.P., RIBIER J., PATILLON M. et ROLKO K. E. – 1991 : Stromatolitic origin from desert laminar limecrusts. A new paleoenvironmental indicator for arid regions. Naturwissenschaften, 78, pp.505–507
- VERRECCHIA E. P., DUMONT J.L. et VERRECCHIA K.E. – 1993 : Biomineralogical evolution of calcium oxalates associated with fungal filamments in calcretes of nazareth,Israel. J. sedim. Petrol., 63, 5, pp.1000–1006

VOGT T.- 1984 : Problèmes de gènèse des croûtes calcaires quaternaires. Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf Aqitaine, Pau, 8, 1, pp.209-221

WEST, L.T., WILDING, L.P. et HALLMARK, L.T.- 1988 : Calciustolls in central Texas. II Genesis of calcic and petrocalcic horizons. Soil Sci. Soc. Am. J., 52, pp.1723-1740

WRIGHT V.P., PLATT N.H. et WINBLEDON W.A.- 1988 : Biogenic laminar calcrete: evidence of calcified root-mat horizons in paleosols. Sedimentology, 35, pp.603-620