

Les systèmes de subsurface sols-roches, modèles de pédogenèses. Exemples des domaines karstique et non karstique de Franche-Comté

S. BRUCKERT (*)

M. GAIFFE (*)

RÉSUMÉ

Pour des raisons paléocéologiques et tectoniques, on trouve en Franche-Comté des compartiments géologiques tantôt formés de roches fissurées et drainantes, tantôt de roches non fissurées et étanches. Ces compartiments qui coexistent de façon juxtaposée offrent des modèles de choix pour l'étude des transferts hydrologiques et de leurs conséquences pédogénétiques.

C'est ainsi qu'on a pu définir des systèmes de subsurface, entités constituées par le sol et le substrat géologique, éléments interdépendants dans une même unité hydrologique par le réseau poral.

Trois principaux grands systèmes permettent de rendre compte des pédogenèses en contexte sédimentaire :

1) **Les systèmes drainants** à infiltration directe (calcaires karstiques dominants). Ils sont soumis à des ruissellements latéraux, à l'origine des chaînes de sols, et à des écoulements verticaux qui, par leurs modalités, sont l'élément moteur des activités biologiques et de la dynamique des éléments, notamment du calcium. Ils déterminent ainsi les "ambiances chimiques" calciques, neutres ou acides caractéristiques des pédogenèses karstiques. La comparaison entre sols humocalciques et sols bruns à pellicules calcaires précise les différents transferts de matières et les phases d'organisation qui en résultent au niveau des sols et des roches.

2) **Les systèmes étanches "ouverts"** (calcaires marneux, dépôts argilo-graveleux dominants) où les flux hydriques latéraux sont dominants. L'eau s'y déplace d'une part dans un chevelu hydrographique de surface, d'autre part dans des réseaux hypodermiques ou profonds, séparés les uns des autres par des couches non saturées. On peut donc reconnaître une stratification verticale en couches dynamiques, soumises à des exportations latérales (appauvrissement) et en couches inertes, privées d'échanges gazeux et soumises de ce fait à des changements d'état du fer liés à l'anoxie et non à l'hydromorphie.

3) **Les systèmes étanches "fermés"** des compartiments en cuvette, dans lesquels l'eau prend, dès le départ, un caractère anoxique et rapidement acide qui entraîne l'accumulation de matière organique. Les modalités géochimiques et chronologiques de l'installation de la tourbe sont rappelées, ainsi que les propriétés de la tourbe qui rendent ce milieu inapte à tout transfert d'eau et de matière.

Ces modèles débouchent sur des conceptions nouvelles concernant notamment le fonctionnement hydrique et atmosphérique des sols, l'installation des nappes perchées et l'incompatibilité entre lessivage et hydromorphie.

MOTS-CLÉS : système sol-roche - fonctionnement des sols - infiltration - flux de matière
transfert d'eau.

**ROCK-SOIL SUBSURFACE SYSTEMS AS PEDOGENESIS MODELS.
EXAMPLES OF KARSTIC AND NON KARSTIC AREAS
IN THE REGION OF FRANCHE-COMTÉ (FRANCE)**

The geological compartments are made up of either well drained areas or surfaces with little or no infiltration (Fig. 1). This disposition provides pertinent models for studying the transfer of water and its pedogenetical consequences.

In this context, we have described three systems.

1) **Draining systems.** The transfer of the rain water generally occurs vertically but also laterally during intense rainfall. Lateral streams induce the transfer of matter characterizing karstic catena (Fig. 2). Vertical streams generate either humocalcic soils (very quickly drained) or brown soils (normally drained). The hydrodynamic functioning of these soils is virtually the same during the rainy spells but completely different during dry spells ; humocalcic soils are entirely dry yet brown soils are only superficially desiccated. This phenomenon induces different processes according to the degree of calcic influence of the rock.

In calcic environment, the humocalcic soils undergo significant flow of calcium which produces the flocculation of prehumic molecules. The soil solution remains unsaturated and the pebbles present traces of corrosion.

In brown soils with "limy films", there are fewer mobile quantities of CO_2 and Ca. The dissolution of the rock affecting the micritic cement of the pebbles in the soil (leaving spartic elements in the form of limy film) leaves calcite deposits around the limestone slab (Fig. 3).

In the soils without pebbles (> 35 cm depth) the resulting acid environment leads to leaching. Wetting-drying cycles due to the fissures of the rock maintain the soil structure, even in the very clayed Bt which never becomes filled in. Clay is either accumulated or eroded by karstic action and evacuated toward the karstic networks.

2) **Open impervious systems.** Water flows laterally in superficial, hypodermic and deep networks which are separated from one another by unsaturated layers. The superficial and hypodermic networks are parallel with the surface and deep networks follow the geological structures (Fig. 4). The reducing properties of the water-table produce a gleyification of the walls and consequently isolate the water-table. As a result, "dynamic layers" with lateral transfer of matter and "sluggish layers" without air or water movement can be distinguished.

Dynamic layers initiate topographic series which are characterized by an overall hydromorphy (pseudogleys, impoverished pseudogleys, amphigleys). Ferromanganic concretions, ferric precipitates and amorphous hydroxydes originate along the series as shown in figure 5.

The sluggish layers outside the gleyified and impervious walls of the captive runoffs inhibit the water infiltration due to the air which is trapped in the porosity of these layers. The reduction of iron results in a deficit of oxygen rather than in the excess of water. For this reason, we suggest substituting the term "anoxemic soils" for "hydromorphic soils" which is too restrictive.

3. **The closed compact systems,** developing in impervious basins. From the very start, water acquires an anoxemic and acidic character more especially as jurassian systems are safely supplied by rain water due to the karstic drainage of the surrounding areas. Peat development produces the lack of water transfer capacity inside the system.

In conclusion, we show that the rock-soil system is a functional system due to its continuous porosity and that this concept makes possible new developments in the field of pedogenesis.

KEY-WORDS : rock-soil system - soil functioning - infiltration - matter flow - water transfer.

INTRODUCTION

Les systèmes pédologiques francs-comtois présentent l'avantage : 1) de se répartir sur des substrats géologiques variés dans leur nature (calcaires ou dépôts siliceux de terrasses anciennes) et dans leur structure (Jura plissé ou tabulaire, plateaux de Haute-Saône, plaine de Bresse) ; 2) de se développer dans une région que les événements paléo-écologiques, sédimentologiques et tectoniques (GAIFFE, 1984 ; BLONDE *et al.*, 1986) ont découpée en compartiments juxtaposés (BRUCKERT, 1988) très différents par la densité de leur fissuration. On observe de ce fait, côte à côte, des roches permettant une infiltration parfaitement libre et d'autres qui entravent cette infiltration. Les premières caractérisent des compartiments fissurés et déterminent la formation de systèmes de subsurface drainants ; les secondes correspondent à des compartiments compacts (peu ou non fissurés) et entraînent le développement de systèmes étanches.

Par système ⁽¹⁾ de subsurface, nous entendons l'ensemble comprenant la couverture pédologique et les roches sous-jacentes, éléments interdépendants dans une même unité hydrologique par leur réseau poral.

La situation remarquable propre aux systèmes francs-comtois a permis de conduire depuis dix ans des recherches fondamentales sur la genèse et le fonctionnement des sols. Les résultats dont nous allons présenter ici une synthèse permettent d'interpréter l'organisation actuelle des sols en fonction des régimes hydriques et géochimiques imposés au milieu par les différents paramètres géologiques, géomorphologiques et climatiques.

I. ÉLÉMENTS CONSTITUTIFS ET FONCTIONNEMENT DES SYSTÈMES DRAINANTS

Les systèmes drainants occupent la majeure partie du domaine jurassien dont les roches forment des compartiments fissurés karstifiés. Dans de tels systèmes, les transferts de l'eau météorique se font latéralement par ruissellement et verticalement par infiltration ou évapotranspiration (Fig. 1, A et B).

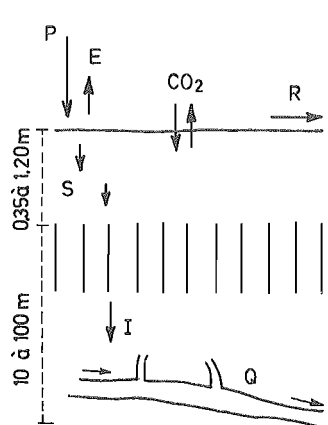
A) TRANSFERTS HYDRIQUES LATÉRAUX ET CHAINES DE SOLS DU KARST

Les flux d'eau latéraux par ruissellement sont liés à des périodes de pluies intenses (SEILER, 1980 ; LESER *et al.*, 1981) pendant lesquelles fonctionne un réseau hydrographique temporaire, souvent très fugace. Il en résulte une érosion des positions topographiques hautes, suivie d'un dépôt dans les points bas (GAIFFE, 1989). Ces derniers ne se combleront jamais, car les apports poursuivent plus ou moins rapidement leur chemin vers le karst profond (GAIFFE et BRUCKERT, 1985), à la faveur des crues et décrues souterraines réputées pour leur soudaineté (AUCANT *et al.*, 1985). Le même phénomène s'applique à différentes échelles depuis les toposéquences décamétriques en creux et bosses des calcaires concassés, jusqu'aux toposéquences hectométriques des combes, observées sur les bancs moins fragmentés (Fig. 2). Dans tous les cas, le sol récepteur est constitué des matériaux que lui a fournis le sol situé en amont. Cette filiation définit des unités en relation dynamique, les chaînes de sols du karst (BRUCKERT et GAIFFE, 1980) qui comprennent :

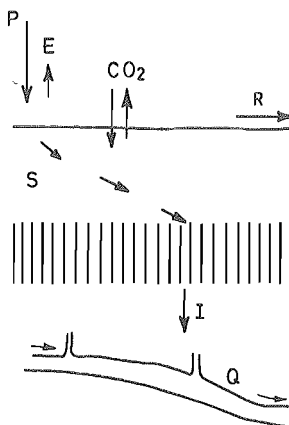
(1) Un système est un ensemble d'unités organisées en relation d'interdépendance.

Figure 1 : Définition des systèmes de subsurface étudiés dans des compartiments géologiques fissurés et drainants ou compacts et étanches.

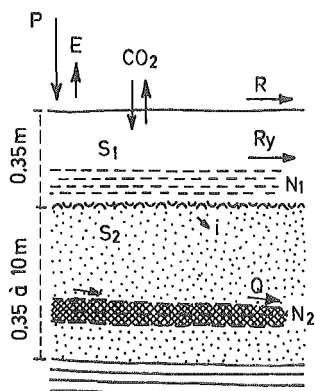
Definition of the subsurface systems on either draining or impervious geological compartments.



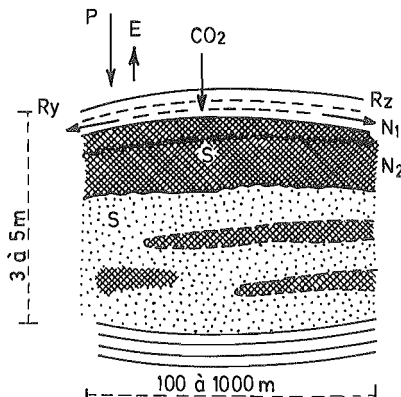
A. Système fissuré hyperdrainant



B. Système fissuré drainant



C. Système compact ouvert



D. Système compact fermé

Écoulements latéraux souterrains Q
 Pluviométrie P (1000 à 2400mm)
 Evapotranspiration E (300 à 1200mm)
 Ruissellement de surface R, hypodermique Ry
 Infiltration I et i (très faible)
 Eau retenue à la capacité au champ S
 Nappe d'eau perchée N1, permanente et captive N2

Roche très fissurée | | |
 Roche fissurée |||||
 Roche compacte =====

Nappe d'eau perchée --- permanente et captive
 Limite nappe-air comprimé ~~~~~

– en position convexe, des sols humocalciques et bruns "à pellicules calcaires" (définis plus loin), auxquels viennent s'adjoindre, en dessous de 800 m d'altitude environ, des sols bruns lessivés de placage limono-argileux ;

– en position concave, des sols colluviaux brunifiés lessivés qui, à partir de 1 100 m environ, sont marqués par une phase vernale à stagnogley (GAIFFE et BRUCKERT, 1985).

Dans d'autres régions karstiques, des phénomènes de transfert analogues ont été analysés (ALIAS PEREZ *et al.*, 1981 ; DREW, 1983) confirmant l'importance du colluvionnement dans ces sols de dépression.

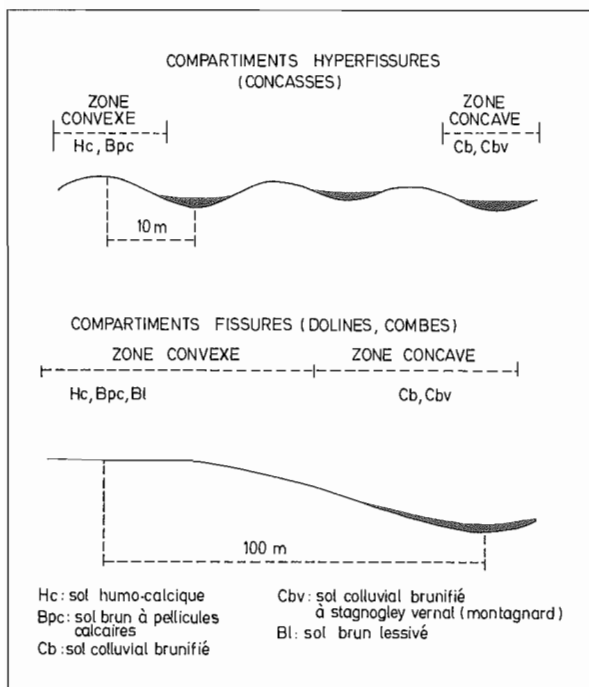


Figure 2 :
 Chaînes de sols des roches fissurées, karstiques.
Catena on karstic fractured bedrocks.

B) TRANSFERTS HYDRIQUES VERTICAUX : IMPACT SUR LES RÉGIMES HYDRIQUES DES SOLS

En dehors des phases épisodiques de pluies intenses, les transferts hydriques se font verticalement à travers les sols et le réseau poral sous-jacent, avec une dynamique et des effets variables selon le degré de fissuration des roches. On distingue d'une part les systèmes hyperdrainants des compartiments très fissurés (sols humocalciques, sols colluviaux) et d'autre part les systèmes drainants des compartiments simplement fissurés (sols bruns à pellicules calcaires, sols bruns lessivés).

Pour analyser l'influence du réseau poral des roches sur le régime des sols, nous prendrons l'exemple des sols humocalciques et bruns à pellicules calcaires du Premier Plateau jurassien (550 m d'altitude), dont le substratum géologique présente un degré de fracturation élevé (FORESTIER et VEREZ, 1978).

La perméabilité des ensembles sols-roches en régime saturé est trois fois plus grande dans les stations à sols humocalciques ($9.10^{-3} \text{ cm.s}^{-1}$) que dans les stations à sols bruns à pellicules calcaires ($3.10^{-3} \text{ cm.s}^{-1}$) (BLONDE *et al.*, 1986). Les fluctuations du potentiel hydrique en fonction du temps sont pratiquement synchrones avec la pluviométrie dans les deux sols. A l'interface sol-roche, l'amplitude de variation des potentiels est très supérieure dans le sol humocalcique (BLONDE et BRUCKERT, 1989).

Durant les épisodes pluvieux prolongés, le milieu étant proche de la saturation, les profils de potentiel hydrique présentent la même allure monotone dans les deux stations.

Entre deux épisodes pluvieux, par contre, la réponse tensiométrique des deux sols est fondamentalement différente. Dans le sol humocalcique, les pertes en eau affectent l'intégralité du profil. Dans le sol brun à pellicules calcaires, la partie supérieure du profil se dessèche, alors que la tranche profonde reste humide. D'après les gradients de potentiels dH/dZ mesurés suivant la méthode proposée par ROSE et STERN (1965), le comportement hydrodynamique est totalement opposé dans les deux sols. Dans le sol humocalcique, les flux d'eau orientés vers le substratum géologique très fissuré sont confirmés par des rapports positifs. Dans le sol brun à pellicules calcaires, par contre, les mouvements ascensionnels sont clairement démontrés par des rapports négatifs (BLONDE et BRUCKERT, 1989).

C) IMPACT SUR LES TRANSFERTS DE MATIÈRES

ET SUR LES ORGANISATIONS A L'ÉCHELLE DES SOLS ET DES ROCHES

Si les sols des systèmes fissurés ont en commun d'être traversés par un important flux d'eau gravitaire, ils se distinguent par contre totalement les uns des autres par l'ambiance chimique. Les sols superficiels demeurent calciques (saturés en ion Ca^{2+}), alors que les sols dont l'épaisseur dépasse 35 cm environ deviennent acides (BOULAINÉ, 1972 ; BRUCKERT *et al.*, 1986), et certains d'entre eux peuvent être soumis saisonnièrement à des variations de potentiel rédox. Les situations rencontrées permettent donc de choisir de très bons modèles pour étudier l'effet des régimes hydriques sur les transferts de matières et sur les organisations à l'échelle des sols et des roches : 1) en ambiance calcique ; 2) en ambiance acide ; 3) en ambiance acide avec variations de potentiel rédox.

1. En ambiance calcique

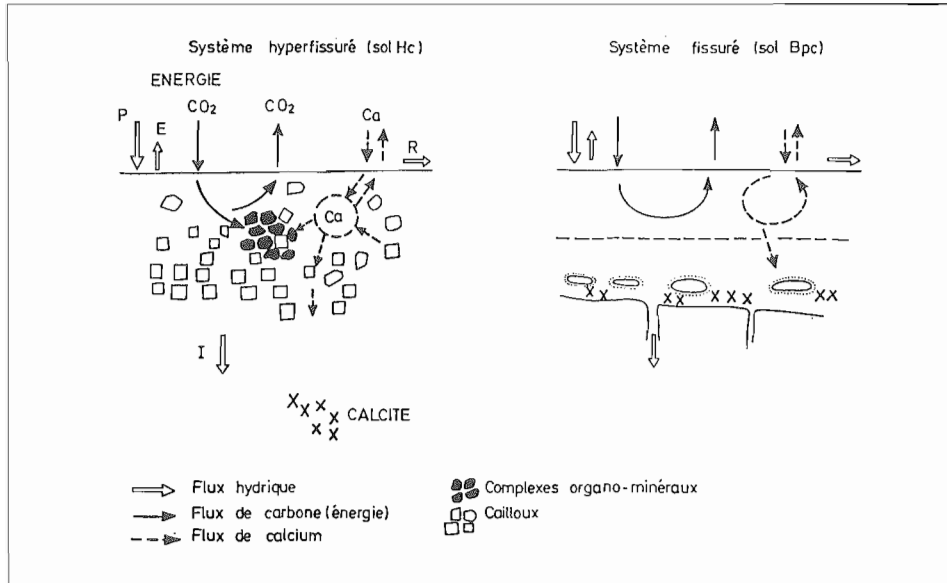
Les régimes hydriques définis au paragraphe précédent entraînent des transferts de matières et d'énergie qui laissent des marques morphologiques spécifiques de chacun des systèmes. Il s'agit d'une part des phénomènes de dissolution et de précipitation de la calcite, d'autre part de la formation des organisations argilo-humiques stabilisées par le calcium (Fig. 3).

En ce qui concerne le premier point, on observe dans les sols humocalciques des systèmes hyperdrainants une intense corrosion des cailloux. Les études lysimétriques (BLONDE, 1989) ont montré que les eaux n'y apparaissent jamais saturées en calcium durant la saison de végétation, compte tenu de la valeur faible de l'alcalinité carbonatée (BOURRIÉ, 1976), et restent agressives (BERRIER *et al.*, 1987), ce qui explique les figures de corrosion. A ce processus s'ajoute l'effet de complexation du calcium par les

composés organiques en solution (VALLES *et al.*, 1988). La calcite précipite en dehors du sol, dans les conduits karstiques (stalactites) et aux exutoires (résurgences pétri-fiantes).

Figure 3 : Flux d'eau, de matières et d'énergie dans les systèmes fissurés.

Water and matter flows through the draining systems.



Dans les sols bruns des systèmes drainants, les cailloux sont au contraire entourés d'une pellicule d'arrachement. Les eaux moins agressives provoquent une dissolution progressive et différentielle en fonction de la taille des cristaux (POCHON, 1978) : d'où la présence des "pellicules calcaires" résiduelles formées des grains les plus grossiers. Plus bas, au niveau de la roche, la sursaturation entraîne une précipitation de calcite.

En ce qui concerne le deuxième point, les alternances répétées d'humectation-dessiccation des milieux hyperdrainants se traduisent par une très forte porosité et aération des sols humocalciques. Ces derniers offrent par là des conditions plus favorables au développement des racines et de la microflore que les sols brunifiés. L'enchaînement des trois processus, hydrique, physique et biologique, se traduit à la fois par une production plus importante de biomolécules et par un "flux de calcium" plus élevé (BRUCKERT *et al.*, 1986). Ces deux éléments interagissant (VALLES *et al.*, 1988), il en résulte la formation d'organisations argilo-humiques stabilisées par le calcium (GAIFFE *et al.*, 1984) et la différenciation de deux séries de sols : l'une humifère avec un taux de matière organique supérieur à 20%, l'autre deux à trois fois moins humifère (GAIFFE, 1987). L'orientation du processus évolutif est ainsi strictement sous la dépendance de l'état physique (degré de fissuration) du banc calcaire.

2. En ambiance acide

En ambiance acide, le processus pédogénétique majeur devient le lessivage. Les matériaux se trouvent en effet placés dans les conditions optimales de dispersion et de trans-

port des argiles. Le calcium n'exerce plus d'action floculante. Le drainage assuré par les roches fissurées entraîne des alternances d'humectation-dessiccation qui structurent les horizons, même très argileux (BRUCKERT, 1988) et créent une porosité fissurale importante. C'est grâce à cette deuxième condition que le lessivage vertical des argiles est possible (BRUCKERT, 1989).

L'infiltration conduit soit à des profils d'argile très différenciés, avec forte teneur d'argile en B (sols bruns lessivés) sur les plateaux (en zone convexe, Fig. 2), soit à des profils d'argile monotones (sols colluviaux lessivés) dans les dolines (ou en zone concave). Quelle que soit la teneur en argile, on n'observe pas de colmatage de l'horizon B, le drainage des roches sous-jacentes renouvelant perpétuellement la fissuration des matériaux pédologiques au fur et à mesure des redistributions d'argile. Ces dernières sont soit intégrées à la matrice minérale (dynamique intrapédique) (FEDOROFF, 1972), soit transférées hors des profils par la base (GAIFFE et BRUCKERT, 1985).

3. En ambiance acide avec variation de potentiel Rédox

Aux transferts liés à la dynamique karstique des sols colluviaux, viennent se surimposer à l'étage montagnard des processus de formation et de destruction des concrétions ferriques extrêmement originaux puisqu'ils se produisent pendant le transit des matériaux pédologiques en mouvement vers le karst (GAIFFE et BRUCKERT, 1985). Au moment du dégel, une intense mais éphémère réduction du fer est en effet génératrice d'un stagnogley "bleu" qui dure 3 semaines environ et affecte les 20 premiers centimètres. La réoxydation qui suit entraîne l'organisation de concrétions à ciment goëthitique (GAIFFE et KUBLER, 1989), d'ordre millimétrique, dont les formes sont de deux types :

- des gaines périracinaires très fragiles ;
- des nodules plus solides de structure concentrique.

Les premières sont rapidement détruites, tandis que les autres s'enfoncent lentement, avec le reste des matériaux, vers l'exutoire de la doline. Mais, pendant leur transfert, les ciments métalliques périphériques sont progressivement dissous sous l'action de phases réductrices.

II. ÉLÉMENTS CONSTITUTIFS

ET FONCTIONNEMENT DES SYSTÈMES ÉTANCHES

Les systèmes étanches correspondent aux compartiments de roches non fissurées et non karstifiées du domaine jurassien et franc-comtois. Les transferts de l'eau météorique se font latéralement par ruissellement superficiel ou hypodermique (nappe perchée), et verticalement par évapotranspiration (Fig. 1, C et D). Selon qu'ils échangent ou non de la matière avec l'extérieur (RICHTER, 1987), nous distinguerons des systèmes étanches ouverts ou fermés.

A) SYSTÈMES ÉTANCHES OUVERTS

Les flux hydriques latéraux y déterminent, comme dans les systèmes drainants, l'organisation des sols à l'échelle des toposéquences, mais dans des conditions rédox totalement différentes, à l'origine de transformations et de néoformations spécifiques (VIZIER, 1984 ; BRUCKERT, 1984 ; BRUCKERT et BEKKARY, 1990).

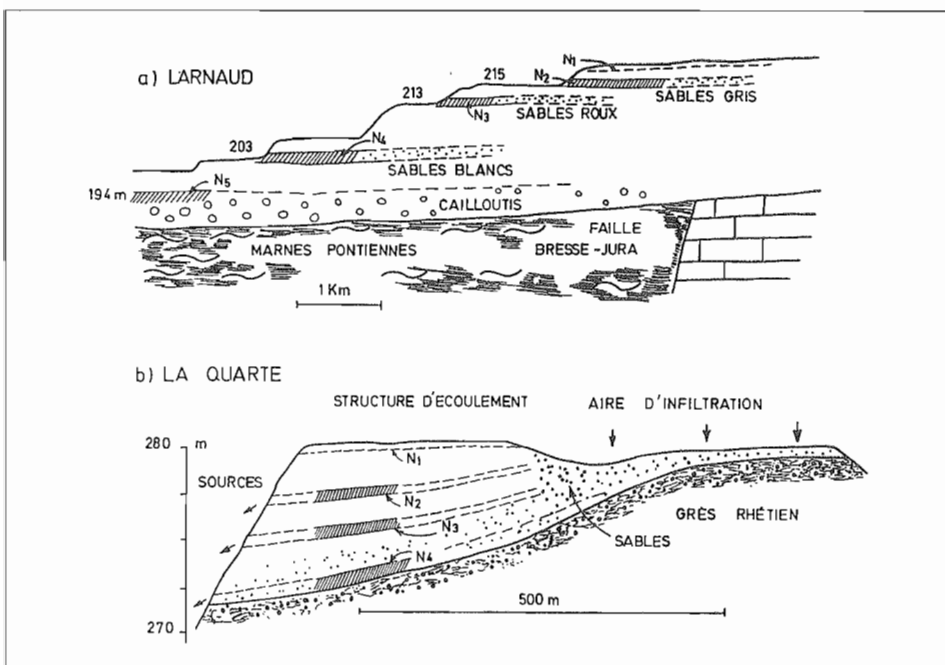
1. Caractère latéral et stratifié des mouvements d'eau

L'eau météorique se déplacerait latéralement, à la fois en surface et dans plusieurs plans indépendants parallèles ou subparallèles au terrain. Deux exemples particulièrement démonstratifs, choisis dans les formations pliocènes de Bresse et dans les placages limono-argileux de Haute-Saône vont nous permettre d'illustrer le phénomène.

A Larnaud, dans les formations de Bresse (Fig. 4a), on dénombre quatre nappes captives qui diffèrent l'une de l'autre par leur position stratigraphique et par leurs caractéristiques. Trois circulent dans des strates sableuses siliceuses intercalées entre des strates argilo-limoneuses ; la dernière occupe un cailloutis qui repose sur les marnes pontiennes. Les premières sont acides et très peu minéralisées ; la dernière est bicarbonatée calcique, le cailloutis renfermant des éléments calcaires ; toutes sont réductrices et induisent à leur contact des parois gleyifiées.

Figure 4 : Mouvements d'eau latéraux et stratifiés dans les systèmes compacts ouverts. Exemples en Bresse (a) et sur les plateaux de Haute-Saône (b).

Lateral and stratified movements of the water in the open impervious systems. Examples from Bresse (a) and plateau of Haute-Saône (b).



Sur le site de La Quarte (plateaux de Haute-Saône), en procédant à des carottages jusqu'au substratum liasique, on traverse 4 nappes, étagées vers 0,40 - 2,70 - 5 et 7 m de profondeur (Fig. 4b). La dernière, modérément artésienne, baigne une altérite sableuse fluide provenant du grès réthien compact sous-jacent. L'eau est très réductrice, comme en témoignent la décoloration des sables et le toit gleyifié plastique qui emprisonne cette nappe. L'aire d'affleurement et le pendage des grès expliquent à la fois l'infiltration et les écoulements latéraux entre les dépôts allochtones stratifiés vers les exutoires.

2. Stratification en couches "dynamiques" et en couches "inertes"

La structure hydrologique décrite ci-dessus suggère que dans les systèmes étanches ouverts, les ruissellements de surface (R) cachent des circulations hypodermiques (Ry), des nappes perchées (N_1) et captives (N_2 , N_3 , etc.), séparées les unes des autres par des couches non saturées (Fig. 1, C).

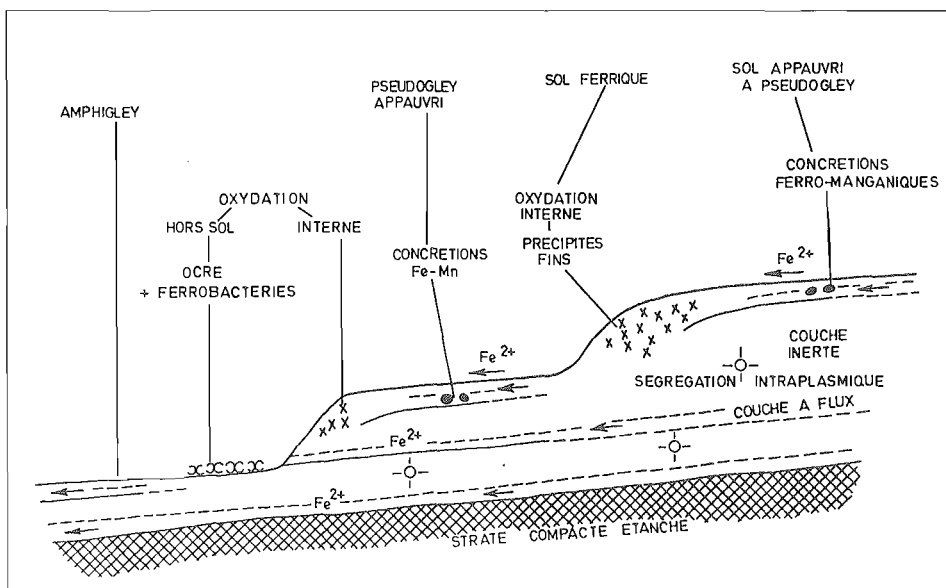
Cette règle aurait pour conséquence fondamentale de stratifier le terrain en couches "dynamiques" soumises aux transferts de matières (flux) et en couches "inertes" (hors circuit) privées à la fois de mouvements d'eau et d'air (VIZIER, 1984 ; BRUCKERT, 1988).

3. Distribution des organisations dans les couches dynamiques (Fig. 5)

Les circulations assurent les transferts latéraux de l'argile, créant l'appauvrissement des horizons superficiels et la différenciation texturale du profil sans transfert vertical (BRUCKERT, 1989). Elles sont aussi à l'origine des alternances de potentiel rédox génératrices de plusieurs types d'organisations ferriques, géolocalisées en fonction des changements latéraux d'environnement chimique (VIZIER, 1984).

Figure 5 : Organisation des systèmes compacts.

Organization of impervious systems.



4. Réorganisation du fer dans les couches inertes

Dans ces strates, les renouvellements d'eau et d'air restent très limités, voire inexistants. Le milieu se maintient à la capacité de rétention. La porosité occupée par l'air étant déficitaire en oxygène (GLINSKI et STEPHNIEWSKI, 1985), le potentiel rédox se situe à l'équilibre des domaines Fe^{II} et Fe^{III} , favorable au passage alterné d'une forme à l'autre. Les conditions créées sont propices à l'individualisation sur place du fer et à des mouvements uniquement intraplasmiques.

Etant donné que la ségrégation du fer se produit par privation d'oxygène, en l'absence d'engorgement, on peut parler de couches anoxiques et préférer le terme de sols anoxiques (BRUCKERT, 1988) à celui, plus restreint, de sols hydromorphes.

Au total, les transferts latéraux canalisés, caractéristiques des systèmes étanches ouverts, entraînent à la fois la formation de chaînes de sols (Fig. 5) et une différenciation des profils pédologiques et des matériaux sous-jacents, alors même que les transferts verticaux sont minimes, voire inexistantes.

B) SYSTÈMES ÉTANCHES FERMÉS

Contrairement aux systèmes précédents, les systèmes étanches fermés ne se prêtent pas aux transferts, même préférentiels, de matières.

Les rares éléments minéraux qui pénètrent avec les pluies servent à l'alimentation d'une végétation extrêmement frugale qui survit par ses associations symbiotiques et qui accumule quasiment tout sur place sous forme de tourbe. Celle-ci s'édifie sur les compartiments compacts en cuvette, qui permettent à l'eau de former dès le départ un étang de faible profondeur et d'acquérir rapidement des caractéristiques anoxiques qui inhibent la décomposition des matières organiques et entraînent l'accumulation de la tourbe.

Le jeune marais en formation, qui reçoit des eaux de ruissellement chargées de cations, est d'abord eutrophe, mais tend à devenir mésotrophe, puis oligotrophe, les masses tourbeuses étant inaptes à tout transfert d'eau et de matières (GOBAT, 1984 ; MIOUZE, 1985). La tourbe construit et acquiert son propre isolement.

Dans le Jura, l'environnement étant calcaire, l'évolution ci-dessus est progressive (haut-marais à l'intérieur des bas-marais). Mais elle s'accélère quand le marais est isolé de tout apport par ruissellement grâce à une hydrographie karstique externe au compartiment.

Le haut-marais qui se développe alors constitue le plus remarquable exemple de système étanche fermé. Son histoire et les modalités géochimiques de son édification demeurent inscrites dans l'organisation actuelle du volume tourbeux (GRANVOINET *et al.*, 1987). L'observation du cheminement suivi par les eaux météoriques confirme l'inaptitude du système à tout transfert. Les précipitations alimentent en effet une nappe perchée qui fluctue au rythme intermittent des pluies entre deux niveaux piézométriques proches de la surface (10 à 30 cm). L'eau s'écoule latéralement (Ry) et s'évacue par débordement à la périphérie, vers des pertes.

CONCLUSION

La tectonique extrêmement cassante qui affecte la Franche-Comté, dans sa partie jurassienne comme dans ses marges nord-occidentales, offre une juxtaposition de compartiments géologiques aux propriétés hydrologiques très tranchées, des compartiments fissurés drainants, soumis aux infiltrations verticales de type karstique et des compartiments étanches qui, selon la topographie, autorisent ou non les mouvements hydriques latéraux.

L'existence côte à côte de ces unités, et la superposition étroite entre type de compartiment et mode de pédogenèse dominant, nous ont permis de mettre en évidence

le rôle moteur de l'état physique de la roche mère dans l'orientation de la pédogenèse, dans l'organisation et le fonctionnement des sols sus-jacents, et de proposer une approche globale de l'unité fonctionnelle roche - sol, dans le cadre de grands systèmes de subsurface.

L'étude des sols des divers systèmes, drainants ou étanches, a permis d'apporter ou de démontrer un certain nombre de concepts nouveaux :

- sur la relation entre l'humification et le degré de fissuration des roches ;
- sur l'existence de "chaînes de sols du karst" dont les sols récepteurs constituent eux-mêmes un lieu de transit vers les exutoires karstiques ;
- sur l'impossibilité d'une filiation entre lessivage d'argile et hydromorphie dès lors que la structuration du matériau est assurée par le drainage profond ;
- sur l'inhibition "à distance" de l'infiltration dans les sols sur roche étanche et sur la quasi-absence de mouvements verticaux ;
- sur l'impossibilité du lessivage dans de tels sols dont la différenciation texturale serait due à l'appauvrissement et dont la différenciation verticale de l'ensemble du profil proviendrait de remaniements latéraux (couches dynamiques) ou intraplasmiques (couches inertes) ;
- sur l'origine primaire et géologique des sols dits hydromorphes et sur l'opportunité de mettre l'accent davantage sur leurs difficultés d'alimentation en oxygène que sur leur degré d'engorgement (sols anoxiques).

Cette approche de la pédogenèse élargie aux lithosystèmes (CALLOT, 1981), puis aux systèmes en tant qu'ensembles d'unités en interaction, offre un champ conceptuel et pratique, renouvelé et du plus haut intérêt. Le fait que des travaux de terrain conduits parallèlement en Afrique et à Madagascar (RAUNET, 1989) aboutissent à la même démarche que nos travaux francs-comtois, laisse bien augurer de la pertinence universelle de cette approche systémique.

Reçu pour publication : Novembre 1989

Accepté pour publication : Octobre 1990

BIBLIOGRAPHIE

- ALIAS PEREZ L.J., FERNANDEZ TAPLA H.T. & HERNANDEZ BASTIDA J., 1981. – Contribucion al estudio de los suelos del Calar del Mundo (Albacete). I. Características generales de los Haplaxerolls cumulicos de dolinas y de los Xerothents liticos circundantes. *Anales de Edafologia y Agrobiol.*, XL, 1905-1924.
- AUCANT Y., SCHMITT C. & URLACHER J.P., 1985. – *Le Verneau souterrain*. Ed. Shag, 24, rue des Roses, Besançon, 169 p.
- BERRIER J., DELMAS A.B. & BRESSON L.M., 1987. – Fonctionnement saisonnier et instantané d'un système d'altération calcaire, approche micromorphologique. *Actes 7^e Réunion Int. Micromorphologie des sols*, Paris. Fédoroff, Bresson, Courty édés., 309-314.

- BLONDE J.L., 1989. – *Influence du régime hydrique induit par la fissuration des roches sur l'humification et l'organisation des sols en milieu calcique*. Thèse Doct., Univ. Franche-Comté, Besançon, 133 p.
- BLONDE J.L. et BRUCKERT S., 1989. – Corrélations entre flux hydrique, pluviométrie, enracinement des prairies et importance du stock humique des sols calcimagnésiques des plateaux jurassiens. *Pédologie*, XXXIX (3), 249-259.
- BLONDE J.L., BRUCKERT S., CHAUSSOD R. et JOUVENOT A., 1989. – Etude de quelques aspects de l'activité biologique des sols calcimagnésiques jurassiens. *Ann. Sci. Univ. Franche-Comté, Besançon, Biol. Ecol.*, 5^e série, 1, 9-15.
- BLONDE J.L., GAIFFE M., CONTINI D. et BRUCKERT S., 1986. – Relations entre le caractère humifère des sols des plateaux jurassien et le régime hydrique induit par la perméabilité des bancs calcaires. *Pédologie*, XXXVI (2), 155-177.
- BOULAINÉ J., 1972. – Au sujet de quelques sols formés sur roches calcaires en climat perhumide frais (Jura méridional). *Science du Sol*, 1, 79-84.
- BOURRIÉ G., 1976. – Relations entre le pH, l'alcalinité, le pouvoir tampon et les équilibres de CO₂ dans les eaux naturelles. *Science du Sol*, 3, 141-160.
- BRUCKERT S., 1984. – *Recherches sur le relargage du fer d'origine pédologique dans la nappe du Bois des Vernes et sur les risques de pollution de la nappe de Bletterans*. Rapport de synthèse, Univ. Franche-Comté, Besançon, 30 p.
- BRUCKERT S., 1988. – Rôle de la fissuration des roches et de l'échappement de l'air dans l'infiltration de l'eau et le régime hydrique et atmosphérique des sols. *Ann. Sci. Univ. Besançon, Géol.*, 4^e série, 9, 27-36.
- BRUCKERT S., 1989. – Lessivage vertical versus lessivage latéral : incompatibilité de ces deux grands phénomènes pédogénétiques. *C.R. Acad. Sci.*, 308, série II, 335-340.
- BRUCKERT S. et BEKKARY M., 1990. – Formation des horizons diagnostiques argilique et de fragipan en fonction de la perméabilité des roches. II. Effet des roches sur le drainage interne des sols et sur l'hydrologie. (Soumis à *Can. J. of Soil Sci.*).
- BRUCKERT S. et GAIFFE M., 1980. – Analyse des facteurs de formation et de distribution des sols en pays calcaire glaciaire ou karstique. Plaine de Frasnes-Bonnevaux et Montagne du Laveron, Jura central. *Ann. sci. Univ. Franche-Comté* (4), Biol. Vég., 1, 19-65.
- BRUCKERT S., TAVANT Y., TAVANT H., GAIFFE M. et DUQUET B., 1986. – Rôle du flux de calcium sur la stabilisation de la matière organique des sols. *Ann. sci. Univ. Besançon*, 4^e série, Biol. vég., fasc. 6, 25-29.
- CALLOT G., 1981. – *Analyse des lithosystèmes carbonatés*. Doc. polyc., S.E.S. 484, INRA Montpellier, 90 p.
- DREW D.P., 1983. – Accelerated soil erosion in a karst area : the Burren, western Ireland. *Journal of Hydrology*, 61, 113-124.
- FEDOROFF N., 1972. – Interactions de l'hydromorphie et du lessivage. Exemple d'une séquence de sols lessivés à hydromorphie croissante sur limons quaternaires du sud-ouest du Bassin de Paris. Gley and Pseudogley. *C.R. du Congrès de l'A.I.S.S.*, Stuttgart, 295-305.
- FORESTIER G. et VEREZ C., 1978. – *Etude de la fracturation du plateau d'Ornans (Doubs)*. Thèse 3^e Cycle, Géologie appliquée, Univ. Franche-Comté, Besançon, 160 p.
- GAIFFE M., 1984. – Relations entre faciès calcaires, sols et végétation dans les forêts du Haut-Jura central. *Ecologie des milieux montagnards et de haute altitude. Documents d'écologie pyrénéenne*, III-IV, 413-416.
- GAIFFE M., 1987. – *Processus pédogénétiques dans le karst jurassien. Analyse de la complexation organo-minérale en ambiance calcique*. Thèse Doct. Etat, Univ. Franche-Comté, Besançon, 160 p.

- GAIFFE M., 1990. – Erosion of calcimagnesian soils as aggregates in Jurassic pedological systems. *Catena*, 17 (2), 141-149.
- GAIFFE M. et BRUCKERT S., 1985. – Analyse des transports de matières et des processus pédogénétiques impliqués dans les chaînes de sols du karst jurassien. *Catena*, numéro spécial "Soils and Geomorphology", 6, 159-174.
- GAIFFE M. & KUBLER B., 1989. – Ferruginous concretions and their paleopedological informations in soils of the jurassic karst (accepté par *Geoderma*, 11 p.).
- GAIFFE M., DUQUET B., TAVANT H., TAVANT Y. et BRUCKERT S., 1984. – Stabilité biologique et comportement physique d'un complexe argilo-humique placé dans différentes conditions de saturation en calcium ou en potassium. *Plant and Soil*, 77, 271-284.
- GLINSKI J. & STEPHNIEWSKI W., 1985. – *Aeration and its role for plants*. CRC Press, Inc.
- GOBAT J.M., 1984. – *Ecologie des contacts entre tourbières acides et marais alcalins dans le Haut-Jura*. Thèse, Univ. de Neuchâtel, 255 p.
- GRANDVOINET D., BRUCKERT S. et CAMPY M., 1987. – Analyse de la structure et des constituants d'une tourbière à sphaignes du Jura en relation avec les principales phases de sa formation. *Science du Sol*, 26 (2), 55-64.
- LESER H., SCHMIDT R.G. & SEILER W., 1981. – Bodenerosions-messungen im Hochrheintal und Jura (Schweiz). *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 125, 83-91.
- MIOUZE C., 1985. – *Etude hydrologique et hydrogéologique du site expérimental de la Barthe*. D.E.A. de Science de l'eau, Univ. P.-et-M.-Curie, Paris VI, 88 p.
- POCHON M., 1978. – *Origine et évolution des sols du Haut-Jura suisse. Phénomène d'altération des roches calcaires sous climat tempéré humide*. Thèse Sciences, Neuchâtel, 190 p.
- RAUNET M., 1989. – Approche systémique appliquée à la cartographie morphopédologique du paysage. *Actes du Premier Séminaire Franco-Africain de Pédologie Tropicale*, Lomé, 6-12 février 1989. Ed. ORSTOM, Paris, 143-177.
- RICHTER J., 1987. – The soil as a reactor. Modelling processes in the soil. *Catena paperback*, 192 p.
- ROSE C.W. & STERN W.R., 1965. – Determination of hydraulic conductivity as a function of the pH and water content for soil *in situ*. *Aust. J. Soil Res.* (3), 1-9.
- SEILER W., 1980. – Quantitativer Vergleich des Erosionsverhaltens eines winterlichen Dauernieder schlags und eines sommerlichen Stark regens. *Bull. d. schweiz. Bodenkundl. Ges.*, 4, 28-35.
- VALLES V., BERNADAC A. et TARDY Y., 1988. – Etude géochimique de solutions riches en anions organiques. Application aux chernozems. *Cah. ORSTOM, sér. Pédologie*, vol. XXIV (3), 263-274.
- VIZIER J.-F., 1984. – Les phénomènes d'hydromorphie en régions tropicales à saisons contrastées. Application à une meilleure caractérisation des concepts de gley et de pseudogley. *Science du Sol*, 3, 225-237.