

Âge et vitesse de formation des sols, une étude pas si facile

23/05/2024

Auteur(s) / Autrice(s) :

Denis Baize

Directeur de recherche en retraite, INRAE, Orléans

Publié par :

Olivier Dequincey

Résumé

Exemples variés de techniques et de types de sols pour appréhender les échelles de temps des processus pédogénétiques.

Table des matières

- [Introduction](#)
- [Détermination directe de l'âge d'un constituant ou d'un dépôt](#)
 - [Âge moyen des matières organiques déterminé grâce au carbone 14](#)
 - [Datation des grains de quartz par Résonance de Spin Électronique \(*Electronic Spin Resonance, ESR*\)](#)
 - [Béryllium 10 et aluminium 26, isotopes instables et processus récents de surface](#)
- [Utiliser le moment zéro](#)
- [La vitesse de formation des sols est-elle partout la même ?](#)
- [De quel "sol" parle-t-on ?](#)
- [Les différents horizons d'un même sol ont-ils tous le même âge ?](#)
- [De nombreuses difficultés supplémentaires](#)
- [Âges relatifs – Chronoséquences des sols des terrasses fluviales](#)
- [Glossaire](#)
- [Bibliographie](#)

Introduction

Depuis peu le grand public sait que les sols (ces milieux peu visibles dans lesquels poussent les plantes cultivées ou sauvages) mettent de longues durées pour se former. Mais il pose souvent des questions du genre « à quelle vitesse se forme un sol ? », ou bien « combien de temps faut-il pour former un sol ? ». J'avoue que la première fois qu'on m'a posé cette question je n'ai guère su répondre. Car la réponse n'est pas aussi simple qu'il pourrait sembler.

Sur internet comme dans la littérature scientifique on trouve toutes sortes de valeurs relatives à cette vitesse. Les chiffres vont de 0,1 à 10 mm par siècle. La fourchette est large ! Mais il n'y a aucune raison pour que cette vitesse soit la même partout et à toutes époques. Elle va dépendre de l'intensité des différents facteurs de la pédogenèse et de la nature du matériau parental (composition minéralogique, compacité).

Par ailleurs une autre question majeure se pose : de quel « sol » parlons-nous ? Nous essaierons de fournir des réponses à toutes ces questions, ci-après.

Remarque. Dans les raisonnements et les exposés qui vont suivre, il n'est pas toujours facile de séparer ce qui relève de la vitesse de la pédogenèse et ce qui ressortit à la durée de la formation des sols. Cette vitesse peut être

estimée au laboratoire par des expériences (vitesse instantanée), ou déduite de l'estimation de la durée de formation (vitesse moyenne).

Un auteur anglo-saxon nous suggère ceci :

- plus il y a d'horizons présents, plus le sol est vieux ;
- plus le sol est épais, plus le sol est vieux ;
- plus il y a de différences entre les horizons superposés, plus le sol est vieux.

Ceci n'est pas faux, mais les choses sont plus compliquées. En outre, que veut dire « *vieux* » pour un sol ?

Nous allons voir qu'il existe un certain nombre d'approches qui peuvent aider à estimer l'âge des sols, c'est-à-dire leur durée d'évolution.

#1_ Sols et matériaux parentaux

La formation des sols résulte de processus naturels, successifs ou simultanés : des altérations, des dissolutions, des néogenèses, l'installation et l'activité d'êtres vivants très diversifiés (microorganismes, champignons, insectes, vers, plantes supérieures).

Il en résulte, avec le temps, une structuration en agrégats avec apparition de vides inter- et intra-agrégats de diverses origines et de différentes dimensions et formes. Ce matériau, à la fois agrégé et poreux, nettement différencié par rapport au matériau minéral géologique initial, c'est le **sol**.

Les **matériaux parentaux** sont les roches (au sens le plus large, incluant toutes les formations superficielles) situées aujourd'hui sous les horizons pédologiques et à partir desquelles ces horizons se sont développés.

Remarque. On utilisait autrefois le terme « *roche mère* ». En toute rigueur et par définition, le vrai matériau parental des horizons pédologiques supérieurs n'existe plus (puisqu'il est transformé en sol). Le matériau parental que l'on observe aujourd'hui peut être un peu (ou très) différent de celui qui a disparu !

#2_ Temps courts vs. Temps longs

Dans les sols interviennent toutes sortes de processus naturels, successifs ou simultanés. Mais l'échelle de temps de ces processus et de leurs conséquences n'est pas du tout du même ordre.

Temps courts (jours, semaines, mois, années) : activité de la faune du sol, minéralisation des matières organiques, gonflement/retrait, développement racinaire, érosion brutale.

Temps moyens (décennies) : modification de la forme d'humus forestier suite à un changement de végétation, début de podzolisation, formation de sols d'accumulation en bas de versants (colluviosols), érosion discrète et lente.

Temps longs (siècles, millénaires, millions d'années) : altération de certains minéraux, dissolution de la calcite, déplacements verticaux ou latéraux de particules argileuses, etc.

Détermination directe de l'âge d'un constituant ou d'un dépôt

Âge moyen des matières organiques déterminé grâce au carbone 14

En archéologie, le dosage du **carbone 14** permet de dater des fragments de bois ou de charbon anciens. La demi-vie (période) du ^{14}C est de 5 730 ans (5 568 ans par convention pour établir les datations). D'où la possibilité de remonter jusqu'à environ 20 000 ans, voire plus, ce qui est très suffisant pour le carbone des sols dont l'âge est généralement inférieur à 7 000 ans. Mais, étant donné la multiplicité des sources de carbone d'âges différents et la diversité des matières organiques dans les sols, on ne peut approcher qu'un **temps moyen de résidence** de ces matières organiques (Guillet, 1994 [15]), notion de peu d'utilité pour un échantillon de sol pris dans son ensemble, plus intéressante si l'on s'intéresse à des fractions préalablement séparées par voie chimique ou granulométrique (Balesdent et Guillet, 1982 [7]). Ainsi il a été montré que, dans un même sol, on peut distinguer au moins quatre fractions, dont les temps de résidence varient largement (Balesdent, 2002 [6]) :

- tissus végétaux non protégés : < 1 an,
- microorganismes du sol : < 10 ans,
- composés humiques ou protégés : < 1000 ans,
- carbone stable : > 1000 ans.

Datation des grains de quartz par Résonance de Spin Électronique (*Electronic Spin Resonance, ESR*)

La datation par ESR est très utilisée par les archéologues et géologues, pour des déterminations d'âges compris entre 100 000 ans et plusieurs millions d'années. Il ne s'agit pas de dater la formation (cristallisation) de ces quartz mais leur dernière exposition à la lumière du soleil lors de leur transport dans un cours d'eau ou avant d'être enfouis sous d'autres sédiments. De même, les techniques de datation par luminescence stimulée optiquement (*Optically Stimulated Luminescence, OSL*) permettent de déterminer la dernière exposition à la lumière des grains de quartz et de feldspaths et donc le temps depuis lequel un sédiment a été déposé. Elles permettent de dater des dépôts quaternaires dont l'âge n'excède pas 150 000 à 200 000 ans. Pour en savoir plus, on pourra consulter, par exemple, Voinchet et *al.*, 2013 [25].

Béryllium 10 et aluminium 26, isotopes instables et processus récents de surface

« Pour dater les sols et suivre leur évolution dans la période plus récente, outre le ^{14}C , on utilise aussi d'autres isotopes instables tels que ^{10}Be et ^{26}Al , produits lors de l'impact des rayons cosmiques dans l'atmosphère ou dans le sol. Cela permet de mesurer la vitesse de la dénudation (érosion mécanique et chimique), le début de la formation des sols, le retrait des glaciers ou l'abandon d'une terrasse par le changement de cours d'une rivière. L'apport de matériaux sédimentaires est aussi daté » (Bourrié, 2017 [10]). Pour en savoir plus, on pourra consulter Barg et *al.*, 1997 [8].

Utiliser le moment zéro

Le moyen le plus simple pour déterminer l'âge d'un sol est de connaître la date du début de la pédogenèse. Malheureusement, c'est rarement le cas. Ce « **moment zéro** » peut être :

- l'exondation d'un sédiment marin (par exemple en conséquence de la remontée isostatique du bouclier scandinave) : la mer se retire, la pédogenèse à l'air libre peut débuter.
- l'endiguement d'alluvions marines et l'abaissement du niveau de la nappe phréatique salée, permettant le démarrage d'une pédogenèse terrestre. Dans le Marais poitevin, la formation volontaire de polders a débuté au XVII^e siècle par des travaux menés par des ingénieurs hollandais. Chaque polder peut être daté, donc la durée d'évolution du sol jusqu'à nos jours.
- la fin du dépôt à l'air libre d'un sédiment (alluvion fluviale, limon éolien).
- la mise en place d'une coulée ou de scories volcaniques (voir exemple 5 ci-après et figure 1).
- la fin d'une période d'érosion ou de décapage (par exemple un terrain apparaissant à l'air libre suite au recul d'un glacier).



Photographie : Nelly Duigou

Source - © - Nelly Duigou

Figure 1. Herbacées pionnières sur un dépôt volcanique très récent de l'Etna

Parmi les herbacées pionnières, on reconnaît *Saponaria sicula*.

On a alors :

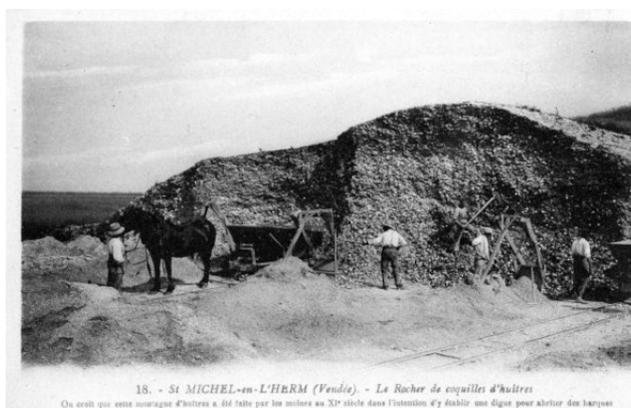
- une durée Y de pédogenèse (la date d'aujourd'hui moins la date du moment zéro),
- une certaine épaisseur X de sol (c'est-à-dire d'horizons à structure pédologique – voir [encadré #1](#)) mesurée en cm ou en mm, dont la détermination précise n'est pas toujours facile.

Mais il faut être sûr qu'une ou plusieurs phases d'érosion ne sont pas intervenues dans l'intervalle. Une telle certitude est difficile à acquérir.

On obtient : $X \text{ mm} / Y \text{ siècles} = \text{vitesse moyenne de formation de ce sol en mm/siècle}$.

Ci-dessous, cinq exemples. Deux ont été présentés par d'anciens auteurs, trois autres sont fournis par des études plus récentes.

Exemple 1. Les trois buttes de coquilles d'huitres de Saint-Michel-en-l'Herm et de Beauvoir-sur-Mer (Vendée)^[1]. Leur hauteur variait entre 4 et 6 m (figure 2). Leur volume a été estimé à environ 500 000 m³. Elles ont été datées par les archéologues grâce à divers artefacts. Leur édification a débuté au milieu du XI^e siècle (Verger, 1959 [24]).



Source - © ~1930 D'après [Ouest France \(2017\)](#)

Figure 2. Une butte de coquilles d'huitres à Saint-Michel-en-l'Herm (Vendée)

À leur partie supérieure se sont formées des « **rendzines** » (= des **rendosols**) très caractéristiques, sur une épaisseur d'environ 40 cm (Dupuis et al., 1965 [14]).

« *Le sol est une rendzine amorçant un début d'évolution vers un sol brun calcaire.* » [...] « *Ainsi se trouve démontrée l'extrême rapidité de la pédogenèse puisqu'en moins de 9 siècles, (vraisemblablement en 6 siècles car la datation au carbone 14 porte sur les huitres de la base des buttes de Saint-Michel-en-l'Herm) s'est formé un sol épais de 40 cm. L'extrême perméabilité de la roche-mère et l'humidité hivernale du climat atlantique l'ont sans doute accélérée* » (2 conditions favorables).

Exemple 2. Une « **rendzine** » (= **rendosol**) épaisse de 20 cm, formée sur les murs de la forteresse de Staraïa Ladoga, en Russie (Dupuis et al., 1965 [14] ; Demolon, 1949 [13]). Dokouchaev (le père incontesté de la pédologie russe, voire mondiale) décrit en 1883 une rendzine formée sur les blocs de calcaires siluriens dont étaient construits les remparts de la forteresse de Staraïa Ladoga édifée en 1166 et abandonnée en 1703. Il a donc observé un sol de 20 cm d'épaisseur formé en 180 ans à partir de blocs de calcaires bruts.

Exemple 3. Podzolisation superficielle en forêt de Saint-Trojan (île d'Oléron). La côte Ouest de l'île a été protégée de l'érosion marine et éolienne par cinq palissades successives construites depuis 1820. L'objectif, conjointement à l'implantation d'une végétation appropriée (semis de pins maritimes, genêts, ajoncs et oyats), était la fixation des dunes qui jusque-là étaient mobiles. L'installation de ces palissades a permis de gagner 2 000 mètres de terre sur la mer. Ce dispositif a permis de dater la dune la plus ancienne dont la mise en place remonte au maximum à 1820.

Sur cette dune (constituée à plus de 94 % de sables) Caner et al. (2010 [12]) ont décrit en 2008 une micropodzolisation affectant les 15 à 20 premiers centimètres du sol. Sous un épais horizon de surface constitué uniquement de matières organiques mal décomposées (horizon codé O), on observe un mince horizon blanchi (codé

E) puis un horizon brun (codé BPs). Cette évolution morphologique obtenue en moins de 188 ans s'accompagne de changements minéralogiques majeurs dans la fraction des argiles très fines (< 0,1 μm) des horizons E, avec néoformation de smectites.

Quatre facteurs agissant ensemble expliquent ce processus pédogénétique rapide : la grande perméabilité du matériau parental, sa faible teneur en calcaire (< 10 %), la végétation de résineux fournissant une litière acidifiante, et un climat atlantique à forte pluviométrie.

Exemple 4. Sols formés dans des amas de coquilles au Sénégal (Leprun *et al.* 1976 [20]). Il s'agit d'amas de coquilles formés par les habitants depuis 1 020 ans (datation au carbone 14 par les archéologues), dans les îles du Saloum, à coté de la localité de Diorom Boumak. Le climat y est caractérisé par des précipitations moyennes de 800 mm et des températures de 28°C. Les auteurs y ont observé un sol épais de 40 cm d'épaisseur et décrivent « *une pédogénèse de rendzines assez bien évoluée qui a abouti à la formation d'un complexe argilo-humique caractéristique, à une différenciation morphologique et physico-chimique en horizons et à une décarbonatation partielle.* »

La rapidité de la pédogénèse (40 cm en 1 020 ans) est attribuée à la nature meuble et divisée du matériau d'origine qui permet une pénétration facile par l'eau et les racines.

Exemple 5. Sols du Massif de la Montagne Pelée (Martinique) formés dans des dépôts volcaniques (Quantin *et al.*, 1991 [22]). Le climat est tropical humide : pluviométrie moyenne annuelle comprise entre 2000 et 2500 mm. Plusieurs épisodes éruptifs d'âges différents ont été étudiés et datés en 1989. Ces dépôts présentent des caractéristiques minéralogiques et pétrographiques presque constantes (ponces dacito-andésitiques blanches), ce qui a permis une véritable étude de chronoséquence. Tous les sols peuvent être désignés comme « *peu évolués sur cendres et ponces.* »

Tous les facteurs de la pédogénèse sont favorables à une formation des sols rapide : matériau meuble, très poreux, minéraux altérables abondants, climat chaud et forte pluviosité.

Malgré des âges très différents, l'épaisseur des sols formés semble quasi identique. En réalité, les degrés d'altération et de désagrégation des minéraux ne sont pas les mêmes, ni les épaisseurs concernées. Un critère quantitatif permet d'illustrer ce degré d'altération, c'est le pourcentage pondéral des fractions granulométriques 0-20 μm . Les principaux résultats sont présentés dans le tableau 1.

Tableau 1. Fraction fine de sols formés sur dépôts volcaniques chimiquement similaires mais d'âges différents sur des dépôts volcaniques de la Montagne Pelée (Martinique)

Année de l'éruption	Âge du dépôt	Épaisseur du sol	% des fractions 0-20 μm
280 après J.C.	1 709 ans	40 cm environ	25 % sur 40 cm d'épaisseur
1300 après J.C.	689 ans	35 cm environ	12 % sur 20 cm d'épaisseur
1902 après J.C.	87 ans	35 cm environ	10 % sur 8 cm d'épaisseur

L'épaisseur d'un sol n'est pas un critère suffisant pour estimer son âge, d'autant que, dans certains cas, cette épaisseur n'est pas facile à déterminer. Des indicateurs d'altération peuvent être plus utiles.

Données tirées de Quantin *et al.*, 1991 [22].

#3_ Surfaces réactives et vitesse d'altération

Les surfaces de contact entre un calcaire dur peu ou non disloqué et le sol déjà formé sont relativement faibles, il en résulte une dissolution de cette roche (donc une pédogénèse) lente.

À l'inverse, dans le cas d'un matériau parental meuble et poreux (löss, cendres volcaniques, amas de coquilles, sables dunaires), les surfaces de contact entre les agents de l'altération et les particules solides sont considérables et ce, dès l'origine. Il en résulte la formation rapide d'un sol d'une épaisseur notable.

La vitesse de formation des sols est-elle partout la même ?

La vitesse de formation des sols est éminemment variable, car elle dépend de nombreux facteurs.

(1) Du climat. Les climats chauds et humides altèrent beaucoup plus vite et intensément que les autres,

directement ou par l'intermédiaire de la végétation. En revanche l'eau froide dissout le calcaire plus vite que l'eau plus chaude. Cependant, quand les durées de pédogenèse s'allongent, il est possible que différents climats se succèdent et que les vitesses de formation varient.

(2) De l'**activité biologique** au sens large, notamment la nature et l'abondance des débris végétaux retombant au sol. Cette activité biologique n'est pas indépendante du climat général ni du **pédoclimat** (le climat qui règne dans le sol).

(3) Du **caractère plus ou moins facilement perméable du matériau parental**. Un loess non compacté et décarbonaté récemment est un matériau meuble et poreux susceptible de former beaucoup plus rapidement du sol qu'un calcaire dur qui contient 95 à 98 % de CaCO_3 et qui doit être totalement dissout pour libérer ses impuretés argileuses. Autre cas de figure : une roche argileuse sédimentaire (Lias, Trias) est, dès son affleurement, très compacte et imperméable. L'eau, comme les racines, ont beaucoup de mal à y pénétrer. Le sol, partie supérieure altérée et structurée en agrégats de cette roche argileuse, restera peu épais très longtemps (figure 3).



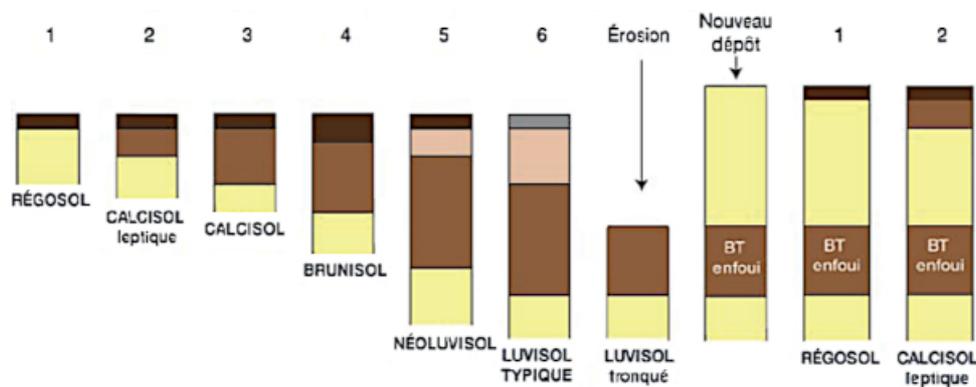
Source - © - Denis Baize

Figure 3. **Sol développé dans une argile feuilletée à Pouilly-en-Auxois (Côte-d'Or)**

Le débit en plaquettes du matériau parental est conservé jusqu'à une faible profondeur. Le sol, en tant qu'objet structuré en agrégats, est en réalité peu épais (35 à 40 cm) et, ici, plus foncé.

(4) Du **caractère déjà altéré du matériau parental**. En effet, il est plus facile et plus rapide de générer un sol à partir d'une **altérite** préexistante qu'à partir d'une roche dure intacte. Par exemple à partir d'une **arène granitique** qui est déjà ameublie et dont de nombreux minéraux sont déjà altérés.

(5) De la **stabilité du milieu**. Si une phase d'érosion majeure intervient, la totalité du sol déjà formé peut être éliminée, la pédogenèse repart alors à zéro. Idem si le sol est recouvert par un nouveau dépôt épais (coulée de lave, dépôt de cendres volcaniques, nouveau dépôt de loess – figure 4).



Source - © 2021 D'après Denis Baize [4]

Figure 4. **Exemple d'évolution de sols issus de loess**

Après la formation d'un **luvisol** typique, une phase de troncature peut être intervenue, suivie par le dépôt d'un nouveau limon éolien. Une nouvelle pédogenèse démarre alors dans le limon récemment déposé.

De quel "sol" parle-t-on ?

Les sols sont très divers à travers notre planète et même sur le territoire français. Le mot sol est général et recouvre donc toutes sortes de situations très variées.

- Pour former un **fluviosol brut**, c'est-à-dire une alluvion sableuse faiblement imprégnée de matières organiques dans les couches de surface (comme dans les îles formées au milieu du lit de la Loire), il faut **30 ans**.
- Pour former un **luvisol typique** à partir d'un loess déposé à la fin du Würm, il a fallu **13 000 ans**.
- Pour former un **sol rouge ferrallitique** de plusieurs mètres d'épaisseur en Côte d'Ivoire, issu de l'altération de granites, il a fallu **plusieurs centaines de milliers d'années**.

Leneuf (1959 [19]) a consacré sa thèse à l'altération de granites calco-alcalins en Côte d'Ivoire. En utilisant des calculs géochimiques, cet auteur a estimé les durées nécessaires pour justifier la **ferrallitisation** complète d'une **épaisseur de 1 m de granite**. Il obtient des valeurs maximales de **50 000 années** pour les zones très humides (précipitations moyennes annuelles de 1 800 à 2 000 mm) et de **120 000 années** dans la région centrale où les précipitations sont moindres (1 300 à 1 500 mm).

- Les sols les plus vieux, formés sur les terrasses caillouteuses du Rhône les plus anciennes (datées du Villafranchien), auraient mis **2,3 millions d'années** à se former. Et leur épaisseur avoisinerait 20 m (Bornand, 1978 [9]).
- Dans le cas des "**terres d'Aubues**" de Basse Bourgogne (Baize, 2012 [2]) développées à partir de la dissolution totale de calcaires durs, on connaissait l'épaisseur maximale de ce type de sol supposé non ou peu tronqué (180 cm) et l'auteur a essayé d'introduire une vitesse moyenne d'altération des calcaires jurassiques pour en déduire une durée de pédogenèse. Ont été prises en compte également les concentrations en éléments chimiques de référence et des considérations volumiques. Selon la valeur de la vitesse introduite (de 1 à 6 mm par siècle), les âges ainsi obtenus varient **entre 850 000 et 6 000 000 d'années** ! L'estimation n'est donc pas bien précise !

Un autre calcul, très grossier, est également possible. La dissolution totale d'un calcaire dur de ce genre laisse sur place seulement 4 % d'impuretés insolubles silicatées (principalement des **minéraux argileux**). La disparition de 10 cm d'épaisseur de cette roche ne laisse que 5 mm de résidu argileux qui, en s'accumulant sur place, constitue le sol, et cela nécessite environ 5 000 ans. Pour passer de 5 mm à 180 cm il faut multiplier 5000 ans par 360, soit **1 800 000 ans**. Et ce chiffre est probablement inférieur à la réalité car nous savons que de grandes quantités de matières argileuses ont été évacuées en profondeur dans le réseau karstique (tous les spéléologues constatent que le "plancher" des grottes est tapissé d'argiles). Les 180 cm de sol observables aujourd'hui correspondent sans doute à une épaisseur totale de résidus argileux bien plus grande...

Les différents horizons d'un même sol ont-ils tous le même âge ?

Dès qu'un sol montre une épaisseur notable, tous ses horizons n'ont pas le même âge. En effet, selon la théorie de l'« *enfouissement progressif* » (Legros, 2007 [18]), les horizons profonds se sont différenciés plus récemment de leur matériau parental. Ils sont le résultat d'altérations plus récentes et sont donc plus « *jeunes* ».

Cette théorie est ainsi présentée par J.-P. Legros (2007 [18]), de façon imagée : « *chaque horizon du profil "mange" ou "ronge" au niveau de sa limite inférieure (qui est aussi sa limite avant), celui qui le précède vers le bas. En même temps, il est "mangé" au niveau de sa limite supérieure (qui est aussi sa limite arrière) par celui qui le surmonte* ». Effectivement, cette théorie est séduisante et semble parfaitement correspondre à la réalité.

Ce phénomène peut être illustré par la figure 5 (Baize, 2021 [4]). Dans ce sol, un horizon profond argilo-limoneux et ocre (horizon BTgd) est presque entièrement "dévoré" par l'horizon beige, nettement appauvri en argile (horizon Eg) qui le surmonte.



Source - © 2021 Denis Baize [4]

Figure 5. **Luvisol (très) dégradé, en Champagne humide**

Ce sol montre un degré de dégradation très avancé de l'horizon hétérogène. L'horizon supérieur beige (Eg) "dévore" presque entièrement l'horizon argilo-limoneux ocre (BTgd). En outre, un horizon d'accumulation ferro-manganique est bien visible en profondeur (entre 120 et 140 cm, au-dessus de la partie bleue du mètre).

Les horizons supérieurs sont donc les plus « *vieux* », du moins en ce qui concerne leurs fractions minérales car, dans ces horizons situés en surface, les matières organiques sont les plus récentes... Il n'y a donc pas de relation simple entre âge et profondeur de l'horizon considéré.

De nombreuses difficultés supplémentaires

* Pour déterminer l'âge d'un sol, une difficulté potentielle est représentée par l'intervention, dans le passé, d'une phase d'érosion dont on peut avoir connaissance, ou non. À cette occasion, le sol initial peut avoir été tronqué partiellement voire détruit complètement et son épaisseur actuelle n'est pas significative et ne donne pas une bonne idée de la durée de sa formation (figure 4).

* À noter que l'âge d'un sol peut être en désaccord total avec l'âge de son matériau parental. Ainsi certaines altérites formées en contexte de socles magmatiques (Massif central, Massif armoricain) peuvent atteindre des épaisseurs de 10 à plus de 30 mètres et leur formation remonterait au Miocène voire au Crétacé. Dans un tel cas, le mince sol observé aujourd'hui s'est formé récemment aux dépens d'une formation très ancienne, après une phase d'érosion importante.

* En outre, les vitesse d'altération ne sont pas constantes dans le temps. Elles ont tendance à diminuer à mesure que le sol s'épaissit. Les mêmes quantités d'eaux de pluie chargées d'acides organiques et de CO₂ auront une action beaucoup plus intense sur un sol mince de 30 cm que sur des horizons profonds d'un sol épais de 140 cm. D'une part, ces quantités d'eau seront réparties dans un volume beaucoup plus grand et, d'autre part, une partie de cette eau sera interceptée par les racines et consommée par la végétation sans pouvoir atteindre les horizons les plus profonds. Sans parler de la température, qui n'est pas la même en surface et en profondeur.

* Attention aux sols « allochtones » c'est-à-dire dont les constituants minéraux ne proviennent pas (ou pas totalement) des matériaux géologiques situés en dessous aujourd'hui.

Exemple des dolines des Causses. Sur le Causse du Larzac, les sols des dolines, épais mais localisés, contiennent une part importante de matériaux silicatés venus du Mont Aigoual voisin (Cadillon, 1970 [11]). Ils ne sont pas seulement le résultat de l'altération des calcaires locaux mais recèlent aussi des matériaux transportés avant le creusement des grandes vallées qui entaillent désormais les causses, ce qui nous ramène à des millions d'années en arrière.

Exemple des alluvions très anciennes entre Cure et Yonne (Baize, 2019 [3]). Par-dessus différents substrats calcaires (datés du Jurassique) et à des altitudes de 35 à 100 m au-dessus des vallées actuelles, existent, dans un paysage typiquement karstique, des dépôts alluviaux en provenance du Morvan. Le caractère allochtone de ces sols est attesté par la présence d'éléments siliceux qui n'existent pas dans les calcaires sous-jacents (gros grains de quartz, fragments de roches liasiques silicifiées). Les géologues estiment l'âge de ces dépôts alluviaux au Mio-Pliocène, soit environ 5 millions d'années. Ceci explique pourquoi on ne retrouve plus aucun minéral primaire altérable dans ces sols. Tous ces minéraux ont été dissouts (calcite) ou totalement hydrolysés (feldspaths, micas noirs, minéraux ferromagnésiens) et transformés en argiles.

* Un cas particulier est celui des sols de bas de versants (appelés colluviosols) où s'accumulent les terres arrachées plus haut sur le versant. Depuis le Néolithique, en paysage agricole, de tels sols sont très communs en France. Ils peuvent représenter des épaisseurs de plusieurs décimètres et s'être formés en seulement quelques siècles voire décennies. Ces accumulations de matières déplacées le long des versants sont aussi piégées par des murets ou des haies, pouvant former ce que l'on appelle des « *banquettes agricoles* » et des « *rideaux de culture* ».

Dans certains types de paysages, ces transferts de matières ont pris une grande ampleur et permettent d'expliquer la répartition des sols. Revel et Rouaud (1985 [23]) ont mené une étude sur le bassin versant du Vermeil (692 ha – à la limite entre la Haute-Garonne et l'Ariège) dans la région du Terrefort toulousain, dont le relief est constitué de collines à pentes parfois fortes. Ces remaniements sont consécutifs à la mise en culture, (initiée dans la deuxième partie du X^e siècle, donc il y a environ 1000 ans,) et les techniques anciennes ont provoqué la descente des terres dans les parties basses. On retiendra que l'exportation par les rivières ne représente que 10 % environ des matériaux décapés, le reste étant redistribué sur place : 57 % de la surface du bassin versant aurait été décapée à la vitesse moyenne de 108 mm/siècle et sur 36 % de la surface les matériaux érodés se seraient accumulés à raison de 147 mm/siècle. Dans un tel cas, la grande épaisseur du sol n'est pas révélateur d'un grand âge mais de déplacements massifs de matières intervenus sur quelques siècles voire quelques décennies.

Âges relatifs – Chronoséquences des sols des terrasses fluviales

Au cours du Quaternaire, les grands fleuves ont déposé des sédiments grossiers (fluvioglaciaires), contenant des minéraux primaires altérables (calcite, micas, feldspaths, ferromagnésiens...). À chaque nouvelle phase glaciaire, les fleuves ont recréé, laissant derrière eux des terrasses d'alluvions dites "anciennes". Les plus hautes sont forcément les plus anciennes. Dès lors que les matériaux parentaux (les alluvions) sont semblables, c'est-à-dire qu'elles ont les mêmes roches et les mêmes sols dans leur bassin versant d'alimentation en amont, alors il est possible d'étudier une chronoséquence de sols, c'est-à-dire une série de sols issus de matériaux semblables (les différentes terrasses alluviales) mais qui ont des âges croissants (du bas vers le haut).

« *Les sols ont pu vieillir sur ces terrasses subhorizontales sans perturbation, car l'érosion y intervient très peu. [Il y a deux raisons à cela : il s'agit de] surfaces horizontales et ce sont des espaces isolés et protégés par le fait que le réseau hydrographique les a abandonnées en s'enfonçant* » (Legros, 2007 [18]).

Depuis la fin du dépôt des alluvions (qui constitue le moment zéro), l'altération intervient et les sols se forment et évoluent. Nous allons en voir deux exemples.

Exemple de la Loire moyenne. Au niveau d'Orléans, Horemans (1961 [16]) a distingué cinq terrasses (situées à 6-8 m, 12 m, 16 m, 30 m, 30-40 m au-dessus du lit majeur de la Loire) attribuées aux glaciations du Würm, du Riss et du Quaternaire plus ancien. « *Chaque terrasse a enregistré une pédogenèse interglaciaire de plus que la terrasse immédiatement inférieure. On trouve ainsi, du plus récent à l'ancien, une suite de paléosols de plus en plus complexes, altérés, kaolinisés, rubéfiés, appauvris en cations alcalins et alcalino-terreux.* » Dans chaque terrasse, on retrouve aujourd'hui des galets de granite, de plus en plus altérés à mesure que l'on monte sur les terrasses les plus anciennes, jusqu'à ce que l'on puisse les écraser à la main. Dans la terrasse à 30-40 m, on n'observe plus aucun minéral altérable et il ne subsiste que des sables quartzeux, des éléments grossiers siliceux (quartz et silex roulés) et de la kaolinite.

Exemple de la vallée du Rhône (rive gauche). Dans sa thèse, Bornand (1978 [9]) a décrit les sols développés dans toute une série de terrasses d'alluvions du Rhône, en rive gauche. Legros (2007 [18], page 232 et suivantes) a excellemment résumé son travail. Le lecteur intéressé est invité à s'y reporter. Ces terrasses sont constituées du même matériau parental : des cailloutis grossiers de galets siliceux, de galets granitiques et de galets calcaires, avec un peu de terre interstitielle sableuse calcaire et micacée (figure 6).

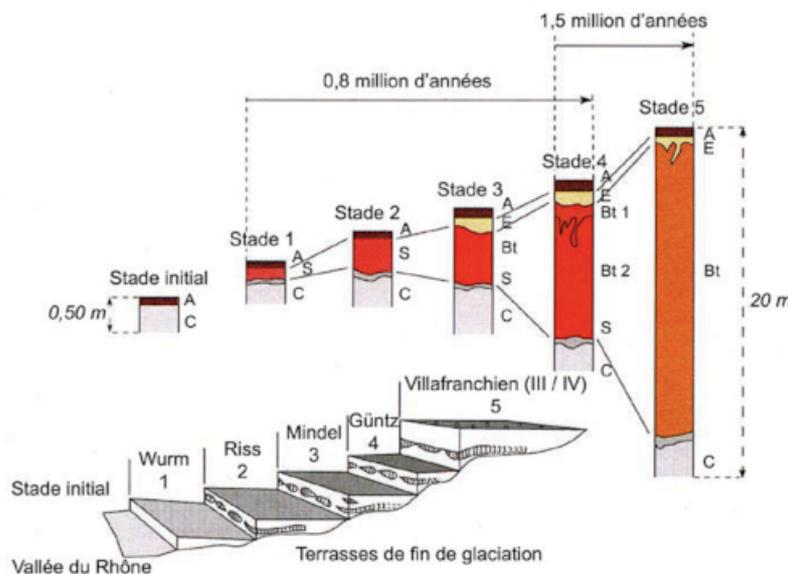


Source - © - Sigales

Figure 6. Alluvions très grossières des terrasses iséro-rhodaniennes (datées du Würm), dans un vignoble de Crozes-Hermitage (Drôme)

On notera l'hétérogénéité du matériau.

De la terrasse la plus jeune (alluvions récentes) à la terrasse la plus ancienne (datée du Villafranchien), on observe des sols de plus en plus vieux, plus épais et plus différenciés (figure 7). Ils constituent donc une **chronoséquence de sols**. D'homogènes et peu épais, les sols deviennent de plus en plus contrastés et présentent des horizons dont les granulométries, les couleurs et les compositions minéralogiques sont de plus en plus différenciées. La très grande épaisseur des sols des plus hautes terrasses datées du Günz et du Villafranchien s'explique à la fois par la durée de pédogenèse (2,3 millions d'années), par l'abondance des constituants altérables du matériau parental et par la stabilité du milieu (surfaces planes, absence de cours d'eau). Avec leur épaisseur comprise entre 15 et 20 m, ces sols sont les plus épais de France métropolitaine. En ce qui concerne les processus pédogénétiques, cette chronoséquence se traduit par la succession décarbonatation – argilification – **rubéfaction** – dérubaréfaction.



Source - © 1978 D'après Bornand [9]

Figure 7. Reconstitution de la formation des très vieux sols des plus hautes terrasses des cailloutis rhodaniens

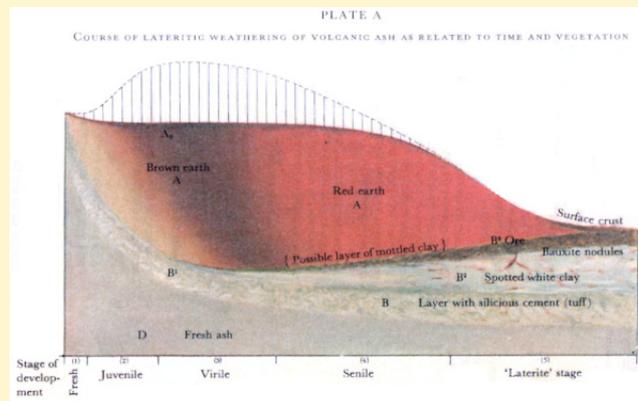
Pour une durée d'évolution de l'ordre de deux millions d'années, l'épaisseur des sols résiduels peut approcher 20 m.

Exemples de temps courts : évolutions rapides dans des horizons supérieurs présentant des conditions favorables.

Exemple 1. En cartographiant les sols au Sud de Saint-Florentin (Baize et Voilliot, 1977 [5]), dans un contexte de sols sableux, j'ai observé des podzols dont la localisation était étroitement liée à une ancienne voie ferrée. À l'époque des locomotives à vapeur, le feu aurait détruit plusieurs fois la végétation naturelle, et la végétation de lande qui s'est installée ultérieurement aurait favorisé et accéléré la formation d'humus brut donc la podzolisation. Ce contexte de locomotive à vapeur suggère que, de la date de l'étude (1975) à celle du début de circulation de ces machines (années 1850), il n'avait pu s'écouler au maximum que 130 ans, ce qui serait aussi par conséquent l'âge maximal de la podzolisation.

Exemple 2. Dans le cadre de ma thèse (Baize, 1983 [1]), j'ai observé et décrit un "micropodzsol" (de 20 cm d'épaisseur) se développant à la partie supérieure d'un planosol, sableux en surface. Un tel basculement de pédogenèse, probablement lié à une modification de la végétation et à un stade d'acidification avancé, a dû prendre de l'ordre d'une centaine d'année mais ce n'est pas cela l'âge du sol considéré dans son ensemble, sol qui présente des horizons à structure pédologique sur au moins 90 cm d'épaisseur.

Exemple de temps très longs : évolution de l'altération latéritique de cendres volcaniques en fonction du temps et de la végétation.



Source - © 1959 D'après Mohr et van Baren [21]

Figure. Évolution de l'altération latéritique de cendres volcaniques en fonction du temps et de la végétation

Cette splendide illustration, extraite de Mohr et van Baren (1959 [21]), présente à la fois l'évolution dans le temps et la morphologie des sols développés sous climat tropical, à partir de cendres volcaniques. On notera les qualificatifs anglais *juvenile*, *virile* et *senile*, appliqués aux sols.



Source - © D'après Google Earth

Figure 8. Localisation des principaux sites étudiés situés en France métropolitaine et en Italie

Localisation par fichier kmz de tous les sites mentionnés y compris ceux de Martinique, Russie, Sénégal et Côte

Glossaire

Altérite (syn. Saprolithe)

Formation résiduelle provenant de l'altération météorique d'une roche.

Si l'altérite a conservé l'aspect des structures originelles (grain, texture, fissuration) on parlera d' "isaltérite". Si l'altérite a subi des transformations volumiques (tassements, dissolutions) et/ou minéralogiques importantes (argilisation ou autres néogénèses minérales) on parlera d' "allotérite" (Lebret *et al.*, 1993 [17]).

Calcite

Forme cristalline la plus courante du carbonate de calcium (calcaire) dans les roches et dans les sols. Minéral assez facilement dissout par les eaux chargées d'acides organiques ou de CO₂.

Chronoséquence de sols

Succession théorique dans le temps de sols issus de matériaux parentaux identiques, dont les différences sont dues uniquement à la durée de la pédogenèse.

Ferrallitisation

Formation de sols spécifiques des zones équatoriales ou tropicales humides, par hydrolyse totale de tous les minéraux primaires alumino-silicatés, évacuation des cations alcalins et alcalino-terreux et d'une partie de la silice, individualisation d'oxydes de fer et d'aluminium (hématite, goethite, gibbsite) et néoformation de kaolinite.

Ferromagnésiens (minéraux)

Silicates constituant de nombreuses roches ignées ou volcaniques, ayant comme principaux cations le fer et/ou le magnésium (biotites, amphiboles, pyroxènes, péridots, chlorites, etc.). Minéraux assez rapidement altérables à l'échelle de temps de la pédologie.

Formations superficielles

Formations géologiques apparaissant en surface sous l'influence des agents atmosphériques. D'origine continentale, meubles ou secondairement consolidées, elles résultent de la désagrégation physique et/ou de l'altération chimique de roches préexistantes. Elles peuvent rester en place, au-dessus de la roche qui leur a donné naissance (formations autochtones), être déplacées sur de courtes distances (formations sub-autochtones), être remobilisées par les agents de la géodynamique de surface (gravité, glace, eau, vent) et secondairement déposées (formations allochtones), et être exceptionnellement enfouies. D'épaisseur métrique à pluri-décamétrique, elles sont en relation avec la topographie actuelle. Sous l'effet de la pédogenèse, la partie supérieure des formations superficielles évolue en sols. Pas toujours portées sur les cartes géologiques, elles sont souvent le véritable matériau parental des sols.

Kaolinite

Type de minéraux argileux 1/1 alumineux, dioctaédriques et neutres. Ce sont des édifices rigides à équidistance invariable entre les feuillets (0,7 nm). La charge externe est nulle d'où une faible capacité d'échange cationique et une faible capacité de gonflement. La composition chimique est relativement bien définie. La kaolinite se présente sous la forme de particules monocristallines dont les dimensions sont, en général, importantes (pour des minéraux argileux). La kaolinite est le minéral argileux de néogénèse des sols des zones intertropicales humides. Dans les sols français, elle est souvent héritée du matériau parental ou bien résulte de pédogenèses très anciennes (argiles à silex, argiles à chailles, formations sidérolithiques).

Luvissols

Type de sols relativement épais montrant une nette différenciation texturale résultant de transferts verticaux de particules argileuses. Les horizons supérieurs appauvris en argiles et en fer (horizons E) sont moins colorés, moins bien structurés et assez perméables, tandis que les horizons semi-profonds enrichis en particules argileuses (horizons BT), plus colorés et moins perméables, montrent une structure bien développée en agrégats polyédriques ou prismatiques.

Minéraux argileux

Silicates en feuillets de petites dimensions (presque toujours < 5 µm) abondants ou très abondants dans les sols, résultant de l'altération de minéraux primaires ou directement hérités de la sédimentation (cas des dépôts marins). Exemples : kaolinite, illites, smectites, chlorites, etc.

Minéraux primaires

Minéraux hérités directement, sans altérations, des roches ou matériaux parentaux d'où proviennent les sols ou les altérites.

Certains minéraux primaires sont plus ou moins aisément altérables, d'autres le sont peu ou pas du tout (mais cela dépend beaucoup des conditions pédoclimatiques et de la durée d'exposition aux agents de l'altération). Les produits d'altération des minéraux primaires non totalement évacués sont susceptibles de se recombinaisonner et de former des minéraux nouveaux, absents des roches originelles, les « *minéraux secondaires* ».

Néogenèse ou Néoformation

Processus de formation d'un minéral qui n'existait pas initialement dans le sol ou dans le matériau parental. Par exemple : minéraux argileux de néoformation.

Planosols

Type de sols à très forte différenciation texturale, elle-même étroitement liée à un type particulier de fonctionnement hydrique latéral. Un grand contraste existe entre des horizons supérieurs perméables qui sont saisonnièrement le siège d'excès d'eau et présentent donc des caractères hydromorphes marqués, et un horizon plus profond dont la perméabilité est très faible ou nulle. Les eaux de pluie s'écoulent latéralement sur ce "plancher" imperméable, entraînant petit à petit des particules argileuses qui partent dans les cours d'eau. Le passage entre horizons supérieurs et horizons plus profonds est très brusque.

Podzosols

Sols dans lesquels le processus de podzolisation est dominant. La podzolisation est induite par la présence en surface d'une forme d'humus de type **mor** (« *humus brut* »). Elle implique (1) un processus biogéochimique d'altération dit "acidocomplexolyse", défini comme une attaque des minéraux primaires par des solutions contenant des composés organiques acides et complexants. Cette attaque a pour effet l'élimination de l'aluminium et du fer ainsi que celle des cations alcalins et alcalino-terreux. Il se forme alors un horizon résiduel proche de la surface, essentiellement quartzeux. (2) Un processus de migration des constituants organiques et de complexes organominéraux d'aluminium et/ou de fer. L'accumulation en profondeur de ces substances conduit à la formation d'horizons bruns et rouille qui sont parfois plus ou moins indurés (alios). Les podzosols ne se forment que dans des milieux sableux non calcaires.

Rendosols

Sols carbonatés, de faible épaisseur (moins de 30 cm), ne présentant qu'un seul horizon au-dessus de matériaux parentaux calcaires.

Riss

La glaciation de Riss est l'avant-dernier grand âge glaciaire de la période du Quaternaire dans les Alpes, selon la chronologie traditionnelle basée sur la stratigraphie. Elle s'est étendue entre 300 000 (ou 374 000) et 130 000 ans environ, et a été nommée d'après la rivière Riß, dans le Sud de l'Allemagne (d'après Wikipedia).

Rubéfaction

Processus d'acquisition d'une couleur franchement rouge liée à des modifications de l'état d'hydratation des oxydes de fer. Cette couleur est liée à la présence d'une proportion notable d'hématite. La rubéfaction est caractéristique des pédogenèses dites « *fersiallitiques* » mais n'est pas exclusive des climats méditerranéens ou subtropicaux.

Smectites

Terme général qui englobe tous les minéraux argileux 2/1 présentant des propriétés de forte absorption d'eau en position interfoliaire et donc de gonflement, de fortes surfaces spécifiques et des capacités d'échange cationiques (CEC) élevées comprises entre 80 et 120 cmol/kg (montmorillonites, beidellites, nontronites).

Würm

La glaciation de Würm est le nom donné à la dernière période glaciaire du Pléistocène dans les Alpes. Elle s'étend de 115 000 à 11 700 ans avant le présent.

Remerciements

Un certain nombre d'idées exprimées dans ce texte ont été inspirées par un dialogue qui s'est tenu sur la liste de diffusion de l'[AFES](#), entre Jean-Paul Legros et Dominique Schwartz, en mai 2020.

Bibliographie

- D. Baize, 1983. *Les planosols de Champagne humide. Pédogenèse et fonctionnement*, INRA, Versailles, 380 p. Thèse d'État, Université de Nancy I
- D. Baize, 2012. *Les « terres d'Aubues » de Basse Bourgogne : nouvelle synthèse et bilan de matières à très long terme*, Étude et Gestion des Sols, 19, 3-4, 139-161
- D. Baize, 2019. *Une curiosité géologique et pédologique : les ultisols des très hautes terrasses d'alluvions mio-pliocènes entre Yonne et Cure (France)*, Étude et Gestion des Sols, 26, 31-48 [[pdf](#)]
- D. Baize, 2021. *Naissance et évolution des sols – La pédogenèse expliquée simplement*, Quæ, 160p
- D. Baize, J.P. Voilliot, 1977. *Carte des sols de l'Yonne à 1/50 000. Feuille Saint-Florentin*, Station Agronomique de l'Yonne, carte + notice 140p
- J. Balesdent, 2002. *Cycle et temps de résidence du carbone dans les écosystèmes terrestres, approches isotopiques*, Société Française de Radioprotection. N° spécial : Journées carbone 14
- J. Balesdent, B. Guillet, 1982. *Les datations par le ¹⁴C des matières organiques des sols. Contribution à l'étude de l'humification et du renouvellement des substances humiques*, Science du sol, 2, 93-112 [[pdf](#)]
- E. Barg, D. Lal, M.J. Pavich, M.W. Caffee, J.R. Southon, 1997. *Beryllium geochemistry in soil: Evaluation of ¹⁰Be/⁹Be ratios in authigenic minerals as a basis for age models*, Chemical Geology 140, 237-258
- M. Bornand, 1978. *Altération des matériaux fluvioglaciaires, genèse et évolution des sols sur terrasses quaternaires dans la moyenne vallée du Rhône*, Thèse, Université de Montpellier 2, 329p [[pdf](#)]
- G. Bourrié, 2017. *Le temps dans les sols et les paysages*. Académie d'agriculture, Séance du 8 novembre 2017
- M. Cadillon, 1970. *Les sols des Causses du Larzac*, Thèse 3^e cycle, Univ. Montpellier II, 219p
- L. Caner, E. Joussein, S. Salvador-Blanes, F. Hubert, J.-F. Schlicht, N. Duigou, 2010. *Short-time clay-mineral evolution in a soil chronosequence in Oléron Island (France)*, Journal of Plant Nutrition and Soil Science, 173, 591-600 [Full Access]
- A. Demolon, 1949. *La génétique des sols*, Coll. Que sais-je ? Presses Universitaires de France, 133p
- J. Dupuis, J.P. Dutreuil, P. Jambu, 1965. *Observations sur quelques sols récents du littoral poitevin*, Science du Sol, 2, 173-188 [[pdf](#)]
- B. Guillet, 1994. *L'abondance naturelle des isotopes du carbone comme moyen d'étude de l'âge, du renouvellement et de l'origine des matières organiques des sols*, in Bonneau et Souchier (éd.), *Constituants et propriétés du sol*, Masson, 297-315
- P. Horemans, 1961. *Contribution à l'étude pédologique des terrasses alluviales de la Loire moyenne*, Thèse géologie dynamique, Paris, 164p
- P. Lebreton, M. Campy, J.-P. Coutard, J. Fomiguet, M. Isambert, J.-P. Lautridou, P. Laville, J.-J. Macaire, F. Ménillet, R. Meyer, 1993. *Cartographie des formations superficielles. Réactualisation des principes de représentation à 1/50 000*, Géologie de la France, 4, 39-54 [[pdf](#)]
- J.-P. Legros, 2007. *Les grands sols du monde*, EPFR Press, Lausanne, 574p
- N. Leneuf, 1959. *L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés*, ORSTOM, Paris, 229p [[pdf](#)]
- J.-C. Leprun, C. Marius, E. Perraud, 1976. *Caractérisation de la pédogenèse durant le dernier millénaire sur les amas coquilliers des îles du Saloum (Sénégal)*, Ass. Sénégal. Et. Quat. Afr., Bulletin de Liaison, 49, 13-25 [[pdf](#)]
- E.C.J. Mohr, F.A. Van Baren, 1959. *Tropical soils, A critical study of soil genesis as related to climate, rock and vegetation*, W. Van Hoeve, The Hague, 494p
- P. Quantin, J. Balesdent, A. Bouleau, M. Delaune, C. Feller, 1991. *Premiers stades d'altération de ponces*

[volcaniques en climat tropical humide \(Montagne Pelée, Martinique\)](#), Geoderma, 50, 1-2, 125-148 [pdf]

- J.-C. Revel, M. Rouaud, 1985. *Mécanismes et importance des remaniements dans le terrefort toulousain (Bassin Aquitain, France)*, Pédologie, XXXV-2, 171-189
- F. Verger, 1959. *Les buttes coquillières de Saint-Michel-en-l'Herm*, Norois, 21, 35-45 [pdf]
- P. Voinchet, H. Tissoux, C. Falguères, D. Moreno, J.-J. Bahain, 2013. *La datation par ESR de quartz sédimentaires, limites et applications*, Journées Francophones : Le temps long en Préhistoire- Contribution des méthodes de datation à la connaissance des peuplements anciens, Paris, France

[1] À noter que ces buttes ont été exploitées de 1924 à 1975 et ont presque complètement disparu. Les coquilles étaient réduites en poudre pour servir de complément alimentaire pour les poules et d'amendement calcaire pour l'agriculture.