

Sols fossiles du Terrefort toulousain. Leur signification paléoclimatique.

Jean Claude Revel, F. Bourgeat

Abstract

The study of paleosols formed on slope deposits in the region of Toulouse has enabled the authors to complete the chronostratigraphy of the adjacent loess. The importance of the Late Quaternary deposits, linked to hydric erosion, is recognised and the absence of periglacial forms and cryostructures is noted. A correlation of the periods of pedogenesis and the known interstades of Wurm III and IV is proposed.

Résumé

L'étude des paléosols formés sur des dépôts de versant dans la région toulousaine a permis aux auteurs de compléter la chronostratigraphie des loess voisins. Il a été reconnu l'importance des dépôts du Quaternaire récent, liée à l'érosion hydrique et note l'absence de formes périglaciaires et de cryostructures. Un essai de corrélation des périodes de pédogénèse avec les interstades connus du Würm III et IV a été tenté. Les variations du bilan morphogénèse/pédogénèse sont précisées.

Citer ce document / Cite this document :

Revel Jean Claude, Bourgeat F. Sols fossiles du Terrefort toulousain. Leur signification paléoclimatique.. In: Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire, vol. 18, n°3-4, 1981. pp. 149-158;

doi : <https://doi.org/10.3406/quate.1981.2095>;

https://www.persee.fr/doc/quate_0004-5500_1981_num_18_3_2095;

Fichier pdf généré le 16/04/2024

SOLS FOSSILES DU TERREFORT TOULOUSAIN LEUR SIGNIFICATION PALÉOCLIMATIQUE

par J. C. REVEL et F. BOURGEAT*

RÉSUMÉ

L'étude des paléosols formés sur des dépôts de versant dans la région toulousaine a permis aux auteurs de compléter la chronostratigraphie des loess voisins. Il a été reconnu l'importance des dépôts du Quaternaire récent, liée à l'érosion hydrique et noté l'absence de formes périglaciaires et de cryostructures. Un essai de corrélation des périodes de pédogenèse avec les interstades connus du Würm III et IV a été tenté. Les variations du bilan morphogenèse/pédogenèse sont précisées.

ABSTRACT

BURIED SOILS IN THE TERREFORT TOULOUSAIN. PALEOCLIMATIC SIGNIFICANCE

The study of paleosols formed on slope deposits in the region of Toulouse has enabled the authors to complete the chronostratigraphy of the adjacent loess. The importance of the Late Quaternary deposits, linked to hydric erosion, is recognised and the absence of periglacial forms and cryostructures is noted. A correlation of the periods of pedogenesis and the known interstades of Würm III and IV is proposed.

Les sols développés sur molasse dans le Terrefort toulousain appartiennent à la classe des sols calcimagnésiques ou à celle des sols bruns : ce sont des sols bruns, calciques ou calcaires, et des sols lessivés. Leur répartition d'ensemble dans le paysage a été abordée par Cavaille (1969), Hubschman (1974) et Barlier (1977). Mais, dans le détail, leur distribution correspond à une véritable mosaïque et leur différenciation ne peut pas être expliquée seulement par des critères de situation. On doit alors poser le problème de l'âge de ces sols. Leur faible degré d'évolution et leur position topographique, par rapport à ceux formés sur les nappes alluviales anciennes de la Garonne et de l'Ariège, permet de leur attribuer un âge relativement récent (Hubschman, 1974). Cependant les conditions de drainage, et la nature des matériaux, apparaissent très différentes lorsque l'on passe de la plaine alluviale, ou des terrasses, aux côteaux molassiques. De ce fait, il est difficile d'établir des correspondances

précises entre les divers stades d'évolution des sols caractéristiques de ces milieux.

La molasse étant à l'origine des dépôts éoliens, qui tapissent par place les versants des côteaux, on peut penser que ces deux roches-mères présentent une évolution pédologique assez comparable. Les successions de phases de pédogenèse et de morphogenèse qui ont été décrites sur les loess, (Revel *et al.*, 1978, 1979) devraient également être transposables au domaine du Terrefort.

Tout essai visant à situer, dans la pédochronologie des loess, certains sols issus de la molasse apparaît intéressant. Mais, si les loess ont une composition chimique et minéralogique très proche de la molasse, leurs propriétés physiques sont très différentes. En effet, les faciès molassiques, argileux et (ou) calcaires, ont une macroporosité réduite et discontinue, alors que la masse des loess apparaît traversée par un réseau dense et continu de macro-

* Laboratoire de Pédologie et Géochimie, U.P.S. E.N.S.A., 38, rue des 36 ponts, 31062 Toulouse (France).

pores tubulaires. Les vitesses de percolation sont donc très différentes et les mêmes stades d'évolution des sols peuvent être atteints au bout d'un temps variable suivant la nature des matériaux.

L'observation, dans la région de Deyme, d'un ancien talweg comblé par des dépôts de versants, et au sein desquels il a été reconnu une succession d'horizons organiques, vient justement apporter quelques nouvelles précisions sur les phases de remaniement des matériaux molassiques et leur pédogenèse. Comme pour l'étude des loess, et des sols qui y sont associés, nous serons amenés à replacer les sols décrits dans l'histoire quaternaire des reliefs qu'ils recouvrent. Nous rejoignons là les conceptions émises par de nombreux pédologues et géomorphologues, lesquelles ont été résumées dans un article récent de Bourgeat, Sourdat et Tricart (1979).

Cette étude devrait permettre de mieux préciser les phases de morphogenèse qui ont modelé les coteaux molassiques. Or l'on sait le rôle qu'il faut attribuer au décapage ou à la troncature des couvertures pédologiques anciennes sur la formation et la répartition actuelle des sols. (Bourgeat *et al.*, 1970; Bourgeat, 1972).

I - LA COUPE DE DEYME : SITUATION ET DESCRIPTION

1 - Situation

La coupe de Deyme, qui fait l'objet de cette étude, a été mise à jour lors des travaux effectués

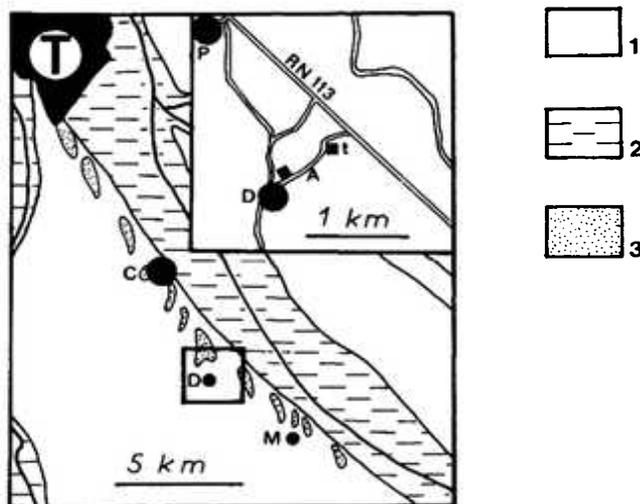


Fig. 1. - Situation de la coupe de Deyme.

T : Toulouse; C : Castanet; M : Montgiscard; D : Deyme; P : Pompertuzat; t : Trébons.

1 : molasse stampienne; 2 : alluvions de l'Hers mort; 3 : loess.

Fig. 1. - Map showing the studied area. 1 : stampian molasse; 2 : Hers mort alluvium; 3 : loess.

sur le chemin reliant la route nationale 113 au village de Deyme par la ferme de Trebons (Fig. 1). Cette coupe se situe sur le flanc d'un vallon, entre le ruisseau de Rivals et les premières maisons de l'agglomération ($x = 534.80$; $y = 3\ 131.40$; $z = 175$ à 195 : carte I.G.N. Villefranche de Lauragais). Elle est orientée Nord-Est - Sud-Ouest.

2 - Description de la coupe (Fig. 2)

La tranchée entaillant le versant sur une trentaine de mètres montre des dépôts à stratification sub-horizontale où des lits sableux alternent avec des niveaux argileux. Les matériaux, dont l'épaisseur peut atteindre 5 mètres, s'intercalent en coin entre une couverture remaniée argilo-calcaire et la molasse. Cette dernière est facilement reconnaissable grâce à ses bigarrures caractéristiques. Quant à la couverture superficielle, elle renferme des morceaux de brique et s'identifie aux colluvions récentes anthropiques qui tapissent la plupart des versants. En l'absence de coupe profonde, ce manteau pourrait laisser croire que l'on se trouve en présence d'un sol brun calcaire peu évolué reposant directement sur la molasse. En réalité, de haut en bas, quatre ensembles superposés, que nous désignerons par les lettres DA, DB, DC et DD, ont été reconnus. Chacun de ces ensembles est lui-même constitué par la succession de trois niveaux qui présentent des caractéristiques bien définies.

- Le niveau supérieur (DA₁, DB₁, DC₁ et DD₁) est argileux, de couleur brun foncé (Munsell 10 Y.R. 3/2) à gris-brun clair (10 Y.R. 4/2). La structure est prismatique avec une sous-structure cubique grossière. A l'état sec, la cohésion des agrégats est très forte; ceux-ci présentent des faces lisses et luisantes. L'épaisseur est assez constante et se situe aux environs de 15 cm.

- Le niveau moyen (DA₂, DB₂, DC₂ et DD₂) est également argileux; ses caractéristiques sont assez proches du précédent; il s'en distingue cependant par sa couleur qui est jaune olive (2.5 Y 6/4) avec des taches brunes jaunâtres (10 Y.R. 5/8).

- Le niveau inférieur (DA₃, DB₃, DC₃ et DD₃) est sableux fin. Les quartz, feldspaths et micas sont disposés en lits réguliers. La structure est particulière et la couleur olive clair (5 Y 6/3).

Dans les quatre ensembles on note, à côté de ces caractères communs, des variations qui peuvent être ainsi résumées :

- la couleur, liée à la teneur en matière organique, varie dans le niveau supérieur;

- l'épaisseur du niveau moyen oscille entre 10 et 60 cm (DA₂ = 20 cm; DB₂ = 10 cm; DC₂ = 60 cm; DD₂ = 45 cm);

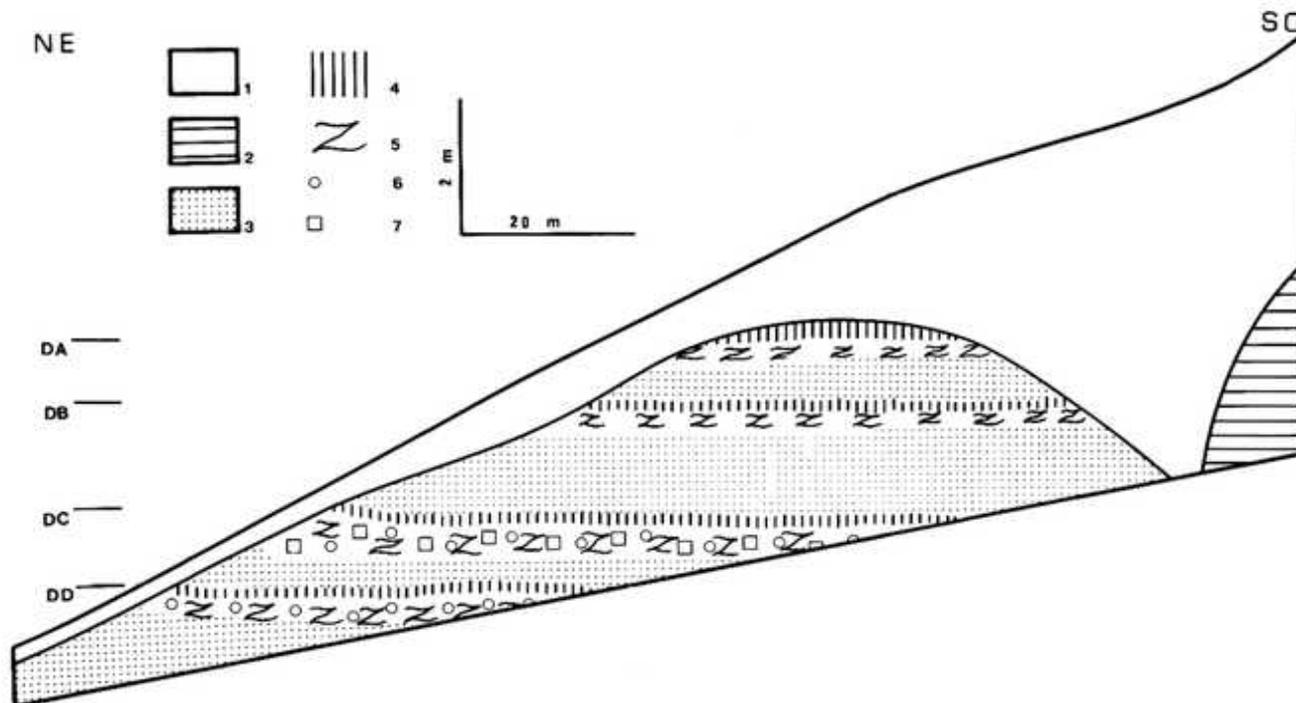


Fig. 2. - Schémas de la coupe.

1 : colluvions anthropiques; 2 : molasse stampienne; 3 : sables lités; 4 : horizons organiques; 5 : horizons vertiques hydromorphes; 6 : concrétions ferrugineuses; 7 : pédodes calcaires.

Fig. 2. - Diagrammatic section.

1 : anthropic colluviums; 2 : stampian molasse; 3 : sand; 4 : organic horizons; 5 : hydromorphic and vertic horizons; 6 : ferruginous concretions; 7 : calcareous pedodes.

- la texture du niveau moyen peut subir quelques variations, ainsi DD₂ est plus sableux bien que la teneur en argile reste élevée (42 % : Cf. analyses);

- des concrétions concentriques ferrugineuses, de 1 à 5 cm de diamètre, sont présentes dans le niveau DC₂ et dans les cinq premiers centimètres de DD₂. Le niveau DC₂ contient, de plus, des concrétions calcaires creuses, dures, mamelonnées et à bords nets de 5 à 10 cm de diamètre;

- l'épaisseur du niveau inférieur subit des fluctuations importantes (DA₃ = 80 cm; DB₃ = 220 cm; DC₃ = 35 cm et DD₃ = 40 cm).

Les caractères des quatre ensembles superposés sont résumés schématiquement par la figure 3.

II - ANALYSES ET ÉTUDE DES ÉCHANTILLONS PRÉLEVÉS

Sur les échantillons prélevés, il a été procédé à des analyses chimiques et minéralogiques, ainsi qu'à des observations et déterminations paléontologiques. Une grande analogie est apparue dans les résultats correspondant aux quatre ensembles pré-

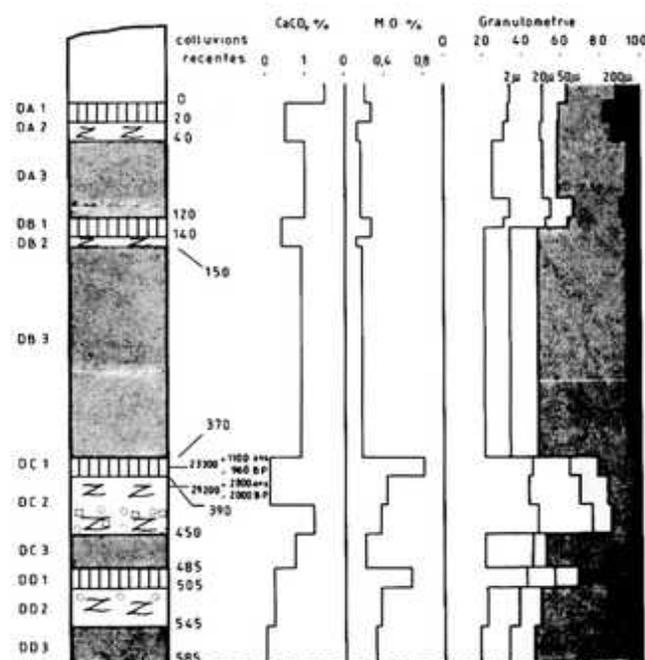


Fig. 3. - Coupe stratigraphique, variations géochimiques et granulométriques du gisement de Deyme.

Fig. 3. - Stratigraphic cross-section, geochemical and granulometric variations from Deyme deposit.

cédemment décrits. Aussi, afin d'éviter d'inutiles répétitions, nous ne présenterons que les données relatives à l'ensemble DC, lequel apparaît d'ailleurs le plus caractéristique. Les différences observées avec les autres ensembles seront soulignées au passage.

1 - Données analytiques de l'ensemble DC

Les données analytiques sont regroupées dans le tableau I.

La teneur en calcaire est faible; il faut cependant faire remarquer que pour DC₂ il n'a pas été tenu compte des pédoles calcaires qui représentent 1,2 % en poids de l'échantillon.

Les pH sont supérieurs à la neutralité et proches du pH de dissolution de la calcite à la pression

partielle du CO₂ de l'atmosphère.

Le carbone décroît régulièrement en profondeur. Malgré la couleur sombre du niveau supérieur, la teneur en matière organique y est faible (0,45 % de carbone organique).

La capacité d'échange est entièrement saturée. Le calcium est l'ion échangeable dominant et on note aucune lixiviation préférentielle pour les cations fixées sur le complexe.

La répartition granulométrique fait apparaître une quantité élevée d'argile dans les niveaux structurés et une faible proportion dans DC₃ où les sables fins et les limons dominant. Dans ce matériau, qui a été rajeuni par des apports successifs, le lessivage des argiles n'est pas apparent. L'étude micromorphologique n'a d'ailleurs pas permis de déceler de lessivage.

Tableau I - Données analytiques de l'ensemble DC.
Tabl. I - Analytical data of the DC unit.

Echantil.	pH	CaCO ₃ %	Carbone %	Capacité d'échange meq/100 g						Granulométrie				
				Ca	Mg	K	Na	T	S/T	A	LF	LG	SF	S
DC ₁	8.15	0.1	4.5	28.5	1.85	0.49	0.55	28.5	saturé	44.9	19.3	13.6	20.2	0.
DC ₂	8.25	0.1	1.0	26.5	1.95	0.44	0.50	18.0	saturé	48.0	27.4	9.7	13.7	0.
DC ₃	8.30	0.7	0.4	28.0	1.70	0.32	0.40	16.0	saturé	20.7	24.4	7.3	40.6	6.

2 - Données minéralogiques relatives à l'ensemble DC

La détermination des minéraux a été effectuée aux rayons X.

On a procédé à des analyses sur l'échantillon total (diagrammes de poudre) pour déterminer les minéraux primaires. L'identification des minéraux phylliteux, dans la fraction inférieure à 2 μ, a été faite à partir de lames orientées. Les résultats obtenus sont répertoriés dans le tableau II.

De bas en haut, les feldspaths diminuent alors que le quartz augmente corrélativement. Pour les minéraux argileux, la seule évolution notable est la disparition rapide de la chlorite. L'illite et les smectites augmentent légèrement alors que la kaolinite reste stable. Il apparaît également un stade fugace de vermiculite en DC₂.

En vue de déceler d'éventuelles actions cryogéniques, des lames minces ont été taillées dans des échantillons de sol consolidés par des résines. Mal-

Tabl. II. - Détermination des minéraux aux rayons X

Tabl. II. - X ray minerals determination

Echantil.	Sol total			Argile			
	Q	F	K	I	S	V	C
DC ₁	TF	tr	f(0.5)	f(2)	TF(7.5)	-	-
DC ₂	TF	f	f(0.5)	f(1.5)	TF(7.5)	f(0.5)	tr
DC ₃	F	m	f(0.5)	f(1.5)	F(7)	-	f(1)

Q = quartz; F = feldspath; K = kaolinite; I = illite; S = smectite; V = vermiculite; C = chlorite.

Les nombres indiquent les proportions relatives. TF = teneur très forte; F = forte; m = moyenne; f = faible; tr = traces; - = absence.

heureusement, l'homogénéisation et le brassage des horizons argileux, a fait probablement disparaître toute trace d'organisation au sein du plasma. Pour les sables rien ne perturbe la stratification observée macroscopiquement.

3 – Variations observées dans les autres ensembles

Si des variations morphologiques ont été relevées pour les niveaux correspondants des divers ensembles, la composition minéralogique, les analyses physiques et chimiques restent très stables. Seule la teneur en carbone organique du premier niveau subit des fluctuations importantes. Le carbone organique atteint en effet, pour DA, DB, DC et DD respectivement 1,4 ‰, 1,2 ‰, 4,5 ‰, et 3,7 ‰.

4 – Les données paléontologiques

Les niveaux supérieurs, et moyens, des ensembles DC et DD contiennent des traces d'activités biologiques anciennes et des fragments d'organismes dont la détermination a permis de préciser les conditions de mise en place et d'évolution des matériaux.

Dans le niveau DC₁ et DD₁ il a été reconnu des petits granules, arrondis et calcaires, qui sont les excréments des glandes de Morren des lombrics.

Dans le niveau DC₂ on retrouve, à côté des granules calcaires, de très nombreux opercules de *Bulimus tentaculata*, des fragments de coquilles de *Limnea* sp., de *Pisidium* sp. et de *Cecilioides aciculata*. De très rares fragments d'os et de dents de micromammifères ont été reconnus mais n'ont pas pu être identifiés.

Le niveau DD₂ contient, outre les restes de la faune déjà décrite, des petits débris de bois de *Quercus* sp., *Betula* sp. et *Juniperus* sp. (*).

Les niveaux inférieurs ne contiennent aucune trace d'activité biologique.

5 – Les datations au C¹⁴

Il n'a pas été possible d'effectuer des datations C¹⁴ pour l'ensemble des échantillons prélevés sur la coupe de Deyme. Seuls les horizons DC₁ et DC₂ ont pu faire l'objet d'une mesure. Celle-ci a été faite sur le carbone organique dans DC₁ et sur les opercules de *Bulimus* en DC₂.

Les datations suivantes ont été obtenues :

– Pour DC₁ 23 300 ± 1 100/960 ans BP (MC 1677)

– Pour DC₂ 29 200 ± 2 800/2 000 ans BP (LY 1884)

Plusieurs séquences morphologiques et pédologiques ont été déduites de l'étude de loess qui tapissent certains versants molassiques (Revel *et al., op. cit.*), et nous serons conduits à intégrer les données provenant de la coupe de Deyme dans le cadre de ces séquences; à ce propos, il convient de rappeler que deux niveaux de loess wurmiens ont été reconnus et que ceux-ci sont séparés par un sol brun calcique, le plus souvent remanié et tronqué. Les datations obtenues à partir de coquilles d'escargots prélevées dans le loess inférieur ont donné les résultats suivants :

20 900 ± 570 ans BP (Hubschman, 1974)

21 700 ± 900 ans BP (Revel, inédit, LY 1913)

22 020 ± 1 700/1 400 ans BP (Revel, inédit, LY 1883)

III – INTERPRÉTATION

Les caractéristiques des matériaux et leur degré d'évolution (Fig. 3) permettent de reconstituer les conditions paléoclimatiques qui ont déclenché une intense morphogenèse sur les versants.

1 – Evolution pédologique des différents ensembles

Les ensembles DA, DB, DC et DD peuvent s'apparenter à des sols qui auraient été fossilisés sous des nouveaux apports. Ce sont les ensembles DC et DD, où il a été observé les teneurs les plus élevées en matière organique dans le niveau supérieur, qui présentent le maximum de différenciation pédologique.

L'évolution du profil DC se manifeste par un certain nombre de caractères qui peuvent être ainsi résumés :

– une accumulation de matière organique dans l'horizon supérieur avec présence de corpuscules calcaires : excréments des glandes de Morren de *Lumbricidae*;

– une dissolution du calcaire, détritique et biotique, avec élimination hors du profil et (ou) accumulation sous forme de pédodes à la base.

– la présence de taches rouilles et de concrétions ferrugineuses indique que le profil s'est différencié dans des conditions de mauvais drainage. L'existence de faces lisses sur les agrégats cubiques ne doit pas être attribuée à des processus d'accumulation, mais plutôt à des alternances de dessiccation et d'humectation qui provoquent des variations de gonflement avec de faibles glissements des éléments

* Les auteurs remercient M. J.J. Puissegur et M^{me} Bazile qui ont identifié les espèces zoologiques et botaniques.

structuraux les uns par rapport aux autres. Ceci est confirmé par l'observation de rares slickensides et l'absence de figure d'éluviation et d'illuviation. Le type de structure, la teneur en argiles gonflantes et la couleur foncée (malgré une faible teneur en matière organique) confèrent à ce sol des caractères vertiques. On peut considérer qu'il s'agit d'un paléosol hydromorphe à caractères vertiques.

– une évolution minéralogique peu marquée avec légère diminution des feldspaths et faible augmentation des smectites vers le sommet.

Si l'on tient compte que la molasse est une altérite remaniée, il est difficile de conclure que l'altération a été importante. De plus, l'évolution décrite (qui va dans le sens de celle observée dans les sols dérivés de la molasse) peut résulter de la sédimentation et du triage des minéraux en fonction de leur taille. Les faibles variations minéralogiques décrites ne traduisent pas nécessairement une évolution postérieure au dépôt. En ce qui concerne les phénomènes de décarbonatation, il est également difficile de préciser leur importance du fait que nous ne connaissons pas la teneur initiale en Ca CO_3 des matériaux originels. Ces derniers proviennent, en effet, de la molasse ou d'horizons pédologiques déjà décarbonatés. L'absence de faciès d'accumulation (à l'exception des pédodes de l'horizon DC_3 qui ne représentent d'ailleurs que 1,2 % du sol total) pourrait confirmer la participation dominante des horizons pédologiques décarbonatés dans la formation de ces sédiments.

Les ensembles DD et surtout DA et DB sont moins différenciés. Cependant, ils possèdent un ensemble de caractères qui permet de les rapprocher très nettement du type précédent.

2 – La mise en place des matériaux

Les matériaux se sont accumulés dans une dépression occupée, au moins temporairement, par une mare. La présence dans les horizons intermédiaires de *Bulimus* sp et de *Limnea* sp, permet de dire qu'il y a eu sédimentation en milieu lacustre, mais sous une faible épaisseur d'eau. Ces sédiments correspondent à des dépôts de bas de versants ou à des apports par un cours d'eau.

Barthes (1977) a d'ailleurs signalé l'existence, dans la région de Castelnaudary, de sols profondément organiques qu'il a assimilé à des sols isohumiques et pour lesquels il envisage une formation dans d'anciens marais, aujourd'hui exondés à la suite d'une inversion de relief.

Les dépôts lités sableux sont liés à une période d'ablation très active, à un décapage généralisé des versants avec départ, hors du paysage, des particules fines.

Si l'on retient les hypothèses de Bourdier et Tricart (in Chaline, 1972), qui ont été les premiers à attribuer aux reprises d'érosion une origine paléoclimatique, cette phase de morphogenèse très active devrait correspondre, dans nos régions, à un refroidissement brutal du climat, lequel restait relativement humide. Ces conditions, en limitant la couverture végétale, sont très favorables au ruissellement et au déblaiement des couvertures pédologiques. Nos études antérieures (Revel, *et al.*, *op. cit.*) montrent qu'au maximum des périodes froides et sèches würmiennes l'érosion éolienne a pris le relais de l'érosion hydrique. Les dépôts éoliens recouvrent, en effet, toujours la molasse érodée ou, localement, des terrasses fluviales démantelées. Les datations, dont nous avons fait mention, confirment également que la mise en place des loess est postérieure à la phase du ruissellement qui entraîne le triage des éléments détritiques et l'accumulation des sables.

La formation de niveaux riches en éléments fins est à mettre en relation avec un ralentissement des phénomènes de morphogenèse et le passage à un climat plus chaud. C'est l'installation d'une végétation relativement dense qui permet de filtrer les particules en suspension. Il y a enrichissement du sol en humus, formation d'un horizon superficiel humifère et multiplication des lombrics.

La disposition actuelle résulte de l'encaissement du réseau hydrographique et de l'évolution du versant. Il y a eu troncature des dépôts, puis recouvrement de la pente par des colluvions anthropiques. L'importance et la fréquence de ce remaniement ont d'ailleurs été signalées par Astre (1953).

Il est largement fait appel aux datations obtenues à partir du C^{14} pour situer les dépôts de Deyme dans le cadre pédochronologique qui a été élaboré à partir de l'étude des loess. Aussi, une discussion sur la fiabilité des résultats obtenus à partir du dosage du C^{14} précèdera la comparaison avec les données établies dans d'autres régions. Nous nous proposons donc d'étudier successivement les points suivants :

- critique et discussion sur la méthode du C^{14} ;
- rappel sur la chronostatigraphie des loess;
- situation des paléosols de Deyme par rapport aux loess;
- essai de comparaison avec la chronostratigraphie établie dans d'autres régions.

3.1 – Critique et discussion de la méthode au C^{14}

La détermination de l'âge à partir de la matière organique des sols fossiles peut se trouver faussée par la minéralisation du carbone dans l'horizon enterré et par les phénomènes de contamination à partir des horizons superficiels. Pour limiter les risques d'erreurs, nous nous sommes entourés de

toutes les précautions recommandées pour la prise des échantillons. De plus, nous avons éliminé lors de l'extraction du carbone organique, les acides fulviques qui sont constitués par des molécules peu polymérisées et facilement mobilisables.

Le rapport C/N des horizons humifères fossilisés, voisin de 7, traduit d'ailleurs une activité biologique réduite et l'imperméabilité des horizons fins s'oppose à la migration profonde de molécules organiques. Les datations obtenues à partir des coquilles d'escargots ont été, elles aussi, souvent mises en doute. Nous avons fortement insisté sur l'intervention des phénomènes de récarbonatation, et les différentes sources d'erreurs qui peuvent modifier les résultats (Revel *et al.*, 1980). Cependant, Evin *et al.* (1979) pensent que les dates obtenues à partir des carbonates biologiques sont maintenant fiables si l'on admet une erreur absolue de 1 200 ans. L'observation des coquilles au microscope électronique à balayage (MEB) montre d'ailleurs des figures de corrosion et de dissolution, mais aucun faciès d'accumulation.

En lame mince, la structure interne des coquilles n'est pas changée ce qui laisse présumer que les carbonates biologiques n'ont pas subi de transformation.

3.2. Rappel sur la chronostratigraphie et l'évolution des loess würmiens

L'interprétation synthétique de 3 coupes ouvertes au sein des loess ou de leurs produits de remaniement (Revel *et al.*, *op. cit.*) nous a permis de reconnaître les étapes suivantes :

- phase de ravinement et de comblement des ravins par des matériaux molassiques (colluvions C);
- première accumulation de loess L₂ datée de 20 900 ± 570 ans BP à 22 020 ± 1 700/1 400 ans BP;
- arrêt de la sédimentation éolienne, pédogenèse, puis actions hydriques, ruissellement, ablation, remaniement avec dépôt d'alluvions et de colluvions C₂;
- deuxième période d'accumulation des loess L₁;
- nouvel arrêt de la sédimentation éolienne, phase de pédogenèse suivie d'une reprise des actions hydriques avec mise en place des colluvions d'origine anthropique C₁.

En l'absence de troncature, la transformation pédologique du loess ancien dépend de la nature et de l'époque de son recouvrement :

- fossilisé par le loess récent L₁ il a donné naissance à un sol brun calcique;
- fossilisé par des colluvions anthropiques C₁, il a évolué jusqu'au terme de sol brun lessivé.

Si pour les loess, la succession de différentes phases de morphogenèse et de pédogenèse paraît maintenant bien établie, le problème de leur situation dans le temps reste posé. Car les datations ont été faites seulement sur le loess ancien L₂. Il faut remarquer à ce propos que la pédogenèse observée est très voisine de celle qui a été décrite sur les loess de couverture du Bassin Parisien par Bordes (1969), et Jamagne (1971) a estimé que la durée d'évolution de tels sols était de l'ordre de 15 000 ans.

3.3 - Chronostratigraphie et évolution des dépôts de Deyme

Les datations effectuées sur les échantillons prélevés sur la coupe de Deyme permettent de tirer plusieurs enseignements :

- la datation fournie par DC₁ (23 300 ± 1 100-960 ans B.P.) permet de dater l'apport des matériaux sableux DB₃ qui ont fossilisé le sol DC. Cela correspond comme nous l'avons vu à un décapage des versants par les eaux de ruissellement, au transport et triage des matériaux, ainsi qu'au dépôt des sables dans les dépressions;

- les loess würmiens les plus anciens L₂ sont immédiatement postérieurs à cette phase d'érosion hydrique. Le dépôt de loess va de pair avec une péjoration du climat (froid et sécheresse) qui se situe entre 22 030 ± 1 700-1 400 ans B.P. et 20 900 ± 570 ans B.P.;

- la période d'érosion, d'abord hydrique puis éolienne, qui est contemporaine des dépôts DB₃ et des loess L₂, a donc été relativement courte. On retrouve ici une idée qui déjà a été émise par Hubschman (*op. cit.*) et selon laquelle les périodes de morphogenèse auraient été, dans la région, de forte intensité mais de brève durée. Des datations faites sur des troncs d'arbres prélevés à différents niveaux dans les alluvions de la Garonne viennent d'ailleurs confirmer cette hypothèse (Revel et Bourgeat, à paraître);

- le temps qui sépare le début de la fin de la sédimentation fine dans l'ensemble DC (29 200 ± 2 800-2 000 ans B.P. pour DC₂ et 23 000 ± 1 100-960 ans B.P. pour DB₃) permet de dire que la phase biostatique correspondante a été relativement longue;

- les faibles teneurs en carbone des horizons humifères, fossilisés (autres que DC) n'ont pas permis d'effectuer d'autres datations. Dans ces conditions, et compte tenu de la faible intensité des phénomènes d'altération décrits, il est difficile de dire si les 4 ensembles superposés correspondent à 4 cycles de pédogenèse nettement tranchés.

Il convient d'insister sur ce dernier point. L'apport d'éléments fins dans une mare est susceptible de se produire en même temps que l'altération et la

pédogenèse sont actives sur les versants. Cet apport, auquel succède l'individualisation d'un horizon humifère, peut être interprété comme une modification radicale des conditions qui ont régné lors de la mise en place des matériaux sableux. Cette hypothèse conduirait à admettre la superposition de 4 paléosols correspondant à 4 cycles morphopédogénétiques bien distincts. Mais on peut tout aussi bien supposer que les variations granulométriques observées correspondent à un simple changement des conditions de sédimentation; ce changement pouvant lui-même être attribué, soit à une courte oscillation climatique, soit à une modification dans le tracé de l'écoulement hydrique qui assurait le triage des éléments.

A ce propos, il est intéressant de noter qu'il existe une opposition entre les ensembles DA et DB d'une part, et les ensembles DC et DD d'autre part. Dans les 2 premiers, situés au sommet de la coupe, les formations litées sableuses DA₃ et DB₃ atteignent une épaisseur de 3 mètres et elles ne sont séparées que par des niveaux à granulométrie fine de faible épaisseur. Au contraire, dans les dépôts inférieurs ce sont les éléments fins, qui prédominent et occupent une hauteur de 1,40 m; le banc sableux DC₃ qui sépare les ensembles DC et DD n'atteint que 35 cm. Dans ces conditions, on peut penser que l'accumulation des dépôts de la série supérieure est liée à une période qui serait globalement caractérisée par une ablation très active; alors que la série inférieure se serait mise en place au cours d'une phase où la morphogenèse était, au total, beaucoup moins active. La très faible teneur en matière organique de l'horizon DB₁ confirme d'ailleurs la brève évolution pédologique subie par l'ensemble DB.

Si, à l'inverse, on admet qu'il existe une discontinuité entre les ensembles DA et DB les dépôts sableux DA₃ pourraient, éventuellement, être interprétés comme le résultat de l'érosion hydrique qui s'est manifesté avant les dépôts des loess récents L₁. Si l'on retient également l'hypothèse d'une discontinuité entre les ensembles DC et DD aucune équivalence ne peut, pour l'instant, être établie entre la période correspondant à la différenciation du sol DC et un interstade connu du Würm. Il faut, de plus, signaler qu'il n'a pas été reconnu de matériaux éoliens dont le dépôt aurait pu se produire juste après la mise en place du niveau sableux DC₃.

3.4 – Essai de corrélation avec la chronostatigraphie établie dans d'autres régions

Tout en restant excessivement prudent, il est intéressant d'établir des comparaisons avec la chronostatigraphie qui a été établie dans l'Europe de l'Ouest notamment dans le Nord de la France, en Belgique et dans le Bassin Parisien.

Dans ces régions, les loess et les dépôts remaniés de versants constituent des formations épaisses et très étendues qui ont fait l'objet de nombreux travaux. La plupart de ceux-ci sont cités dans la thèse de Sommé (1977) et dans les différentes communications faites au colloque de Dijon sur le Quaternaire (Sommé, Paepe et Lautridou, 1980; Haesaerts, 1980). Dès 1954, Gullentops a proposé de diviser la dernière glaciation en 2 sous-étages au niveau « d'un faible mais remarquable sol : le sol de Kesselt ». Il a ainsi distingué les dépôts herbayens et brabantiens. En réalité, le sol de Kesselt est le plus souvent tronqué et il apparaît sous la forme d'un horizon pédologique cryoturbé. Selon Sommé (1975) l'expression de niveau de Kesselt créé par Lautridou « paraît mieux convenir pour mettre l'accent sur l'ensemble des caractères témoignant de pédogenèse de déformation périglaciaire et d'érosion ». Paepe (1967) a avancé un âge de 28 270 ans pour la formation du sol de Kesselt mais Haesaerts (1980) suppose un âge supérieur à 31 000 ans. Il convient de noter que la datation fournie par les coquilles prélevées dans l'horizon DC₂, rend possible l'assimilation de l'ensemble DC au niveau de Kesselt. L'âge trouvé pour le recouvrement qui a fossilisé l'ensemble DC (23 000 ± 1 100-960 ans) permet de considérer que la pédogenèse qui a affecté ces dépôts serait contemporaine de l'interstade de Tursac. Cette oscillation qui a été mise en évidence par les pollens dans l'abri du Facteur à Tursac en Dordogne a, en effet, été daté de 23 182 ans B.P. (Leroi-Gourhan, 1980).

Si l'on retient l'absence de discontinuité notable entre les ensembles DC et DD, on peut considérer que ces deux formations, et leurs évolutions, correspondent à une période de biostase laquelle n'aurait été interrompue dans la région que par une phase d'érosion très brève. Les épisodes rhéxistatiques ultérieurs (et d'âge inférieur à 23 300 ans) sont caractérisés par une phase d'érosion hydrique intense qui a joué un rôle fondamental sur la pédogenèse ultérieure et la répartition des sols dans le paysage molassique.

L'étude des formations éoliennes et colluviales de la région toulousaine (par comparaison avec celle faite dans les régions plus septentrionales) permet de faire les remarques suivantes :

- la coupure fondamentale équivalente au « Sol de Kesselt » y paraît plus récente;
- aucune trace de cryoturbation n'a été décelée au sein des dépôts éoliens et colluviaux par contre l'érosion hydrique a, au cours de différentes périodes, joué un rôle déterminant. Cette absence de formes périglaciaires dans le Würm récent des régions situées à l'aval des fronts glaciaires pyrénéens avait été signalée par Taillefer (1954), ce qui lui permettait de conclure à l'absence de froids très rigoureux;

- aucun apport éolien d'âge antérieur au loess L₂ n'a été reconnu et on ne trouve pas l'équivalent des dépôts hesbayens décrits dans le Nord,
- la subdivision des loess récents de type brabantiens avait été reconnue par Bordes dans le Bassin Parisien; mais elle apparaît ici beaucoup plus nette.

CONCLUSIONS

L'étude de la coupe de Deyme, et les datations qui ont pu être faites, sont venues confirmer et compléter la chronologie des épisodes climatiques récents que nous avons précédemment proposée (*op. cit.*).

L'existence d'une période de décapage, qui pourrait être mise en parallèle avec le « niveau de Kesselt », doit être retenue. Cette période de morphogénèse intense a fait disparaître les couvertures pédologiques anciennes et c'est pour cette raison, qu'en dehors de quelques sites particuliers, on ne trouve sur les côteaux molassiques que des sols jeunes qui appartiennent pour la plupart à la classe des sols calcomagnésiques.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- Astre G.**, 1953. - L'argile grumeleuse de coulière, couverture quaternaire du haut Terrefort toulousain. *78^e Congrès Sci. sav., section Sci.*, p. 65-71.
- Barlier J.F.**, 1977. - Les sols formés sur molasse dans la région toulousaine : étude des phénomènes de lessivage et de remaniement. Thèse de 3^e cycle, U.P.S. Toulouse, 107 p.
- Barthes J.P.**, 1977. - Étude agro-pédologique du champ d'essai de la Mézières. SES, 327, CRA Montpellier, 41 p.
- Bordes F.**, 1969. - Le loess en France. In *Études françaises sur le quaternaire*, suppl. *Bull. Ass. Fr. Ét. Quat.*, VIII^e Cong. INQUA, Paris, p. 69-76.
- Bourgeat F., Aubert G., Delibrias G.**, 1970. - Les phénomènes de rajeunissement des sols ferrallitiques à la latitude de Tananarive. *C.R. Som. Géol. Madagascar*, p. 18-23.
- Bourgeat F.**, 1972. - Les sols sur socle ancien à Madagascar. Types de différenciation et interprétation chronologique au cours du Quaternaire. *Mém. ORSTOM*, 57, 324 p.
- Bourgeat F., Sourdât M., Tricart J.**, 1979. - Pédogenèse et morphogénèse d'après les exemples à Madagascar. *Rév. de Géol. Madagascar*, 35, p. 10-53.
- Cavaille A.**, 1969. - Formations superficielles et sols des côteaux molassiques au Sud-Est de Toulouse. Livret-guide excursion A6, VIII^e Cong. INQUA, Paris, p. 16-23.
- Chaline J.**, 1972. - La Quaternaire. L'histoire humaine dans son environnement. Doin, Edit., Paris, 337 p.
- Evin J., Maréchal J., Pachiaudi C., Puissegur J.J.**, 1979. - Conditions in Wolved in datind terrestrial Shells. Acte de la 10^e Conf. Intern. radiocarbon; Berne-Heidelberg, août 1979, *Radiocarbon Americ. J. Sc.*, suppl. vol. 22, 1.
- Gullentops P.**, 1954. - Contribution à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique. *Mém. inst. Géol., Université de Louvain*, 18, p. 125-252.
- Haesaerts P.**, 1980. - Stratigraphie des dépôts limoneux du Pléistocène supérieur de la moyenne Belgique, essai de zonation paléoclimatique. In *Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes*. Coll. Dijon, suppl. *Bull. Ass. Fr. Ét. Quat. NS*, 1, p. 165-173.
- Hubschman J.**, 1974. - Morphogénèse et pédogenèse quaternaire dans le Piémont des Pyrénées garonnaises et ariégeoises. Thèse Université Toulouse Le Mirail, 745 p.
- Jamagne M.**, 1971. - Sols et paléosols sur loess dans le Nord de la France. In *Études sur le Quaternaire dans le monde*, VIII, 7^e cong. INQUA, Paris, vol. 1, p. 359-372.
- Lautridou J.P.**, 1980. - Stratigraphie du Quaternaire de Normandie et du Bassin Parisien. In *Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes*. Coll. Dijon, Suppl. *Bull. Ass. Fr. Ét. Quat.*, NS, 1, p. 180-191.
- Leroi-Gourhan A.**, 1978. - Les interstades du Würm supérieur. In *Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes*. Coll. Dijon, suppl. *Bull. Ass. Fr. Ét. Quat.*, NS, 1, p. 192-194.
- Paepé R. et Vanhoorne R.**, 1967. - The stratigraphy and palaeobotany of the late Pléistocène in Belgium. *Mem. Cartes Geol. min. Belg.*, n° 8, Bruxelles, 96 p.
- Revel J.C., Bourgeat F., Paquet H.**, 1978. - Pédogenèses quaternaires dans la région toulousaine. Les loess et leurs colluvions comme marqueurs chronologiques. *Bull. Ass. Fr. Ét. Quat.*, p. 179-185.
- Revel J.C., Bourgeat F., Crouzel F., Puissegur J.J.**, 1979. - Pédogenèse et morphogénèse sur les loess würmiens de la région toulousaine. *Bull. Ass. Hist. Nat. Toulouse*, p. 293-315.

Sommé J., 1975. – Les plaines du Nord et leur bordure, étude géomorphologique. Thèse Paris, 1977, 2 vol., 810 p., 185 fig.

Sommé J., Paepe R., Lautridou J.P., 1980. – Principes, méthodes et système de la stratigra-

phie du Quaternaire dans le Nord-Ouest de la France et la Belgique. In *Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes*, Coll. Dijon Suppl. Ass. Fr. Ét. Quat., NS, 1, p. 148-159.