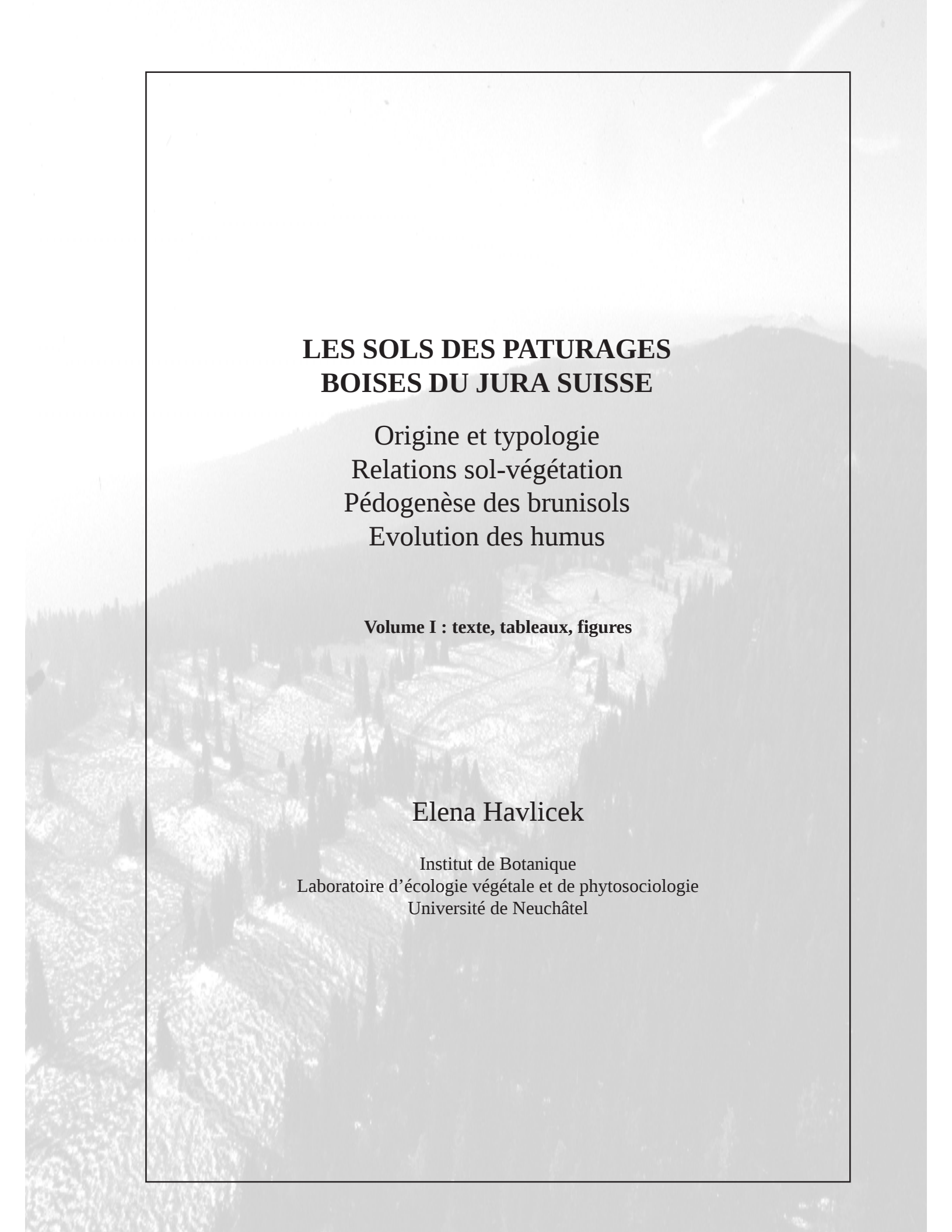




LES SOLS DES PATURAGES BOISES DU JURA SUISSE

Origine et typologie
Relations sol-végétation
Pédogenèse des brunisols
Evolution des humus

Volume I : texte, tableaux, figures

Elena Havlicek

Institut de Botanique
Laboratoire d'écologie végétale et de phytosociologie
Université de Neuchâtel

LES SOLS DES PATURAGES BOISES DU JURA SUISSE

Origine et typologie
Relations sol-végétation
Pédogenèse des brunisols
Evolution des humus

Volume I : texte, tableaux, figures

Elena Havlicek

Institut de Botanique
Laboratoire d'écologie végétale et de phytosociologie
Université de Neuchâtel

Thèse soutenue le 12 novembre 1999

IMPRIMATUR POUR LA THESE

Les sols des pâturages boisés du jura suisse : origine et typologie, relations sol-végétation, pédogenèse des brunisols, évolution des humus

Mme Elena HAVLICEK

UNIVERSITE DE NEUCHÂTEL

FACULTE DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de
Neuchâtel, sur le rapport des membres du jury

MM. J.-M. Gobat (directeur de thèse), T. Adate,
J.-F. Ponge (Paris) et R. Langohr (Gand B)

autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 18 février 2004

La doyenne:



Martine Rahier

Table des Matières

Volume I: texte, tableaux, figures

1. Introduction	1
1.1. Le massif jurassien	2
1.2. Les sols du Jura	2
1.3. Les pâturages boisés	2
1.4. Objectifs	4
1.5. Organisation du mémoire	4
1.5.1. Manuscrit et annexes	4
1.5.2. CD-Rom PATUBOIS	5
1.5.3. Publications	5
2. Le cadre d'étude	7
2.1. Etude PATUBOIS	8
2.2. Définition de l'aire d'étude	8
2.3. Géologie et géomorphologie	8
2.4. Le climat	8
2.4.1. Les précipitations	8
2.4.2. La température	9
2.4.3. En conclusion	9
2.5. Etages bioclimatiques	9
2.5.1. Etage collinéen	9
2.5.2. Etage montagnard	9
2.5.3. L'étage subalpin	10
2.6. Colonisation humaine du Jura	10
3. Dépôts alloctones sur substrat calcaire.....	13
3.1. Objectifs de la recherche	14
3.1.1. Introduction	14
3.1.2. Matériau originel des sols jurassiens	14
3.1.3. Extension de la couverture allochtone sur le Jura	14
3.1.4. Apports alloctones sur d'autres massifs d'Europe	14
3.1.5. Objectifs	15
3.2. Matériel et méthodes	16
3.2.1. Les sites d'échantillonnage	16
3.2.1.1. Massif du Jura	16
3.2.1.2. Massif des Dolomites	17
3.2.1.3. Massif du Vercors	18
3.2.2. Analyses minéralogiques	18
3.2.2.1. Roche totale	18
3.2.2.2. Résidu insoluble	19
3.3. Résultats et discussions	20
3.3.1. Massif du Jura	20
3.3.1.1. Roche totale	20
3.3.1.2. Fraction 2-16 µm	22

3.3.1.3. Fraction < 2 µm	25
3.3.2. Massif des Dolomites	29
3.3.2.1. Roche totale	29
3.3.2.2. Fraction 2-16 µm	30
3.3.2.3. Fraction < 2 µm	30
3.3.3. Massif du Vercors	31
3.3.3.1. Roche totale	31
3.3.3.2. Fraction 2-16 µm	32
3.3.3.3. Fraction < 2 µm	33
3.4. Discussion générale	34
3.4.1. Rappel des caractéristiques du loess	34
3.4.2. Allochtonie des sols	34
3.4.2.1. Extension du phénomène allochtone sur le Jura	34
3.4.2.2. Présence de sols sur dépôt allochtone dans les Dolomites	35
3.4.2.3. Présence de sols sur dépôt allochtone dans le Vercors	36
3.4.3. Comparaisons entre les trois massifs	37
3.4.3.1. Rapport feldspaths potassiques / plagioclases	37
3.4.3.2. Composition de la fraction 2-16 µm	38
3.4.3.3. Evolution des phyllosilicates	38
3.5. Conclusion	40
4. Typologie des relations sol-végétation	43
4.1. Objectifs de la recherche	44
4.1.1. Introduction	44
4.1.2. Sols des pâturages boisés	44
4.1.3. Objectifs et hypothèses	45
4.2. Matériel et méthodes	45
4.2.1. Echantillonnage et description des sols	45
4.2.1.1. Stratification de l'échantillonnage	45
4.2.1.2. Description des sols sur le terrain et prélèvement des échantillons	45
4.2.2. Choix d'une nomenclature	47
4.2.3. Analyses physico-chimiques	47
4.2.4. Etude de la végétation	50
4.2.5. Traitement des données	50
4.2.5.1. Analyse des corrélations écologiques	50
4.2.5.2. Analyse en composantes principales	51
4.2.5.3. Test de Mantel	52
4.3. Résultats	52
4.3.1. Types et diversité des sols des pâturages boisés	52
4.3.2. Description des sols	55
4.3.3. Résultats des analyses	60
4.3.4. ACC sol - variables environnementales	63
4.3.5 ACP sol - variables environnementales	64
4.3.6 ACC sol - végétation	70
4.3.7 Relations entre les formes d'humus, les sols et la végétation	71
4.4. Discussion	74
4.4.1. Typologie et répartition des sols	74
4.4.1.1. Les types de sol du massif jurassien	74
4.4.1.2. Les types de sol des pâturages boisés	75

4.4.2. Caractéristiques physico-chimiques	76
4.4.3. Evolution des sols jurassiens	78
4.4.4. Influences anthropiques	79
4.4.5. Couverture pédologique et géomorphologie jurassienne	80
4.4.6. Relation des sols avec l'environnement	81
4.4.7. Déterminisme édaphique des syntaxons herbacés	83
4.5. Conclusion	89
5. Pédogenèse des BRUNISOLS	91
5.1. Objectifs de la recherche	92
5.1.1. Introduction	92
5.1.2. Les sols du massif jurassien	92
5.1.3. Origine des brunisols	92
5.1.4. Objectifs	92
5.2. Matériel et méthodes	93
5.2.1. Choix des profils	93
5.2.2. Analyses physico-chimiques	94
5.2.3. Nomenclature	96
5.3. Caractéristiques des brunisols	96
5.3.1. Traits morphologiques dominants des brunisols	96
5.3.2. Description des profils et analyses physico-chimiques	97
5.3.3. Analyses granulométriques	108
5.3.3.1. Présentation et discussion des résultats	108
5.3.3.2. Conclusion sur les analyses granulométriques	110
5.3.4. Matière organique et cations échangeables	111
5.3.5. Dynamique du fer	112
5.3.5.1. Notions de base	112
5.3.5.2. Résultats et discussion	115
5.3.6. Relation entre pH et taux de saturation	119
5.3.6.1. Le taux de saturation, un élément de différenciation nomenclaturale	119
5.3.6.2. Rappel des notions de base	119
5.3.6.3. Résultats	125
5.3.6.4. Proposition de délimitation des brunisols sur le base du pH	125
5.4. Discussion générale	129
5.4.1. Facteurs impliqués dans la formation des brunisols	129
5.4.1.1. Matériel parental	129
5.4.1.2. Le relief	130
5.4.1.3. Les organismes vivants	131
5.4.1.4. Le climat	133
5.4.1.5. Temps	134
5.4.2. La naissance d'un brunisol	134
5.4.3. Brunisols jurassiens : le secret de l'éternelle jeunesse?	138
5.5. Conclusion	139
6. Typologie et fonctionnement des formes d'humus	143
6.1 Objectifs de la recherche	144
6.1.1. Introduction	144
6.1.2. Etat actuel des connaissances	144

6.1.3. Problématique et objectifs	145
6.2. Matériel et méthodes	146
6.2.1. Les sites d'étude.....	146
6.2.1.1. Station de la Sagne	147
6.2.1.2. Station de Cormoret	148
6.2.1.3. Station des Breuleux	149
6.2.2. Méthodes	150
6.2.2.1. Prélèvements sur le terrain	150
6.2.2.2. Observation à la loupe	150
6.2.2.3. Comptage des éléments	151
6.2.2.4. Choix d'une nomenclature pour les formes d'humus	151
6.3. Résultats	152
6.3.1. Description et typologie des formes d'humus de la Sagne	152
6.3.1.1. Humus 741 (mullmoder – dysmull)	152
6.3.1.2. Humus 742 (mullmoder – dysmull)	153
6.3.1.3. Humus 743 (mullmoder – dysmull)	154
6.3.1.4. Humus 744 (rhizomull – oligomull)	154
6.3.2. Description et typologie des formes d'humus de Cormoret	155
6.3.2.1. Humus 211 (rhizomull – mésomull)	155
6.3.2.2. Humus 212 (leptomoder – eumoder)	156
6.3.2.3. Humus 213 (rhizomull – oligomull)	156
6.3.2.4. Humus 214 (mormoder – eumoder)	157
6.3.3. Description et typologie des formes d'humus des Breuleux	158
6.3.3.1. Humus 241 (hémimor – hémimoder)	158
6.3.3.2. Humus 242 (mormoder – dysmoder)	159
6.3.3.3. Humus 243 (leptomoder – dysmull)	160
6.3.3.4. Humus 244 (mullmoder – dysmull)	161
6.4. Discussion.....	175
6.4.1. Fonctionnement et évolution des humus de La Sagne	175
6.4.2. Fonctionnement et évolution des humus de Cormoret	176
6.4.3. Fonctionnement et évolution des humus des Breuleux	176
6.4.4. L'apport de l'étude des humus à la caractérisation des stations	177
6.4.5. La mémoire d'un profil d'humus	178
6.4.6. Une approche par niveaux hiérarchiques	179
6.5. Conclusion	180
7. Conclusion	183
7.1. Le pâturage boisé, un modèle pour l'approche hiérarchique et scalaire en écologie	184
7.1.1. Ecosystème «pâturage boisé»	184
7.1.2. Les sols des pâturages boisés	186
7.2. Les relations entre les sols et la végétation.....	188
7.3. L'humus : entre sol et végétation.....	189
7.3.1. Un sol, plusieurs groupements végétaux, plusieurs formes d'humus	189
7.3.2. Un sol, plusieurs groupements végétaux, une forme d'humus	189
7.3.3. Approche temporelle	189
7.4. Conclusion	190
7.5 Perspectives	191

Bibliographie	193
----------------------------	------------

Remerciements	211
---------------------	-----

Volume II: Annexes

Annexe 1: Fiches descriptives des sols

Annexe 2: Diagrammes RX

Annexe 3: Diagrammes granulométriques

Annexe 4: Méthode de prélèvement des humus, comptage des éléments figurés des
épisolums humifères

Chapitre 1 Introduction

Résumé

Le travail de thèse a été intégré dans le projet multidisciplinaire sur les écosystèmes sylvo-pastoraux PATUBOIS.

Les pâturages boisés du Jura suisse sont une formation végétale originale, définie par une utilisation mixte, sylvicole et pastorale. Le projet PATUBOIS a permis de développer une typologie des pâturages boisés et de comprendre leur fonctionnement. L'étude des sols, de leur matériel minéral parental, de la végétation et des formes d'humus définit quatre niveaux hiérarchiques dans la recherche et permet d'aboutir à une vision systémique du fonctionnement de ces écosystèmes.



1.1. Le massif jurassien

En raison de la grande variété de ses paysages, de sa géomorphologie tourmentée et des climats, le massif calcaire du Jura a suscité l'attention de nombreux chercheurs. Il a été le sujet de travaux qui ont posé des bases de plusieurs concepts et idées fondamentales de la recherche scientifique. Pour exemple, on peut citer le domaine des relations végétation – géologie (Thurmann, 1849), celui de l'évolution des tourbières ou encore de la zonalité des sols (Lesquereux, 1844).

1.2. Les sols du Jura

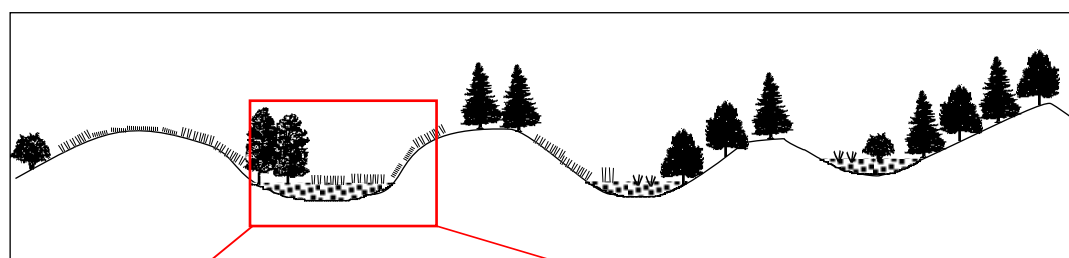
Les sols jurassiens ont été largement étudiés, parfois en relation avec la végétation (Richard, 1961 ; Béguin & Pochon, 1971 ; Gafé & Schmitt, 1980 ; Guenat, 1987 ; Gobat *et al.*, 1989, par exemple). Les travaux consacrés aux sols et aux processus pédogénétiques sont nombreux (Boulaine, 1972 ; Bouyer *et al.*, 1978 ; Aubert *et al.*, 1979, Balesdent, 1982 ; Michalet, 1982 ; Gafé, 1987, 1990 ; Jouaffre, 1989 ; Bruckert, 1989a et b, par exemple). Parmi eux, une étude fut particulièrement fondamentale, car elle démontra, pour la première fois, que les sols jurassiens ne sont pas uniquement d'origine calcaire (Pochon, 1978), mais qu'ils contiennent, en proportion plus ou moins importante, une composante allochtone d'origine cristalline. Cette découverte changea complètement la vision des sols, de leur fonctionnement et de leur pédogenèse. Elle eut, de plus, des implications nomenclaturales importantes, qui permirent d'apporter un peu de clarté dans la classification des sols bruns en particulier.

1.3. Les pâturages boisés

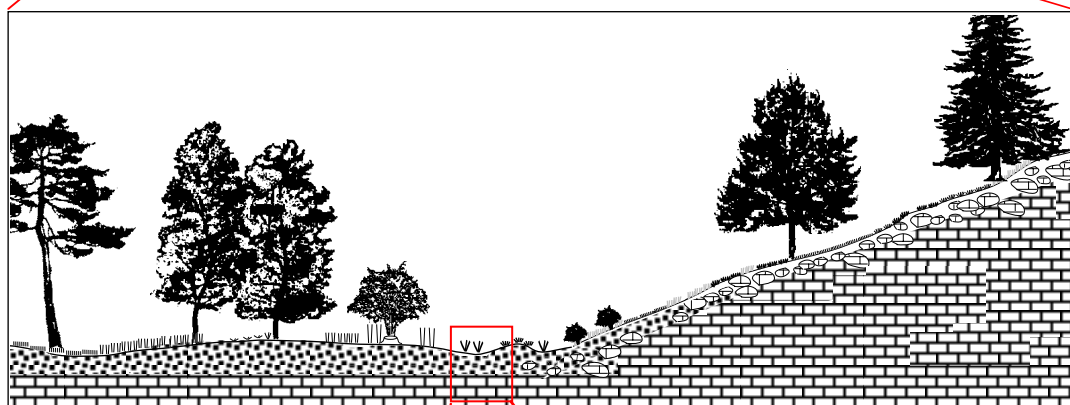
Le pâturage boisé est une formation végétale originale qui intègre une utilisation mixte, sylvicole et pastorale. Elle forme un paysage typiquement jurassien (Salvadé, 1991), que l'on peut observer à toutes les altitudes : entre 600 et 1'600 m, la surface relative des pâturages boisés augmente régulièrement, pour atteindre 30% du territoire au-dessus de 1'200 m (Gallandat *et al.*, 1995).

Depuis longtemps, les forestiers jurassiens se préoccupent de la régression de ce type de formation, non seulement pour des questions de rendement (Rieben, 1957 ; Bacon, 1957), mais aussi pour des questions de beauté et d'harmonie du paysage (von Greyerz, 1918 ; Pillichody 1912 ; 1920).

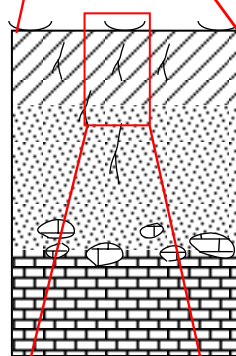
Certains auteurs ont préconisé la séparation du boisé et du pâturage (Mauler, 1951 ; Rieben, 1957) mais, plus récemment, des voix se sont élevées pour contester cette solution radicale (Farron *et al.*, 1971 ; Gigandet, 1988). Cette réflexion a débouché sur un important travail de recherche, visant à établir une typologie des pâturages boisés et comprendre leur fonctionnement (étude PATUBOIS ; Gallandat *et al.*, 1995 ; CD-Rom en annexe). Le présent travail a ainsi été mené en partie durant l'étude PATUBOIS, mais il possède ses propres objectifs, d'ordre pédologique.



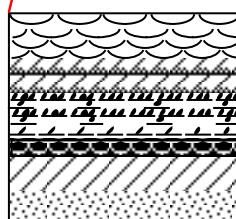
Extension de la couverture allochtone sur le massif du Haut-Jura



Typologie des sols des pâturages boisés



Pédogenèse des BRUNISOLS



Etude des épisolums humifères

Fig. 1.1 : Organisation de la recherche en niveaux hiérarchiques

1.4. Objectifs

La recherche est divisée en quatre niveaux hiérarchiques (fig. 1.1), correspondant aux quatre objectifs de la thèse.

Etude du matériel original des sols des pâturages boisés (chapitre 3)

L'allochtonie d'une partie des sols du Jura a déjà été mise en évidence par Pochon (1978). Vérifier l'extension de ce phénomène sur le Jura central est l'objectif de la première partie de ce travail. Des sols analogues ayant été observés sur les massifs du Vercors et des Dolomites, ils sont inclus dans la recherche.

Typologie des sols des pâturages boisés et relations avec la végétation (chapitre 4)

Dans la deuxième partie de l'étude, on cherche à définir les types de sols et de quantifier leur occurrence dans les pâturages boisés. On postule que les sols sur dépôts éoliens sont abondamment représentés dans cette formation paysagère, liée à l'occupation humaine. On cherche à comprendre quels sont les facteurs déterminants de leur répartition et quelles relations unissent les groupements végétaux herbacés et les sols.

Etude des BRUNISOLS (chapitre 5)

Les BRUNISOLS se rencontrent fréquemment dans les pâturages boisés. Leurs caractéristiques morphologiques et physico-chimiques sont étudiées pour établir des modèles de pédogenèse en fonction des facteurs environnementaux. On cherche s'il existe une corrélation entre le pH et le taux de saturation afin de proposer une définition basée sur une mesure du pH des différentes références des BRUNISOLS.

Enfin, on pose l'hypothèse que les BRUNISOLS sont un attracteur puissant (au sens systémique) dans la région considérée.

Etude des formes d'humus (chapitre 6)

Les épisolums humifères, bien étudiés et définis en milieu forestier, ont fait rarement l'objet d'étude dans les milieux de pâturages ou de prairies (Barratt, 1964 ; 1967). Leur morphologie et leur fonctionnement sont étudiés en utilisant une méthode mise au point par Ponge (1984). On cherche à comprendre leur rôle charnière, à l'interface de la végétation et du sol. Le temps de réaction relativement rapide des épisolums humifères aux modifications du milieu en fait des témoins privilégiés dans les écosystèmes sylvo-pastoraux ; on suppose qu'ils ne sont pas toujours en équilibre stable avec les sols et la végétation et qu'ils reflètent avant tout l'impact anthropique.

1.5. Organisation du mémoire

1.5.1. Manuscrit et annexes

Le manuscrit forme le premier volume du mémoire. Le deuxième volume est composé de cinq annexes.

- Annexe 1 : dessins des profils de sol.
- Annexe 2 : diagrammes des analyses RX.
- Annexe 3 : diagrammes des analyses granulométriques.
- Annexe 4 : résultats du comptage des éléments figurés des humus.

1.5.2. CD-Rom PATUBOIS

Les résultats de l'étude PATUBOIS, réalisée entre 1991 et 1995 (Gallandat *et al.*, 1995), sont gravés sur un CD-Rom dans un format hybride Mac et PC, qui permet sa lecture sur les deux environnements.

Le CD-Rom contient l'ensemble des données et des outils informatiques développés dans le cadre du projet. Le contenu, le procédé d'utilisation et les restrictions d'usage sont détaillés dans un fichier Word.rtf de ce CD-Rom.

1.5.3. Publications

Trois publications font partie de ce travail :

- Les apports éoliens dans les sols du Jura. Etat des connaissances et nouvelles données en pâturages boisés. Havlicek E. & Gobat J.M. -1996- *Etude et Gestion des Sols*, 3 (3) : 167-178.
- Les formes d'humus, révélatrices du fonctionnement de l'écosystème : un exemple des pâturages boisés du Jura suisse. Havlicek E. & Gobat J.M. -1998- *Ecologie*, 29 (1-2) : 363-367.
- Réflexions sur les relations sol – végétation : trois exemples du Jura sur matériel allochtone. Havlicek E., Gobat J.M. & Gillet F. -1998- *Ecologie*, 29 (4) : 535-546.

Chapitre 2 Le cadre d'étude

Résumé

Le Jura est un massif calcaire soumis à un climat uniformément humide et tempéré froid.

Si les premières traces d'occupation humaine du massif jurassien remontent au paléolithique, l'occupation réelle des étages moyen et supérieur du Jura a débuté vers le VII^{ème} siècle, lorsque les moines s'y sont établis. Cette zone est encore actuellement dévolue à l'économie sylvo-pastorale.

Les pâturages boisés se trouvent aujourd'hui essentiellement à l'étage montagnard et sont étroitement dépendants des activités pastorales.



2.1. Etude PATUBOIS

Ce travail, initié durant la recherche sur les pâturages boisés (PATUBOIS), garde des relations étroites avec celle-ci. La zone d'étude, le choix des sites, la typologie des groupements végétaux proviennent de cette étude. Pour de plus amples renseignements, on peut se référer au CD-Rom PATUBOIS. On peut également consulter la version imprimée de ce rapport (Gallandat *et al.*, 1995).

2.2. Définition de l'aire d'étude

Comme cela a été signalé, l'aire d'étude est celle de PATUBOIS. Elle comprend tout le territoire de quatre cantons (Vaud, Neuchâtel, Berne et Jura) qui se trouve sur le massif jurassien et possède des pâturages boisés (fig. 2.1).

2.3. Géologie et géomorphologie

Références Aubert, 1969 ; Pochon, 1978 ; Riedel 1994

Le Jura est constitué par un vaste faisceau de plis, dont la forme incurvée est due à la poussée alpine du sud-est vers le nord-ouest, qui a fait buter le bord externe contre le massif vosgien. Il s'étend sur 150 km de long et 65 km de large au maximum (entre Neuchâtel et Besançon). Il consiste en des plis qui forment la Haute Chaîne dans sa partie interne et d'étroits faisceaux dans sa partie externe. Ces ensembles sont séparés par de larges étendues qui constituent de vastes plateaux subtabulaires. Cette succession est recoupée par un réseau de grandes failles. L'arc interne du Jura suisse appartient essentiellement au domaine plissé.

La morphologie générale du Jura reprend les structures tectoniques dessinées à partir de l'orogénèse du Miocène. D'une manière générale, les anticlinaux correspondent aux sommets et les synclinaux aux vallées. Les couches géologiques calcaires du Jura offrent une résistance plus ou moins importante à l'altération physique et sont à l'origine du relief karstique.

La zone d'étude repose sur les formations géologiques du Jurassique supérieur : Portlandien, Kimméridgien et Séquanien.

Pendant la dernière période glaciaire, la partie du Jura qui constitue l'aire d'étude a été recouverte en partie par une calotte glaciaire locale qui a entièrement décapé les anciens sols. Seule, la région des Breuleux conserve une partie de matériel anté-würmien (lehm d'altération). Le glacier du Rhône est attesté jusqu'à une altitude de 1'200 m, mais il n'a franchi que les premiers contreforts du Jura.

2.4. Le climat

2.4.1. Les précipitations

Références : Rieben, 1957; Pochon, 1978

Le Jura constitue le premier rempart sérieux pour les vents maritimes d'ouest. La partie occidentale, tournée vers le versant français, reçoit plus de pluies que le versant orienté vers le Plateau suisse. On observe un deuxième axe pluviométrique en

direction du nord-est, dû cette fois aux vents du sud-ouest. Ainsi la pluviosité diminue rapidement en dessous de 1'000 mm en direction du Plateau suisse alors qu'elle ne décroît que lentement vers l'extérieur de la chaîne et se stabilise au-dessus 1'000 mm sur les hauts plateaux franc-comtois. La pluviosité passe de 900 mm environ à Neuchâtel à 2'000 mm sur le massif du Risoux, avec des valeurs intermédiaires à la Chaux-de-Fonds (1'560 mm) et à Saignelégier (1'350 mm). Vers 1'000 m d'altitude, 30% des précipitations se font sous forme de neige et l'enneigement peut durer 3 à 4 mois.

2.4.2. La température

Références : Rieben, 1957; Pochon, 1978

Le climat du Jura est un climat rude avec des températures moyennes annuelles de 5 à 6 °C. On peut citer quelques exemples : Le Sentier (1'030 m) : 4,8°C, Le Chasseron (1'506 m) : 2,7°C, La Brévine (1'080 m) : 4,5°C, Neuchâtel (450 m) : 9,1 °C. La période la plus froide de l'année est en général janvier (températures au-dessous de 0 °C), le mois le plus chaud juillet (température moyenne entre 10 et 15 °C). L'effet de l'altitude et du relief local rendent certains sites particulièrement froids : dans les bassins fermés (vallée de Joux, vallée de La Brévine), par temps calme et clair, on enregistre des extrêmes à -30 °C.

2.4.3. En conclusion

On peut retenir que le climat jurassien est uniformément humide et tempéré froid (Aubert, 1969). Les précipitations annuelles dans l'aire d'étude sont généralement supérieures à 1'000 mm et la température moyenne annuelle inférieure à 5 °C. L'évapotranspiration potentielle demeure toujours inférieure aux précipitations (Pochon, 1978 ; Michalet, 1982). Le climat est donc favorable aux processus de lixiviation et de lessivage.

2.5. Etages bioclimatiques

Référence : Galland *et al.*, 1995

Selon l'exposition et les conditions méso- et microclimatiques, les limites altitudinales sont susceptibles de varier.

2.5.1. Etage collinéen

Il se situe en dessous de 650 m et il se caractérise par les taillis de chênes pubescents (*Quercus pubescens*). Les pâturages boisés sont très rares à cet étage.

2.5.2. Etage montagnard

La plupart des pâturages boisés se trouvent dans cette tranche altitudinale.

- L'étage **montagnard inférieur** (650 à 950 m) est caractérisé par les hêtraies thermophiles et les hêtraies-chênaies thermophiles.
- L'étage **montagnard moyen** (900 à 1'150 m) est colonisé par la hêtraie-sapinière. Le sapin blanc (*Abies alba*) y atteint son optimum.
- L'étage **montagnard supérieur** (1'100 à 1'300 m) est encore caractérisé par la

hêtraie-sapinière, mais *Acer pseudoplatanus* et *Fagus sylvatica* ont ici leur optimum. *Picea abies* devient plus présent.

2.5.3. L'étage subalpin

Cet étage est subdivisé en deux sous-étages, mais cette distinction pourrait n'être due qu'à la pression humaine.

- L'étage **subalpin inférieur** (1'300 à 1'500 m) est encore forestier : on y trouve la hêtraie à érable mêlée à la pessière subalpine et à des mégaphorbiaies. *Abies alba* est absent dans cet étage.

- L'étage **subalpin supérieur** (au-dessus de 1'500 m) est caractérisé par une mosaïque de pelouses subalpines et de «forêts» préalpines à *Pinus uncinata*.

2.6. Colonisation humaine du Jura

Références: Rieben, 1957; Egloff, 1989; Hadorn, 1994; Magny, 1995; Richard et al., 1998

Les premières traces d'occupation humaine du Jura datent du paléolithique moyen (env. 40'000 ans av. J.C., pendant la dernière grande glaciation). Dès le retrait des glaciers, qui intervient entre 16'000 et 15'000 BP, une couverture végétale pauvre en arbres se développe et évolue au cours des millénaires vers une végétation forestière. Jusqu'au début du V^{ème} millénaire, les hommes étaient chasseurs et n'avaient pas d'impact sur la végétation. Au néolithique ancien (env. 5'000 ans av. J.-C.), la présence des animaux domestiques est attestée au bord du lac de Neuchâtel.

Les premiers indices d'un élevage de bétail et d'une économie pastorale dans le Jura proprement dit, datent de 3'000 ans BC et des déboisements importants dans les premières vallées jurassiennes ont lieu au premier âge du fer (750-450 BC).

A l'époque romaine (50 av.-500 ap. JC), l'occupation du Jura s'est faite dans les régions nord d'altitude moyenne. Le Haut-Jura vaudois, étant donné son altitude élevée et sa topographie, n'était que peu apprécié des Romains qui y créèrent cependant des routes importantes conduisant vers la Franche-Comté.

L'occupation réelle des étages moyens et supérieurs du Jura, dans la zone affectée aujourd'hui à l'économie sylvo-pastorale, a eu lieu grâce à la fondation d'établissements religieux dans les vallées reculées et même au centre de grandes forêts. Les défrichements par les moines dès le VII^{ème} siècle, et jusqu'au XVI^{ème} siècle, jouèrent un rôle essentiel. Les moines accordèrent à leur sujets des franchises étendues et favorisèrent ainsi la colonisation de leur terres.

Il faut mentionner les industries du fer et du verre qui ont contribué au défrichement. Le massif du Jura est relativement riche en gisements de minerai de fer. Les hauts fourneaux et les forges étaient construits non pas à proximité des mines mais au centre d'importantes forêts et sur les berges des cours d'eau. Le déboisement des hauts jurassiens et l'abaissement sensible de la limite supérieure des forêts sont les conséquences de l'industrie métallurgique. Ce phénomène a été consacré par le parcours du bétail.

Un tournant paysager a eu lieu à la suite de l'industrialisation de l'agriculture. En vue d'un meilleur rendement des forêts d'un côté et des pâturages de l'autre, on préconise la séparation des deux formations végétales.

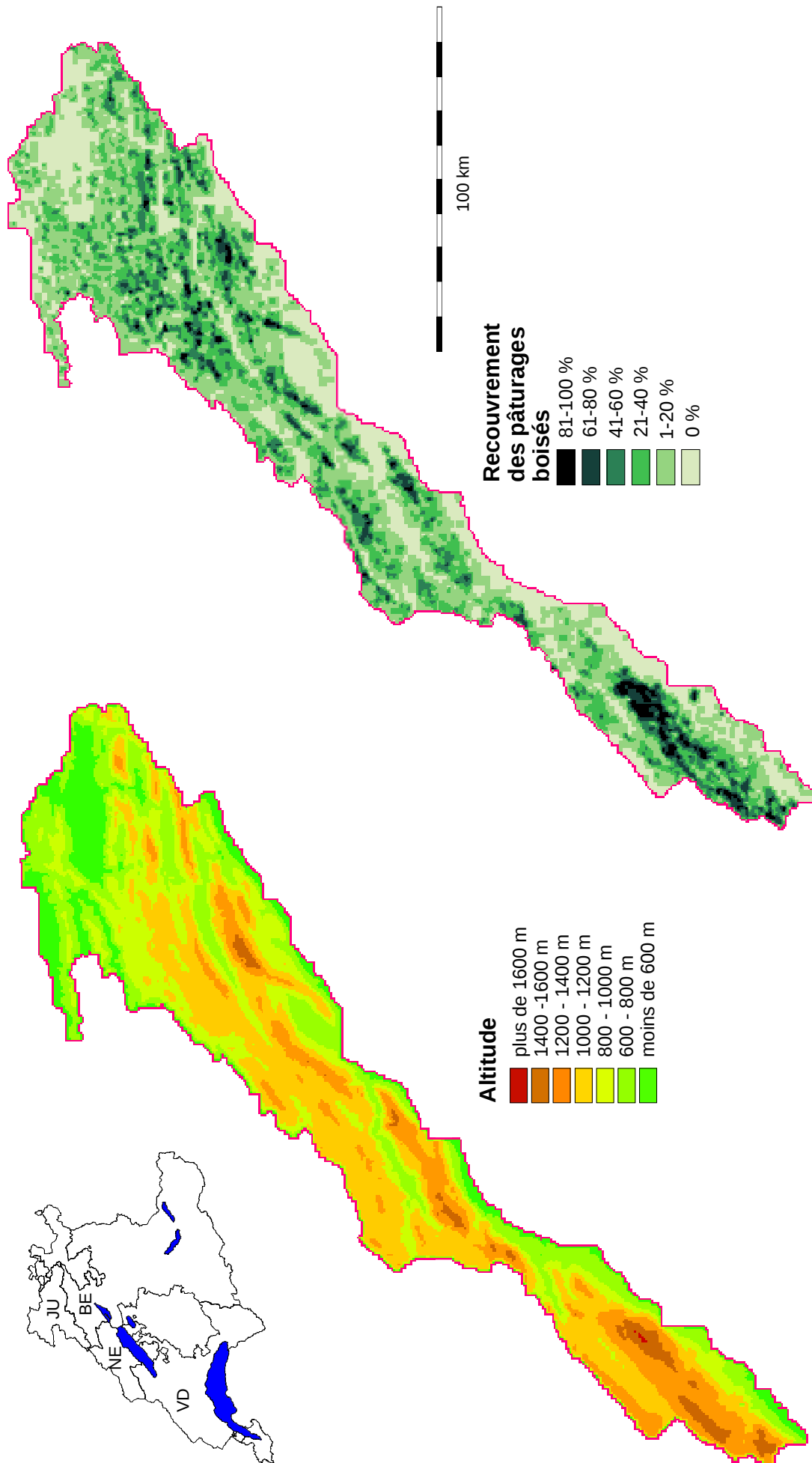


Fig. 2.1 : Carte générale des altitudes et de la répartition des pâturages boisés du Jura suisse
(d'après l'analyse des cartes nationales au 1:25'000 ; PATUBOIS, 1995)

Chapitre 3 Dépôts allochtones sur substrat calcaire

Résumé

A la suite des travaux de M. Pochon, dans les années 80, on démontre qu'une partie du massif jurassien a été couverte par des dépôts éoliens, d'origine alpine.

Déposé à la fin du Tardiglaciaire, le loess est le véritable matériel parental d'une part importante des sols dans le domaine des pâturages boisés. Des analyses minéralogiques révèlent un taux marqué de minéraux, tels que le quartz, le feldspath potassique et le plagioclase, dont la présence ne peut être expliquée par l'accumulation des résidus insolubles des calcaires. Les sols issus du loess possèdent une texture limoneuse homogène.

Des études ponctuelles réalisées sur les massifs du Vercors (F) et des Dolomites (I) établissent également l'existence d'une couverture allochtone dans ces régions.



3.1. Objectifs de la recherche

3.1.1. Introduction

Si les sols du Jura ont commencé leur développement après le retrait des glaciers, il y a quelque 10'000 ans, leurs modalités de mise en place et leur évolution n'ont attiré l'attention des scientifiques que depuis un peu plus d'une quarantaine d'années. Les recherches ont porté essentiellement sur la relation entre la végétation et son substrat édaphique (Bach, 1950 ; Richard, 1961 ; Béguin & Pochon, 1971), même si Leuenberger (1950) s'intéresse déjà aux sols calcaires. Plus tard, les sols et leur pédogenèse ont constitué un sujet en soi, particulièrement pour l'école de Besançon (Bruckert & Gaiffe, 1980 ; 1985 ; 1989 ; 1993 ; Gaiffe & Bruckert 1984 ; 1985 ; 1990 ; 1991 ; Gaiffe & Schmitt, 1980 ; Michalet, 1982 ; Gaiffe, 1987 ; Jouaiffe, 1989 ; Bruckert & Bekkary 1992). L'attention s'est portée sur la caractérisation physico-chimique des sols, sur leur substratum géologique ainsi que sur leur classification et la cartographie (pour la bibliographie, voir Havlicek & Gobat, 1996).

3.1.2. Matériau originel des sols jurassiens

Durant les premières années de recherches pédologiques, il a été admis que la roche calcaire en place formait le substrat natif des sols du massif jurassien. Ce point de vue semblait d'autant plus justifié que les horizons inférieurs des sols (S ou BT) reposent directement sur la roche calcaire, plus ou moins fracturée, et qu'ils forment une zone de transition. Si cela est vrai pour de nombreux sols, appartenant à la classe des sols calcimagnésiques (CPCS, 1967), il existe toute une gamme de sols brunifiés, voire lessivés qui tirent leur origine d'un matériel allochtone alpin. Si cette possibilité a été évoquée parfois au début du siècle, il a fallu attendre que Pochon (1973, 1974, 1976, 1978) la confirme pour les sols de la région du Mont-Tendre. La mort prématurée de ce chercheur a mis en veilleuse des recherches approfondies dans ce domaine. Depuis ses travaux, de nombreux auteurs citent la présence de matériel allochtone alpin sur le massif jurassien (voir revue bibliographique in Havlicek & Gobat, 1996), mais ne développent pas les importantes conséquences qui en découlent.

3.1.3. Extension de la couverture allochtone sur le Jura

Les investigations pédologiques entreprises dans le cadre de l'étude des pâturages boisés ont permis d'étendre l'extension géographique de l'influence des limons allochtones. Une part considérable des profils pédologiques prospectés dans les cantons de Vaud, Neuchâtel, Berne et du Jura présentent les caractéristiques des apports allochtones : horizons limoneux homogènes, avec peu ou pas d'éléments grossiers calcaires, pH relativement bas (inférieur à 6). Le milieu prospecté n'est certes pas représentatif de toutes les formations végétales du Haut-Jura, puisque seuls les pâturages boisés ont été pris en compte ; toutefois leur extension géographique concerne une partie importante du massif jurassien suisse (voir fig. 2.1).

3.1.4. Apports allochtones sur d'autres massifs d'Europe

Une collaboration avec des chercheurs italiens et français, qui étudient également des écosystèmes sylvo-pastoraux, a pu être menée lors du projet européen

INTEGRALP dans les régions des Dolomites et du Vercors. Ces massifs présentent des similitudes avec le Jura : il s'agit de formations sédimentaires calcaires et dolomitiques qui, à l'exception de certains sommets, ont été recouvertes lors de la dernière période glaciaire. Les sols y sont donc relativement jeunes. Leurs caractéristiques morpho-chimiques suggèrent un phénomène équivalent à celui du Jura : une couche limoneuse homogène, à pH assez bas, est séparée par une limite nette de la roche carbonatée. Sur le massif du Vercors, Bottner & Paquet (1972) expliquent cette accumulation de matériel fin comme la résultante d'une concentration secondaire, dans les dépressions, de résidus d'altération de la roche calcaire. Un apport allochtone n'a pas été évoqué. Cependant, les similitudes entre les sols du Jura et ceux du Vercors et des Dolomites ne permettent pas d'exclure cette hypothèse.

3.1.5. Objectifs

Dans la région du Mont-Tendre (Vaud, Suisse), Pochon (1978) a prouvé que le Jura a subi, à la fin de la glaciation du Würm, un apport éolien de limons d'origine cristalline. Il fonde son affirmation sur un faisceau de preuves obtenues à partir de l'analyse de la composition minéralogique des sols et de leur substratum calcaire :

1° La présence de plagioclases dans le résidu insoluble des sols, minéraux absents du résidu insoluble de décarbonatation des formations crétacées et jurassiques, constitue une de ces preuves.

2° Une deuxième preuve est la richesse de nombreux sols en chlorite de type ferrique, sans commune mesure avec celle du substrat.

3° Enfin, on note une grande abondance de feldspaths potassiques et de quartz dans le sol. La présence de ces minéraux ne constitue pas une preuve en soi car ils se retrouvent en quantité variable dans le substrat. Toutefois, leur proportion est liée à celle de la chlorite et à la présence de plagioclases.

En se fondant sur les divergences de composition du sol et de la roche sous-jacente, on peut exclure la formation des sols à partir de l'unique héritage du substratum calcaire.

Une analyse micromorphologique des grains de quartz, qui montre de nombreuses traces de choc en forme de croissant, caractéristiques du transport par le vent, confirme le caractère éolien de ces dépôts.

Les sols issus de loess sont fréquents à la surface du globe. D'ailleurs, Spaltenstein (1984) estime que l'hypothèse de l'éolien doit être prise en compte où que l'on soit en Suisse et que, dans cette optique, les sols de montagne ne doivent pas être négligés. Lorsque la minéralogie du dépôt et de celle de la roche sous-jacente ne concordent pas, la pédogenèse est complètement réorientée. Cette réflexion peut être étendue à d'autres massifs montagneux européens.

L'hypothèse émise lors de la présente étude sur la base des conclusions de Pochon (1978) est que les sols situés dans les autres régions jurassiennes et ceux du Vercors et des Dolomites sont issus, du moins partiellement, d'un apport allochtone. Une analyse minéralogique des sols et du substrat est entreprise afin de vérifier et confirmer l'hypothèse de l'existence de sols issus de matériel allochtone.

3.2. Matériel et méthodes

3.2.1. Les sites d'échantillonnage

3.2.1.1. Massif du Jura

Les échantillons qui ont été soumis à l'analyse minéralogique proviennent des sites étudiés dans le cadre de PATUBOIS. Leur répartition géographique est localisée sur la figure 3.1.

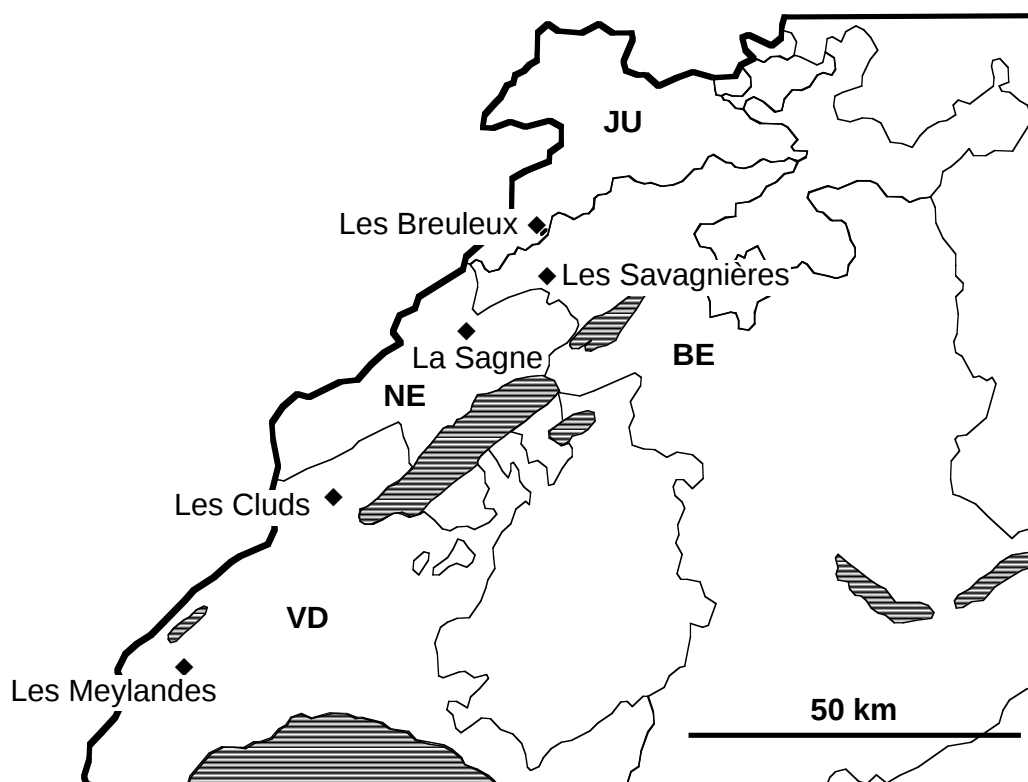


Fig. 3.1 : Situation géographique des lieux de prélèvement des échantillons des sols du Jura pour les analyses aux rayons X

Trois types de sols ont été échantillonnés : (i) BRUNISOL, (ii) BRUNISOL sur CALCOSOL et (iii) NÉOLUVISOL (pour la typologie, voir chap. 4). Ils font partie des sols dont le processus pédogénétique dominant -la brunification- est sous l'influence du matériel allochtone. Ils reposent tous sur un substrat rocheux du Jurassique supérieur (tab. 3.1), à l'exception de la station des Breuleux qui se trouve sur une formation géologique quaternaire, le lehm d'altération. L'acception de ce dernier terme est relativement vague et correspondrait dans ce cas aux argiles de décarbonatation du Portlandien sous-jacent. Ces argiles forment une mince couche au-dessus du calcaire dans la région des Breuleux qui n'a pas été touchée par le glacier du Würm.

Type de sol	Horizon	Site	Géologie	Coordonnées
BRUNISOL	A S	La Sagne	Séquanien	CN 1144 1:25'000 211.600 / 551.750
BRUNISOL	A S	Breuleux	Lehm d'altération	CN 1124 1:25'000 227.00 / 566.200
BRUNISOL	AS S	Savagnières	Kimméridgien	CN 1125 1:25'000 219.850 / 568.950
BRUNISOL	AS S	Meylandes	Portlandien	
BRUNISOL	A S	Sagne	Séquanien	CN 1144 1:25'000 211.600 / 551.750
BRUNISOL sur CALCOSOL	AS Sca	Savagnières	Kimméridgien	CN 1125 1:25'000 219.850 / 568.950
BRUNISOL sur CALCOSOL	A Sca	Meylandes	Portlandien	CN 1221 1:25'000 158.600 / 507.800
NEOLUVISOL	A AE BT	Cluds	Kimméridgien	CN 1183 1:25'000 188.050 / 533.100
NEOLUVISOL	A AE BT IIBT	Breuleux	Lehm d'altération	CN 1124 1:25'000 227.00 / 566.200
BRUNISOL	AS S R	Vercors	Urgonien	IGN 52 1:100'00 49.838 / 3.462
NEOLUVISOL	BT IICdo	Dolomites	Dolomie principale	UTM 5166617 N / 280068 E

Tab. 3.1 : Localisation et géologie des échantillons soumis à l'analyse aux RX

Dans les BRUNISOLS et les BRUNISOLS sur CALCOSOL deux horizons ont été chaque fois analysés : l'horizon organo-minéral (A ou AS, respectivement Aca ou ASca) et l'horizon structural sous-jacent (S ou Sca). Dans les NEOLUVISOLS, les trois horizons (organo-minéral, d'éluviation et d'illuviation) ont été prélevés.

3.2.1.2. Massif des Dolomites

Le secteur de Malga Gotres est situé dans la région de Cortina d'Ampezzo (coordonnées UTM : 5166617 N - 280068 E), entre 1'900 et 2'000 m d'altitude. Ce secteur, ainsi qu'un autre, a fait l'objet de recherches phytosociologiques et agronomiques approfondies de la part de l'équipe de recherche de l'Université de Padoue (Ziliotto & Scotton, 1993 ; Rodaro, 1993 ; Cerantola, 1995). Dans le cadre du programme européen INTEGRALP, développé et coordonné par le Centre international pour l'environnement alpin (ICALPE), une rencontre a été organisée sur le terrain en vue d'un échange méthodologique entre les différents partenaires du projet. L'étude des sols, complémentaire de l'étude de la végétation, a été entreprise à ce moment.

Dans la partie amont du bassin du torrent Gotres, ce pâturage boisé est entouré de quatre sommets : la Croda Rossa d'Ampezzo, la Croda d'Ancona, les Ciadenes et les Zuoghe. D'après la carte géologique, le solum décrit repose sur les couches de Dolomie Principale et il est surmonté, côté nord, par les calcaires gris du Lias.

Les échantillons analysés ont été prélevés dans un NEOLUVISOL (fig. 3.2), dans l'horizon BT et la roche sous-jacente. Pour une description précise du site, il faut se référer à Gillet *et al.* (1996).

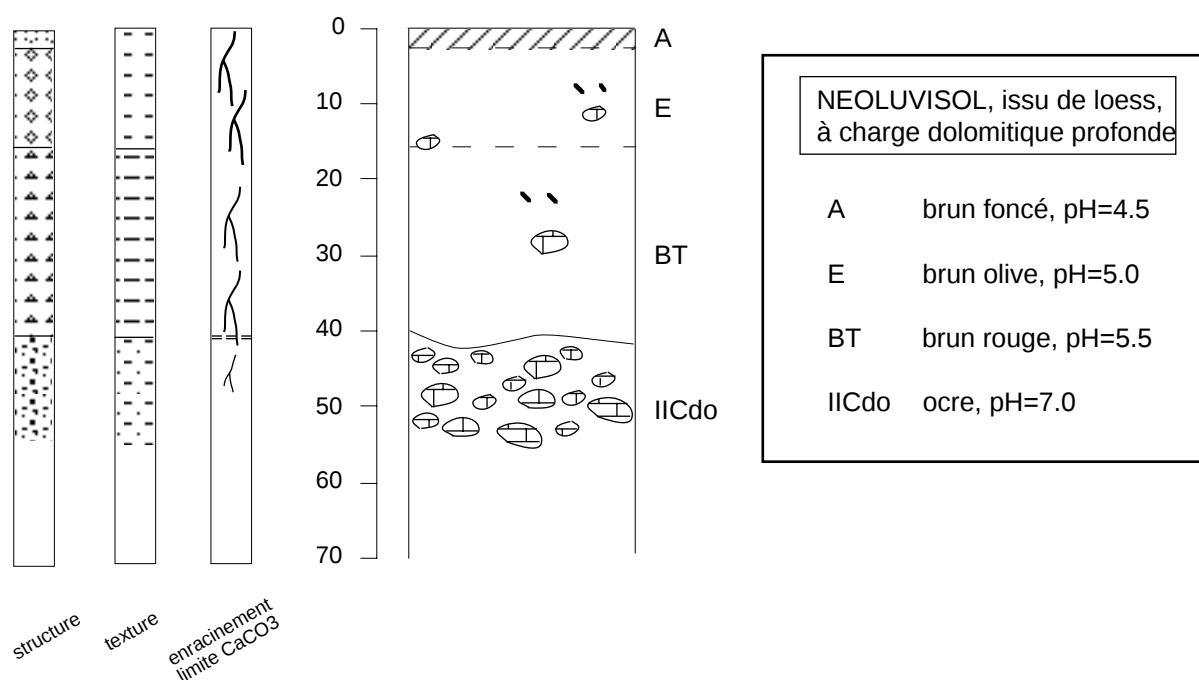


Fig. 3.2 : NÉOLUVISOL de Malga Gotres (Cortina d'Ampezzo, Dolomites, Italie)
(la signification des symboles se trouve à la figure 5.10)

3.2.1.3. Massif du Vercors

De même manière que pour les Dolomites, une rencontre méthodologique entre les différents partenaires a été organisée dans le Parc Naturel du Vercors sous l'égide d'INTEGRALP. Les responsables du Parc se sont trouvés confrontés à d'importants problèmes de gestion face au déclin de la transhumance des moutons dont les conséquences menacent directement la biodiversité à la suite de la dynamique de *Pinus uncinata* (Ostermann, 1991). Quelques profils de sol ont été décrits et prélevés à l'occasion de cette visite afin de compléter la vision écologique.

Le site d'échantillonnage fait partie de la réserve naturelle des Hauts-Plateaux du Vercors dans le Parc Naturel Régional du Vercors (coordonnées 49.838 / 3.462 sur la carte IGN 52 au 1:100'000). Il est situé sur le Plateau du Veymont, dans un vaste pâturage boisé par des pins de montagne, à 1'550 m d'altitude. La roche affleurante fait partie du Crétacé inférieur qui a été identifié comme de l'Urgonien blanc. Les échantillons proviennent d'un BRUNISOL (fig. 3.3) qui se développe sous une nardaie.

3.2.2. Analyses minéralogiques

3.2.2.1. Roche totale

Les échantillons de sol et de roche sont finement broyés. Les poudres désorientées ainsi obtenues sont pressées sur un support et passées au diffractomètre automatique SCINTAGTM XDS 2000, sous rayonnement CuKalpha (Kübler, 1987). On peut obtenir un dosage semi-quantitatif des minéraux majeurs par calcul, en tenant compte des coefficients d'absorption massique (Ferrero, 1965 ; Persoz, 1969, informatisé par Rolli, 1992). Les résultats sont exprimés en pourcentages. Une partie des miné-

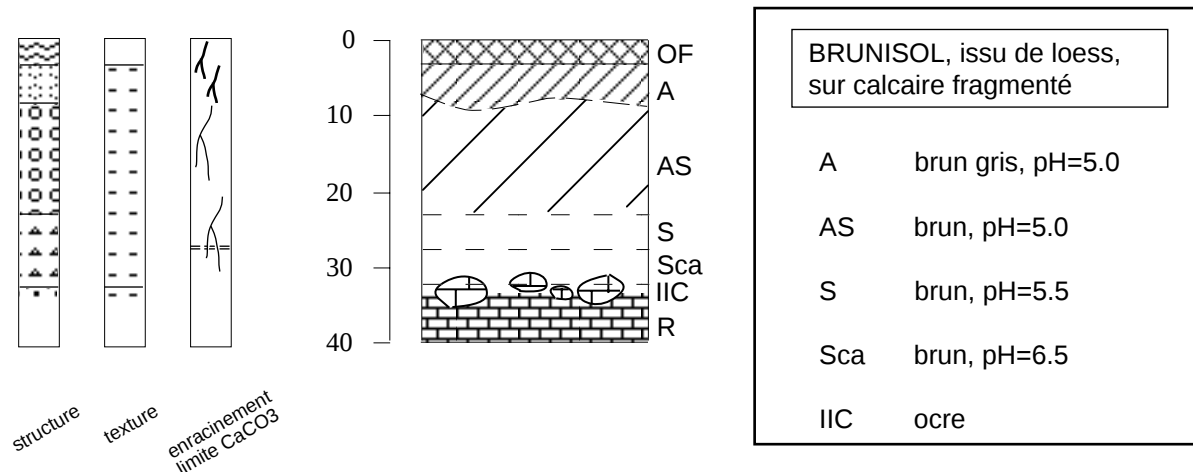


Fig. 3.3 : BRUNISOL du Vercors (France)

raux ne peut être dosée. Il s'agit essentiellement de minéraux argileux, mais aussi d'hydrates de fer amorphes ou de matière organique, pour lesquels il n'existe pas, à l'heure actuelle, de bon standard défini sur SCINTAG™.

Les minéraux identifiés et dosés dans nos échantillons par cette méthode sont les suivants :

- le quartz (4.26 Å)
- le feldspath potassique (3.24 Å)
- le plagioclase (3.19 Å)
- la calcite (3.02 Å)
- la dolomite (2.89 Å)
- la goethite (4.18 Å)
- les phyllosilicates (4.46 Å)

L'amphibole (8.5 Å) a été identifiée, mais non dosée.

3.2.2.2. Résidu insoluble

Les échantillons concassés sont décarbonatés par HCl 10%. Après lavage à l'eau bidistillée, le résidu insoluble est séparé en deux fractions, $< 2\mu\text{m}$ et $2-16\mu\text{m}$, par centrifugation (Rumley & Adate, 1983 ; Kübler 1987). Les poudres sont ensuite coulées sur des plaques et passées au diffractomètre. La fraction $< 2\mu\text{m}$, une fois passée aux rayons X, est chauffée à l'éthylène-glycol afin d'identifier les minéraux gonflants. Les minéraux argileux sont exprimés en pourcentages relatifs ; les autres minéraux en intensités brutes.

La plupart des intensités des pics sont directement obtenues sur liste, cependant, lorsque l'intensité est trop faible ou d'une manière générale pour les minéraux gonflants (interstratifiés et smectites), on procède à une désomation de la partie du diagramme concernée. Cette opération consiste, par calcul itératif, en une séparation de deux courbes à partir d'une seule afin que la surface des deux courbes voulues soit égale à la surface de la courbe initiale. Les pics ainsi obtenus sont utilisés pour le calcul des pourcentages relatifs des minéraux argileux.

Dans les fractions $2-16\mu\text{m}$ et/ou $< 2\mu\text{m}$, les minéraux suivants ont été mis en

évidence :

- la smectite (17 Å) - fraction < 2 µm
- la chlorite (14.25 Å) - fraction < 2 µm et 2-16 µm
- un interstratifié chlorite-vermiculite (12-14 Å) - fraction < 2 µm
- un interstratifié bloqué (ou mica-vermiculite) (11-13 Å) - fraction < 2 µm
- le mica (9.98 Å) - fraction < 2 µm et 2-16 µm
- un interstratifié mica-smectite (9.2-9.4 Å) - fraction < 2 µm et 2-16 µm
- la kaolinite et la chlorite (pic confondu à 7.13 Å) - fraction < 2 µm et 2-16 µm
- le quartz (4.26 Å) - fraction < 2 µm et 2-16 µm
- la goethite (4.18 Å) - fraction < 2 µm et 2-16 µm
- le feldspath potassique (3.24 Å) - fraction < 2 µm et 2-16 µm
- le plagioclase (3.19 Å) - fraction < 2 µm et 2-16 µm
- la dolomite (2.9 Å) - fraction < 2 µm et 2-16 µm.

3.3. Résultats et discussions

3.3.1. Massif du Jura

3.3.1.1. Roche totale

Les teneurs des minéraux majeurs reconnus dans la roche totale sont présentées dans le tableau 3.2, les valeurs moyennes par type de sol dans le tableau 3.3. Parmi les minéraux en grain, le **quartz** domine très largement. Dans les BRUNISOLS et BRUNISOLS sur CALCOSOL, il atteint des teneurs proches de 25%, que ce soit dans les horizons A ou S. Cette valeur double ou presque (34 à 45%) dans les horizons des NÉOLUVISOLS. Seul l'horizon IIBT des Breuleux possède une teneur en quartz inférieure à 35%. Le pourcentage de quartz présent dans les sols est très élevé par rapport à celui contenu dans les roches calcaires. Les teneurs de ce minéral oscillent généralement entre 0,2 et 10% dans le Crétacé inférieur, à l'exception de quelques faciès gréseux (Jouaffre, 1989) ; Atteia *et al.* (1998) donnent le quartz pour rare ou absent dans les couches du Malm.

Les **feldspaths potassiques** et les **plagioclases** montrent une présence discrète mais soutenue dans tous les échantillons. Leurs teneurs relatives se situent entre 1% et 4%. Si les feldspaths potassiques peuvent être détectés dans certaines couches géologiques du Jurassique et du Crétacé, ce n'est pas le cas des plagioclases, totalement absents dans ces niveaux.

La **goethite** semble être liée, dans notre échantillonnage, aux stations des Meylandes et des Savagnières, qui reposent sur un substrat Portlandien. L'origine de la goethite peut être double : d'une part elle a la possibilité de se néoformer (voir chapitre 4), d'autre part elle peut être héritée du substratum. Atteia *et al.* (1998) attestent l'absence de la goethite dans les formations du Portlandien ; elle pourrait être héritée du matériel allochtone. L'analyse de l'assemblage minéralogique allochtone attestant son homogénéité, l'absence de la goethite dans les autres échantillons permet d'écarter cette hypothèse. La néoformation reste la seule voie possible. Kübler (comm. pers.) confirme cette possibilité, particulièrement dans les sols à pH neutre.

La goethite présente un mode de distribution similaire à celui de la **calcite**. Celle-

Type de sol	Site	Horizon	Quartz	Fsp-K	Plagio	Calcite	Goethite	Phyllo	Indosés
BRUNISOL	La Sagne	A	19.2	1.1	2.6	0.0	0.0	18.9	58.3
		S	26.9	1.8	1.9	0.0	0.0	26.4	43.1
	Breuleux	A	34.9	1.3	1.8	0.0	0.0	17.5	44.4
		S	41.5	1.8	3.2	0.0	0.0	19.6	33.9
	Savagnières	AS	22.3	1.4	2.2	0.0	1.6	29.5	43.0
		S	21.4	1.4	2.5	0.5	1.4	25.8	47.0
	Meylandes	AS	23.5	1.9	1.7	0.0	1.2	32.8	38.9
		S	20.9	2.0	1.3	0.0	0.0	29.1	46.7
	Sagne	A	25.8	1.2	2.2	0.0	0.0	24.7	46.0
		S	20.7	4.1	2.4	0.0	0.0	24.7	48.1
BRUNISOL sur CALCOSOL	Savagnières	AS	20.1	1.5	2.1	0.8	1.5	27.3	46.7
		Sca	21.7	1.7	1.5	1.4	2.0	31.1	40.6
	Meylandes	A	22.2	1.7	0.7	1.5	1.2	29.7	42.9
		Sca	19.2	1.9	0.8	0.5	1.3	34.6	41.3
NEOLUVISOL	Cluds	A	37.5	3.2	4.6	0.0	0.0	21.0	33.7
		AE	40.6	2.2	1.5	0.0	0.0	22.5	33.2
		BT	34.8	3.9	3.9	0.0	0.0	22.6	34.7
	Breuleux	A	45.1	1.9	3.0	0.0	0.0	20.1	29.9
		AE	42.2	2.3	2.3	0.0	0.0	18.5	34.7
		BT	42.5	1.6	2.4	0.0	0.0	20.1	33.5
		IIBT	25.6	1.4	2.0	0.0	0.0	19.0	52.0

Tab. 3.2 : Teneurs des minéraux majeurs dans les sols du Jura (%)

Type de sol	Horizon	Quartz	Fsp-K	Plagio	Calcite	Goethite	Phyllo	Indosés
BRUNISOL	A/AS	22.7	1.4	2.2	0.0	0.7	26.5	46.5
	écart-type (n=5)	2.8	0.4	0.4	0.0	0.8	6.0	8.3
	S	22.5	2.3	2.0	0.1	0.3	26.5	46.2
	écart-type (n=5)	2.9	1.2	0.5	0.3	0.7	1.9	2.2
BRUNISOL sur CALCOSOL	A/AS	21.2	1.6	1.4	1.2	1.4	28.5	44.8
	écart-type (n=2)	1.4	0.1	0.9	0.5	0.2	1.7	2.6
	Sca	20.4	1.8	1.2	1.0	1.7	32.8	41.0
	écart-type (n=2)	1.8	0.2	0.5	0.6	0.5	2.5	0.5
NEOLUVISOL	A	41.3	2.6	3.8	0.0	0.0	20.6	31.8
	écart-type (n=2)	5.4	1.0	1.2	0.0	0.0	0.7	2.6
	AE	41.4	2.3	1.9	0.0	0.0	20.5	33.9
	écart-type (n=2)	1.1	0.1	0.6	0.0	0.0	2.8	1.0
	BT	34.3	2.3	2.7	0.0	0.0	20.6	40.0
	écart-type (n=3)	8.4	1.4	1.0	0.0	0.0	1.8	10.3

Tab. 3.3 : Valeurs moyennes des teneurs en minéraux majeurs (avec les écart-types)

ci a été détectée, en faible quantité, dans les deux horizons des BRUNISOLS sur CALCOSOL, ainsi que dans l'horizon S du BRUNISOL des Savagnières. La calcite représente donc ici une contribution autochtone du substrat calcaire à l'assemblage minéralogique du sol. Sa présence indique un sol neutre à calcique et corrobore l'hypothèse de la néoformation de la goethite en contexte calcique.

Finalement, la catégorie des phyllosilicates détectés à l'analyse, dans lesquels il faut probablement inclure un bon pourcentage des indosés (Adate *et al.*, 1991), représente un pourcentage élevé de la composition de la roche totale, alors qu'ils ne sont que peu présents dans le résidu insoluble des roches calcaires du Malm. Un enrichissement relatif par illuviation est exclu d'emblée, car tous les horizons (et non seulement les horizons BT) recèlent une forte proportion de phyllosilicates dans la roche totale.

La composition minéralogique de la roche totale des sols prospectés correspond à celle décrite par Pochon (1978) pour les sols d'origine éolienne de la Vallée de Joux, dans le Jura vaudois. Cet auteur note une discordance nette entre l'assemblage minéralogique des sols et celui de la roche sous-jacente. Une différence de même nature se manifeste dans les échantillons de sol des stations étudiées : un pourcentage élevé de quartz, une proportion plus importante de feldspaths potassiques et, sur-

tout, la présence de plagioclases absents du substrat calcaire.

On note donc, déjà à l'examen des résultats de roche totale, que l'ensemble des sols prospectés dans les cantons de Vaud, Neuchâtel, Jura et Berne sont formés à partir d'un matériau dominé par une composante allochtone.

3.3.1.2. Fraction 2-16 μm

Phyllosilicates

Trois minéraux forment la part argileuse de la fraction 2-16 μm : la kaolinite, la chlorite et le mica (tab. 3.4 et fig. 3.4). Globalement, la **chlorite** domine les autres phyllosilicates avec une contribution moyenne de 50%. Dans l'horizon AE du NÉOLUVISOL des Cluds, elle représente même la totalité des argiles. La chlorite, peu présente dans les formations calcaires jurassiennes, forme ici une part de l'héritage allochtone. Selon Pochon (1978), les chlorites d'origine allochtone sont du type ferro-magnésien. Sur la représentation (fig. 3.5) ternaire des pics 001 / 002 / 003 des chlorites selon Oinuma *et al* (1972), il apparaît que celles-ci ne se situent pas parfaitement dans la plage ABD caractéristique des chlorites riches en Fe (surtout) et en Mg. Une partie des points migre en direction du pôle magnésien et alumineux. Une altération des chlorites est probablement responsable de cet état, comme le suggèrent l'affaissement de la base et une ouverture de leur réflexe 001.

Type de sol	Site	Horizon	Mica	Kaolinite	Chlorite
BRUNISOL	Sagne	A	18.9	36.3	44.8
		S	16.7	30.6	52.7
	Savagnières	AS	21.8	34.6	43.6
		S	22.6	49.3	28.1
	Meylandes	AS	26.5	34.8	38.7
		S	25.1	36.7	38.1
BRUNISOL sur CALCOSOL	Savagnières	AS	nd	nd	nd
		Sca	36.8	39.2	24.0
	Meylandes	A	34.4	42.5	23.0
		ASca	37.6	41.7	20.7
NEOLUVISOL	Cluds	A	20.9	22.4	56.7
		AE	0.0	0.0	100.0
		BT	0.0	34.3	65.7
	Breuleux	A	nd	nd	nd
		AE	nd	nd	nd
		BT	32.9	0.0	67.1
		IIBT	nd	nd	nd

Tab. 3.4 : Pourcentages relatifs des minéraux argileux de la fraction 2 - 16 μm
(nd : non déterminé)

Dans les BRUNISOLS sur CALCOSOL, la chlorite présente la teneur relative la plus faible (entre 20 et 24%), ce qui confirme une pédogenèse sous influence du calcaire avec une contribution allochtone moins exprimée dans cette fraction granulométrique.

La **kaolinite**, une argile héritée car sa néoformation est impossible sous le climat actuel (Chamayou & Legros, 1989), est présente en proportions variables dans tous les échantillons de la fraction 2-16 μm sauf dans l'horizon BT des Breuleux et l'ho-

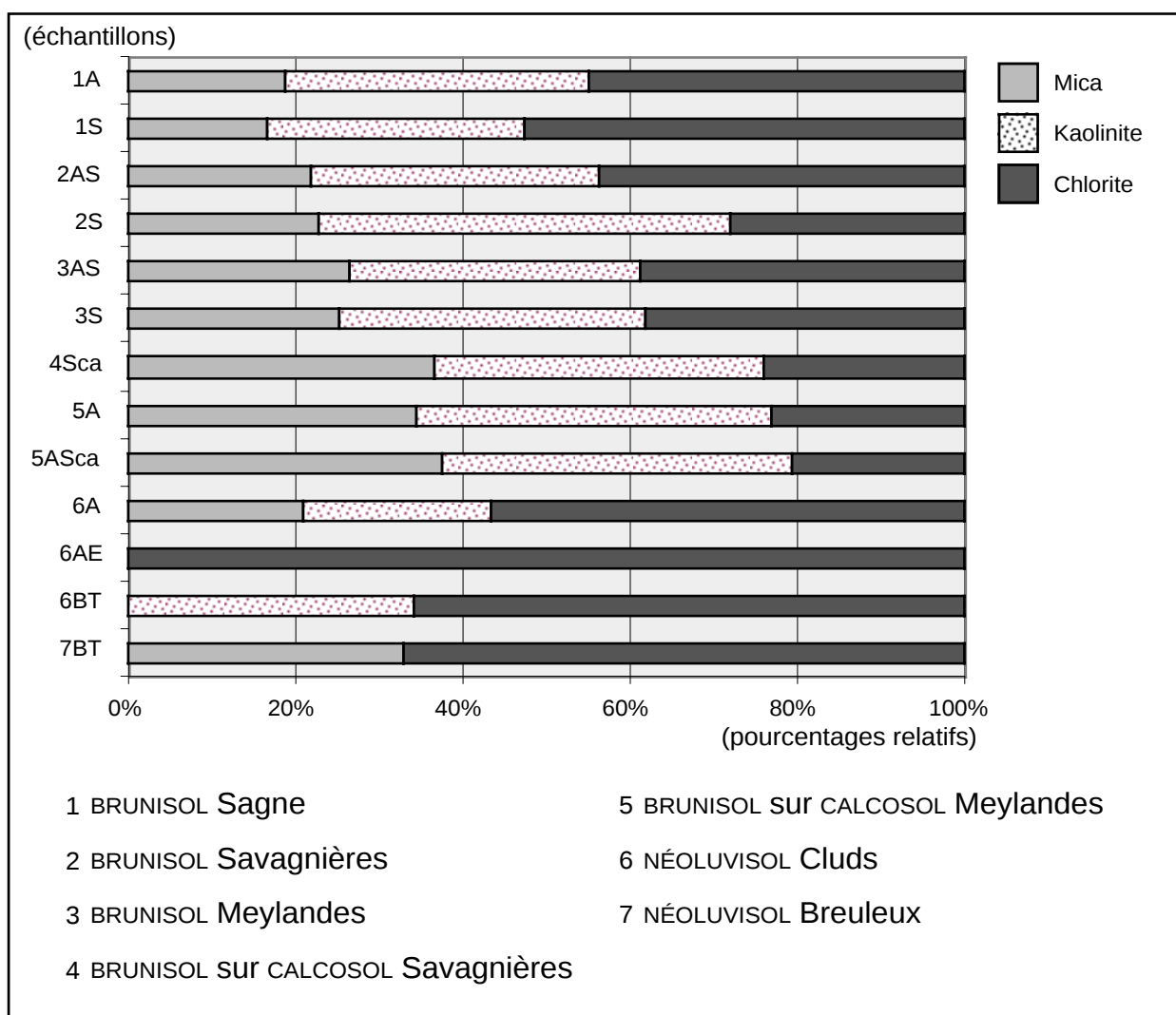


Fig. 3.4 : Pourcentages relatifs des minéraux argileux de la fraction 2 - 16 μm

rizon AE des Cluds où elle est complètement absente. Cette argile, d'une remarquable stabilité, est le produit de l'héritage de la roche calcaire. Atteia *et al.* (1998) la donnent comme commune (Portlandien) à abondante (Séquanien-Kimméridgien), alors qu'elle est le plus souvent absente de la moraine de fond alpine (Adate *et al.*, 1991). Pochon (1978) note que les teneurs relatives plus importantes de la kaolinite du sol par rapport au substrat peuvent être expliquées par un enrichissement relatif dû à la dégradation des autres minéraux argileux. Pour cet auteur, elle représente incontestablement la preuve de la contribution autochtone au matériel pédologique. Les kaolinites, argiles très fines, sont présentes dans tous les échantillons de la fraction $< 2 \mu\text{m}$. Leur absence dans deux échantillons de la fraction 2-16 μm (6AE, 7BT) indiquerait plutôt une proportion de ce minéral inférieure au seuil de détection.

Dans les échantillons des BRUNISOLS sur CALCOSOL et dans l'horizon S du BRUNISOL des Savagnières, la kaolinite est le phyllosilicate dominant. Ceci concorde avec une parenté plus importante de ces types de sol avec la roche calcaire. C'est également dans les BRUNISOLS sur CALCOSOL que la contribution du **mica** devient plus importante, suite à une diminution relative de la chlorite. Dans les autres échantillons, le mica possède la teneur relative la plus faible ; il est même absent des horizons inférieurs du NÉOLUVISOL des Cluds.

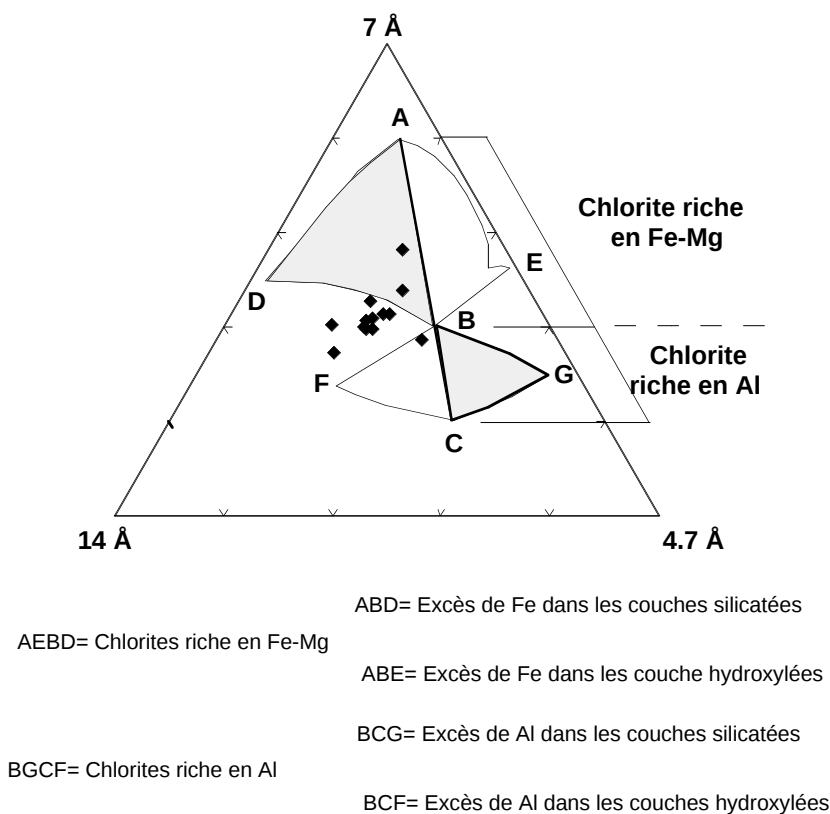


Fig. 3.5 : Diagramme ternaire des pics 001 (14 Å) - 002 (7 Å) - 003 (4.7 Å) des chlorites de la fraction 2 - 16 µm, selon la méthode de Oinuma *et al.* (1972)

Minéraux en grain

Parmi les minéraux en grain de la fraction 2-16 µm, les **feldspaths potassiques** et les **plagioclases** présentent une distribution similaire (tab. 3.5) dans les BRUNISOLS et les BRUNISOLS sur CALCOSOL : les feldspaths potassiques dominent généralement les plagioclases. Dans la moraine de fond alpine (Adatte *et al.*, 1991) et les sols allochtones décrits par Pochon (1978), cette tendance est inversée et les plagioclases ont des teneurs plus élevées que les feldspaths potassiques. On n'observe cette distribution que dans les horizons inférieurs et l'horizon BT des NÉOLUVISOLS des Breuleux et des Cluds.

Le **quartz** est présent en proportions variables dans les différents échantillons avec toutefois des pics dans les horizons A (Cluds) et BT (Breuleux) des NÉOLUVISOLS. Les plus faibles valeurs de quartz ont été détectées aux Savagnières

La **goethite** est distribuée de manière irrégulière et il est difficile de présumer de son origine.

Type de sol	Site	Horizon	Qz	Goe	FK	PL	Ca	FK/Qz	PL/Qz	FK/PL
BRUNISOL	Sagne	A	16410	2089	4334	4137	0	0.26	0.25	1.05
		S	20745	1923	5131	3446	0	0.25	0.17	1.49
	Savagnières	AS	6807	2484	3644	2092	0	0.54	0.31	1.74
		S	2855	1253	3076	2692	1282	1.08	0.94	1.14
	Meylandes	AS	13276	1330	3794	1397	0	0.29	0.11	2.72
		S	13040	0	4530	1464	0	0.35	0.11	3.09
BRUNISOL sur CALCOSOL	Savagnières	AS	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
		Sca	3246	0	3345	3071	1540	1.03	0.95	1.09
	Meylandes	A	12786	0	3908	2040	0	0.31	0.16	1.92
		ASca	12917	1306	4455	2342	0	0.34	0.18	1.90
NEOLUVISOL	Cluds	A	34908	0	8424	8307	0	0.24	0.24	1.01
		AE	10928	3404	1216	1742	0	0.11	0.16	0.70
		BT	13933	2127	1724	2114	0	0.12	0.15	0.82
	Breuleux	A	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
		AE	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
		BT	110601	0	17419	25819	0	0.16	0.23	0.67
		IIBT	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd

Tab. 3.5 : Minéraux en grain (en CPM) de la fraction 2 - 16 μ m

(nd : non déterminé)

3.3.1.3. Fraction < 2 μ m

Phyllosilicates

Dans la fraction < 2 μ m, la **kaolinite** est le phyllosilicate majoritaire (tab. 3.6, fig. 3.6). On la trouve sans exception dans tous les échantillons, en proportion relative variant entre 35 et 60%. Son enrichissement dans cette fraction est dû d'une part à sa taille fine et d'autre part à sa résistance à l'altération. Sur les diffractogrammes, le pic 002 de la kaolinite (le réflexe 001 étant confondu avec le réflexe 002 de la chlorite) apparaît sans élargissement à la base et indique une bonne cristallinité de ce minéral.

Type de sol	Site	Horizon	SM	IS cv	IS ms	ISB	Mica	Kaolinite	Chlorite
BRUNISOL	Sagne	A	0.0	11.6	2.2	6.7	10.9	45.6	22.9
		S	3.1	5.4	3.0	4.1	11.3	48.4	24.7
	Savagnières	AS	6.0	7.1	2.2	3.2	10.0	51.0	20.5
		S	3.2	7.6	3.0	3.5	9.5	61.8	11.3
	Meylandes	AS	7.2	8.2	0.0	6.5	11.8	46.6	19.7
		S	7.9	4.7	3.0	6.3	11.3	46.5	20.3
BRUNISOL sur CALCOSOL	Savagnières	AS	4.0	2.2	3.0	3.6	10.3	58.5	18.4
		Sca	3.4	0.0	2.0	3.7	12.7	60.8	17.4
	Meylandes	A	10.8	5.5	2.7	6.5	9.4	53.3	11.9
		ASca	5.9	2.0	3.7	4.2	13.6	55.6	15.0
NEOLUVISOL	Cluds	A	0.0	4.3	1.5	7.0	17.8	41.1	28.3
		AE	0.0	0.0	1.7	11.4	17.6	38.6	30.6
		BT	nd	nd	nd	nd	24.5	38.9	36.5
	Breuleux	A	0.0	10.4	9.7	2.1	16.4	42.1	19.3
		AE	0.0	6.8	1.4	6.9	17.8	50.2	16.9
		BT	6.8	6.5	2.1	5.9	17.2	40.0	21.5
		IIBT	6.0	2.4	3.1	4.7	26.1	36.5	21.2

Tab. 3.6 : Pourcentages relatifs des minéraux argileux de la fraction <2 μ m (nd : non déterminé)

(en italiques : pourcentage relatif sur les données existantes)

SM : smectites et smectoides

IS cv : interstratifiés chlorite-vermiculite

IS ms : interstratifiés mica-smectite

ISB : interstratifiés bloqués

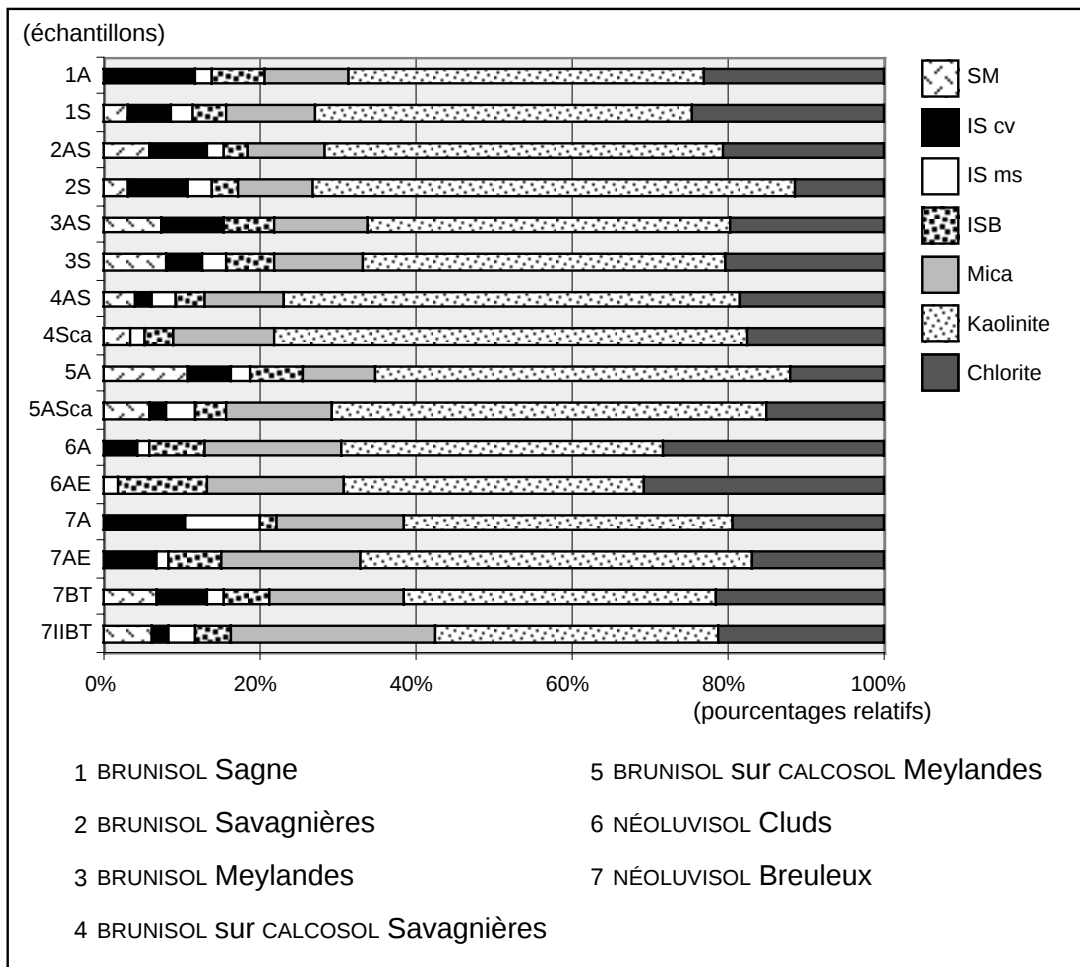


Fig. 3.6 : Pourcentages relatifs des minéraux argileux de la fraction < 2 µm

La **chlorite** est le deuxième minéral argileux dominant, mais sa teneur relative est en moyenne deux fois plus faible que celle de la kaolinite. Le réflexe 001 de la chlorite montre un net élargissement à sa base, avec, en particulier un épaulement sur la droite. Celui-ci correspond à des **interstratifiés chlorite-vermiculite** que l'on observe dans presque tous les échantillons. Il même probable que le pic 001 de la chlorite intègre une part de vermiculites. La répartition des chlorites de la fraction < 2 µm dans le triangle ternaire de Oinuma *et al.* (1972) indique une migration vers le pôle de Mg/Al plus marquée que pour la fraction 2-16 µm (fig. 3.7).

Sur tous les diffractogrammes, à l'exception de l'horizon IIBT du NÉOLUVISOL des Breuleux, le réflexe 001 du **mica** présente une forme nettement affaissée, avec un élargissement marqué à sa base. En effet, ce minéral subit une altération importante et donne naissance à des **interstratifiés mica-smectite**, voire à des interstratifiés mica-vermiculite. Cette dernière voie évolutive est donnée par Righi & Meunier (1995) comme majoritaire dans les sols bruns acides. Cependant, dans nos échantillons, il est difficile de distinguer entre les interstratifiés mica-vermiculite (réflexe vers 8.5-8.8°) et les intergrades bloqués (réflexe vers 7-8°). Une bonne caractérisation des **interstratifiés bloqués** par des produits hydroxy-alumineux nécessite un traitement des échantillons par le citrate de Na et le chauffage, technique qui n'a pas été appliquée dans cette étude. Une part des interstratifiés bloqués a toutefois été mise en évidence dans tous les échantillons.

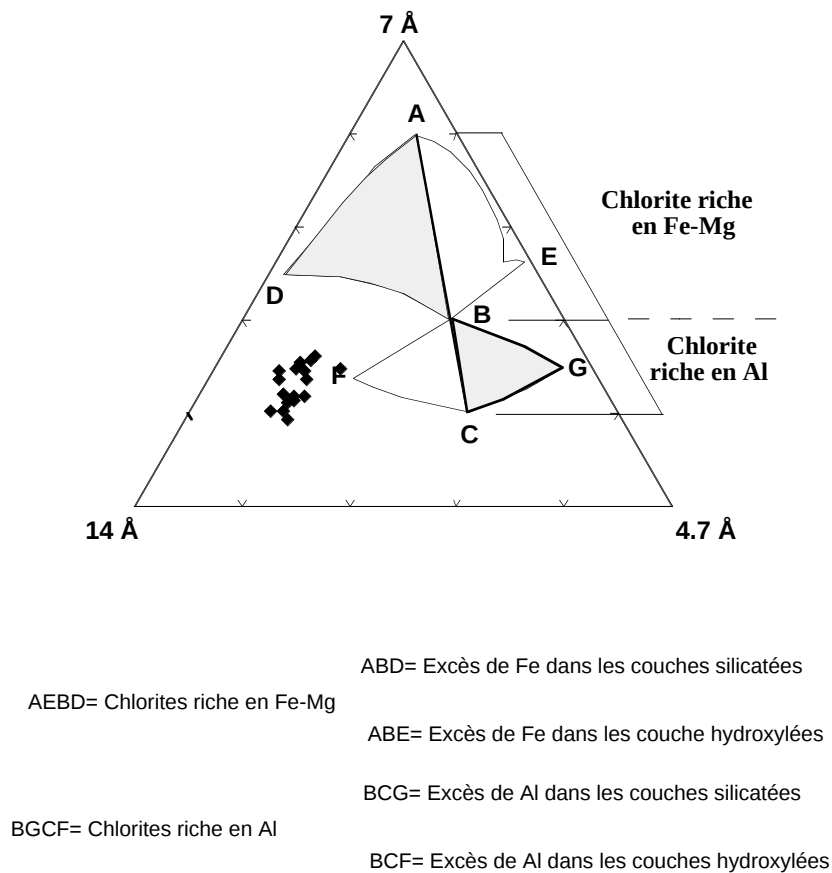


Fig. 3.7 : Diagramme ternaire des pics 001 (14 Å) - 002 (7 Å) - 003 (4.7 Å) des chlorites de la fraction <2 µm, selon la méthode de Oinuma *et al.* (1972)

La proportion relative importante du mica (26%) dans l'horizon IIBT du NÉOLUVISOL des Breuleux et sa cristallinité mieux marquée révèle une origine différente de cet horizon développé à partir du lehm d'altération. Cette formation, probablement d'origine rissienne, est caractérisée par une dégradation poussée de la chlorite et de ses interstratifiés, si bien que le mica devient dominant (Milot, 1964).

Le dernier phyllosilicate détecté dans les sols jurassiens est la **smectite**. Elle est présente dans la plupart des échantillons mais elle fait défaut dans les horizons de surface du BRUNISOL de la Sagne et des NÉOLUVISOLS des Cluds et des Breuleux. Son origine peut être double : il peut s'agir de smectites héritées de la roche calcaire ou de smectites de transformation à partir de l'altération des micas. Pochon (1978) a constaté que les smectites du Haut-Jura, lorsqu'elles sont saturées K^+ , ne gonflent pas au-delà de 14.2Å. Cette propriété est caractéristique des smectites de transformation, contrairement aux smectites vraies dont le gonflement à l'éthylène glycol est presque total (17.8Å) (Robert, 1972). On peut donc raisonnablement supposer que les smectites de nos échantillons, qui proviennent de régions aux caractéristiques mésoclimatiques similaires à celles de Pochon, sont également des smectites de transformation. Leur absence dans les horizons de surface indique une dégradation des smectites particulièrement intense dans les horizons de surface acides, lorsque le drainage est favorable (Pochon, 1978).

Minéraux en grain

Dans la fraction $< 2 \mu\text{m}$, on détecte les mêmes minéraux en grain que dans la fraction $2-16 \mu\text{m}$: le quartz, la goethite, les feldspaths potassiques et les plagioclases (fig. 3.8, tab. 3.7). A l'exception des sols des Savagnières, le **quartz** domine les minéraux en grain. Ce n'est que dans cette dernière station qu'il est faiblement représenté dans les horizons de surface et totalement absent des horizons inférieurs.

Les **feldspaths potassiques** dominent régulièrement les **plagioclases**, même dans les horizons où cette tendance était inversée dans la fraction $2-16 \mu\text{m}$.

La **goethite** présente une distribution intéressante par rapport à la fraction $2-16 \mu\text{m}$. En effet, on la trouve en teneurs assez élevées dans tous les échantillons. Sa présence parmi les particules les plus fines du sol suggère une origine néoformée.

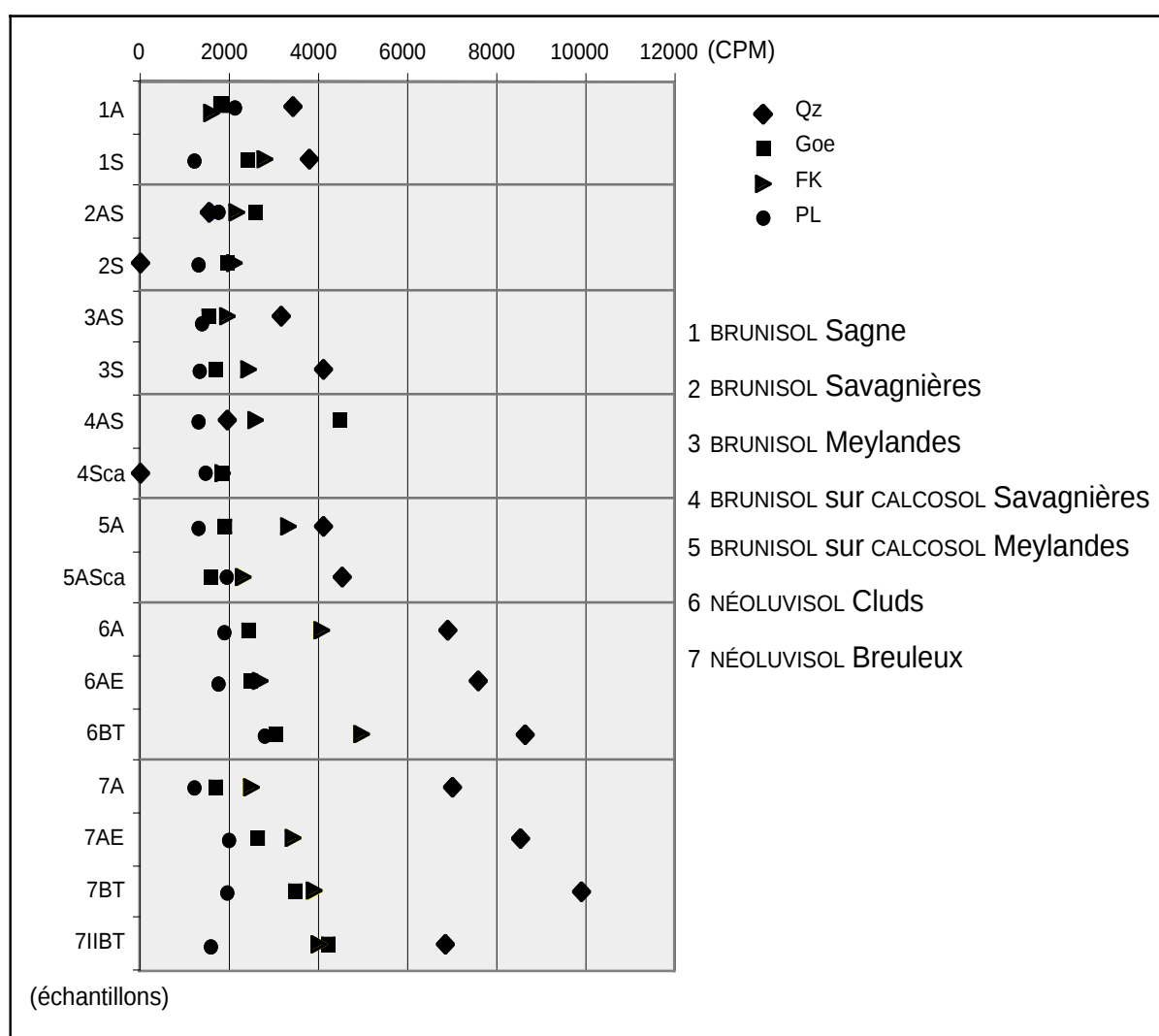


Fig. 3.8 : Minéraux en grain de la fraction $< 2 \mu\text{m}$

Type de sol	Site	Horizon	Qz	Goe	FK	PL	FK/Qz	PL/Qz	FK/PL
BRUNISOL	Sagne	A	3423	1724	1764	1955	0.52	0.57	0.90
		S	3785	2582	2789	1206	0.74	0.32	2.31
	Savagnières	AS	1569	2578	2178	1611	1.39	1.03	1.35
		S	0	1950	2130	1349			1.58
	Meylandes	AS	3146	1546	1953	1533	0.62	0.49	1.27
		S	4083	1702	2426	1357	0.59	0.33	1.79
BRUNISOL sur CALCOSOL	Savagnières	AS	1942	4491	2581	1245	1.33	0.64	2.07
		Sca	0	1864	1845	1576			1.17
	Meylandes	A	4104	1917	3342	1296	0.81	0.32	2.58
		ASca	4515	1605	2321	1989	0.51	0.44	1.17
NEOLUVISOL	Cluds	A	6882	2433	4064	1879	0.59	0.27	2.16
		AE	7575	2471	2671	1715	0.35	0.23	1.56
		BT	8606	3044	4931	2938	0.57	0.34	1.68
	Breuleux	A	7005	1705	2479	1283	0.35	0.18	1.93
		AE	8535	2652	3427	2062	0.40	0.24	1.66
		BT	9917	3456	3896	2031	0.39	0.20	1.92
		IIBT	6825	4200	4008	1643	0.59	0.24	2.44

Tab. 3.7 : Minéraux en grain (en CPM) de la fraction <2 µm

3.3.2. Massif des Dolomites

3.3.2.1. Roche totale

Un seul échantillon de roche et un seul échantillon de sol ont été analysés pour déterminer la possibilité d'une éventuelle allochtonie du sol. Les résultats de roche totale sont présentés en intensités brutes et en pourcentages relatifs dans le tableau 3.8.

Horizon	Phyllo	Quartz	Fsp-K	Plagio	Calcite	Dol.	Goe.	Amph.
	(CPM)							
BT	5529	74646	1752	6642	0	0	0	1303
IICdo	0	0	0	0	0	222526	0	0
	Phyllo	Quartz	Fsp-K	Plagio	Calcite	Dol.	Goe.	Indosés
	(%)							
BT	30.71	13.05	1.04	3.04	0.00	0.00	0.00	52.16
IICdo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	80.41	0.00	19.59

Tab. 3.8 : Résultats de la roche totale (CPM et %) du NEOLUVISOL des Dolomites

Le contraste entre le sol et la roche est total. Cette dernière est exclusivement composée de **dolomite**. Les 20% d'indosés qui apparaissent dans le calcul des pourcents relatifs sont un artefact fréquent lors du dosage semi-quantitatif d'un échantillon formé majoritairement de carbonates de Ca ou de Mg (Adatte, comm. pers.). Dans le cas présent, il s'agit de 100% de dolomite.

Le sol, quant à lui, ne contient aucune trace de dolomite, en tous cas pas au-dessus du seuil de détection. Son assemblage minéralogique comporte une part majoritaire de **phyllosilicates** suivie du **quartz**. Les **plagioclases** et les **feldspaths potassiques** sont également présents, les premiers ayant une teneur relative plus élevée que les seconds. *Last but not least*, des traces d'**amphibole** ont été détectées dans l'échantillon de sol.

3.3.2.2. Fraction 2-16 μm

Phyllosilicates

Dans la roche, seule une faible quantité de **mica** a été détectée (tab. 3.9). En revanche, le sol contient la **chlorite**, la **kaolinite** et le mica. La chlorite domine (43%), suivie du mica (38%) puis de la kaolinite (18%). Cet assemblage minéralogique présente des similitudes avec celui des sols du Jura, dans lesquels la chlorite est également le phyllosilicate dominant. Cependant, ici, le mica a des teneurs relatives plus élevées et domine la kaolinite.

Horizon	Mica	Kaolinite	Chlorite	Mica	Kaolinite	Chlorite
	(CPM)			(%)		
BT	18192	8836	20690.35	38.12	18.52	43.35964
IICdo	1025	0	0	-	-	-

	Qz	Goe	FK	PL	Do	FK/Qz	PL/Qz	FK/PL
	(CPM)							
BT	11810	0	3846	4830	0	0.33	0.41	0.80
IICdo	1402	0	0	0	700523	-	-	-

Tab. 3.9 : Résultats de la fraction 2 -16 μm du NEOLUVISOL des Dolomites (minéraux argileux et minéraux en grain)

Minéraux en grain

Trois types de minéraux sont présents dans le sol : le **quartz**, les **feldspaths potassiques** et les **plagioclases** (tab. 3.9). L'amphibole, détectée à l'état de trace dans la roche totale, est absente de cette fraction. Les teneurs de ces minéraux suivent un schéma identique à celui de la roche totale. Le quartz est nettement majoritaire, alors que, présents en moindre proportion, les plagioclases dominent les feldspaths potassiques. On peut noter que, comme dans la roche totale, la goethite ne fait pas partie de la composition minéralogique.

La roche dolomitique, quant à elle, contient une faible proportion de **quartz**, qui n'a pas été détectée dans la roche totale à cause de sa trop faible teneur. Les feldspaths potassiques et les plagioclases sont également absents de cette fraction.

3.3.2.3. Fraction < 2 μm

Phyllosilicates

De manière générale, la roche dolomitique est pauvre en phyllosilicates (Leonardi, 1967). En effet, comme dans la fraction 2-16 μm , seul le **mica**, en faible proportion, a été détecté dans la fraction < 2 μm (tab. 3.10). Malgré une décarbonatation poussée, la **dolomite** est encore présente en quantité importante dans cette fraction.

Le sol contient un assemblage de minéraux argileux de même nature que les sols jurassiens (tab. 3.10). La **kaolinite** domine suivie par la **chlorite** et le **mica**. En plus faible proportion, on trouve des **smectites**, des **interstratifiés chlorite-vermiculite** ainsi que des minéraux dont l'espace interfoliaire est occupé par des cations hydroxy-

alumineux (**interstratifiés bloqués**). Contrairement au Jura, on peut noter que, la kaolinite est totalement absente dans le substratum rocheux et que son origine est obligatoirement allochtone. Le même raisonnement s'applique à la chlorite. Le mica est certes présent dans la roche dolomitique, mais en si faible quantité qu'une part importante du mica du sol doit être d'origine allochtone.

Horizon	Qz	Goe	FK	PL	Do	FK/Qz	PL/Qz	FK/PL
	(CPM)							
BT	3254	0	3604	2003	0	1.11	0.62	1.80
II Cdo	1413	0	0	0	55900	-	-	-

	SM	IS cv	IS ms	ISB	Mica	Kaol.	Chlor.
	(%)						
BT	4.6	2.3	0.0	4.8	17.4	45.9	24.9
II Cdo	0.0	0.0	0.0	0.0	1833*	0.0	0.0

Tab. 3.10 : Résultats de la fraction <2 µm du NEOLUVISOL des Dolomites (minéraux argileux et minéraux en grain)

SM : smectites et smectoïdes

IS cv : interstratifiés chlorite-vermiculite

IS ms : interstratifiés mica-smectite

ISB : interstratifiés bloqués

(* résultat en CPM)

Minéraux en grain

Les **feldspaths potassiques**, les **plagioclases** ainsi que le **quartz** sont toujours présents dans la fraction fine du sol. Les feldspaths potassiques ont des teneurs plus élevées que les plagioclases.

Dans le substratum rocheux, à part la dolomite, seul le quartz est présent.

3.3.3. Massif du Vercors

3.3.3.1. Roche totale

L'analyse minéralogique de l'échantillon du soubassement rocheux atteste une dominance absolue de la **calcite** (tab. 3.11). Comme dans le cas de l'analyse de la roche dolomitique, les éléments indosés ne correspondent pas aux phyllosilicates mais bien aux carbonates de calcium. Le **quartz**, seul autre minéral détecté, forme moins de 1% du total. La roche en place fait partie de l'Urgonien blanc, faciès du Crétacé inférieur, caractérisé par des calcaires très purs (Blanc-Aletru, 1995).

Horizon	Phyllo	Quartz	Fsp-K	Plagio	Calcite	Goe
(CPM)						
AS	5401	302217	3129	6184	0	2753
S	5389	326922	2098	6618	0	2731
R	0	3540	0	0	164270	0

Phyllo	Quartz	Fsp-K	Plagio	Calcite	Goe	Indosés
(%)						
AS	21.95	38.68	1.36	2.07	0.00	1.81
S	21.74	41.52	0.90	2.20	0.00	1.78
R	0.00	0.92	0.00	0.00	74.03	0.00

Tab. 3.11 : Résultats de roche totale (CPM et %) du BRUNISOL du Vercors

Les deux horizons pédologiques possèdent un assemblage minéralogique très différent de celui de la roche, caractérisé par une forte proportion de **phyllosilicates** et de **quartz**. Trois autres minéraux participent à la composition minéralogique du sol, avec des teneurs de 1 à 2% : les **plagioclases**, les **feldspaths potassiques** et la **goethite**. Le rapport entre feldspaths potassiques et plagioclases joue en faveur de ces derniers, ce qui rapproche l'assemblage minéralogique allochtone du Vercors de celui décrit par Pochon (1978).

3.3.3.2. Fraction 2-16 μm

Phyllosilicates

Dans les échantillons de sol, la **chlorite** domine nettement avec un pourcentage relatif qui se situe autour de 60%. Le deuxième phyllosilicate dominant est la **kaolinite** (22-38%). En revanche, le **mica** est absent de l'horizon AS et peu représenté (18%) dans l'horizon inférieur S (tab. 3.12). L'assemblage minéralogique des argiles présente donc les caractéristiques suivantes : chlorite >> kaolinite > mica. La roche calcaire urgonienne qui forme le substrat rocheux sous le BRUNISOL échantillonné n'ayant pas été analysée, on peut cependant comparer la composition du sol avec celle d'une roche barrémienne oolithique minéralogiquement proche de l'Urgonien (Blanc-Aletru, 1995). Le Barrémien oolithique, analysé par Jouaffre (1989), donne une composition des phyllosilicates où le mica (45-79%) domine très largement la kaolinite (9-22%) et la chlorite (7-8%) : mica >> kaolinite > chlorite. L'inversion des proportions entre la chlorite et le mica interdit l'hypothèse d'un sol formé à partir du seul héritage du substrat calcaire, pour autant que les faciès géologiques soient identiques.

Horizon	Mica	Kaolinite	Chlorite	Mica	Kaolinite	Chlorite
	(CPM)			(%)		
AS	0	2346	3810.042	0.00	38.11	61.89
S	1917	2413	6235	18.14	22.84	59.02
R	0	0	0	-	-	-

	Qz	Goe	FK	PL	Ca	FK/Qz	PL/Qz	FK/PL
	(CPM)							
AS	27136	3769	3378	4291	0	0.12	0.16	0.79
S	31048	3228	3827	4427	0	0.12	0.14	0.86
R	0	0	0	0	0	-	-	-

Tab. 3.12 : Résultats de la fraction 2-16 μm du BRUNISOL du Vercors (minéraux argileux et minéraux en grain)

Minéraux en grain

Dans la fraction 2-16 μm , on détecte quatre minéraux (tab. 3.12). Le **quartz** est très nettement dominant, alors que la **goethite**, les **feldspaths potassiques** et les **plagioclases** sont présents en moindres proportions. On note, qu'entre les deux derniers minéraux, les plagioclases dominent les feldspaths potassiques, comme c'est le cas dans l'éolien décrit par Pochon (1978).

3.3.3.3. Fraction < 2 μm

Phyllosilicates

Dans les calcaires barrémiens, que l'on peut rapprocher du faciès urgonien (Jouaffre, 1989), on observe l'assemblage minéralogique suivant : smectite = mica > kaolinite > chlorite. Les sols (tab. 3.13) se différencient complètement de la roche par une composition dominée par la **kaolinite** (32-34%) et la **chlorite** (26-29%). Comme dans les sols du Jura et des Dolomites, le réflexe 001 de la chlorite est relativement haut, mais il possède une base élargie avec un épaulement marqué sur la droite, qui correspondrait à des **interstratifiés chlorite-vermiculite**. Dans l'horizon AS, le **mica** est détecté en proportion comparable à celles des **smectites**, des **interstratifiés chlorite-vermiculite** et des **interstratifiés bloqués**. Sur les diagrammes, le mica montre un réflexe 001 très affaibli et élargi à sa base témoignant d'une dégradation intense. Les interstratifiés mica-smectite sont absents de cet horizon, il pourrait s'agir d'un interstratifié à faible taux de gonflants, très dégradé et difficile à quantifier (Adatte, comm. pers.). La situation se présente différemment dans l'horizon inférieur S. Les interstratifiés mica-smectite ont été pris en compte et, avec le mica et la smectite, ils représentent, en proportion relative, une teneur inférieure de moitié des interstratifiés chlorite-vermiculite et des interstratifiés bloqués. D'une manière générale, on constate une analogie de la composition minéralogique des argiles du Vercors avec celle des sols du Jura.

Horizon	Qz	Goe	FK	PL	Ca	FK/Qz	PL/Qz	FK/PL
	(CPM)							
AS	5273	2379	3410	2202	0	0.65	0.42	1.55
S	5321	2122	1327	1400	0	0.25	0.26	0.95

	SM	IS cv	IS ms	ISB	Mica	Kaol.	Chlor.
	(%)						
AS	9.8	9.8	0.0	9.3	9.0	32.5	29.7
S	3.5	12.4	5.1	12.7	5.7	34.1	26.5

Tab. 3.13 : Résultats de la fraction <2 μm du BRUNISOL du Vercors (minéraux argileux et minéraux en grain)

SM : smectites et smectoïdes

IS cv : interstratifiés chlorite-vermiculite

IS ms : interstratifiés mica-smectite

ISB : interstratifiés bloqués

Minéraux en grain

Les minéraux en grain mis en évidence dans cette fraction sont similaires à ceux trouvés dans la fraction 2-16 μm (tab. 3.13). Le **quartz** prévaut toujours mais dans une moindre proportion, ceci dans les deux horizons considérés. La **goethite**, les **feldspaths potassiques** et les **plagioclases** se trouvent, comme dans la fraction limoneuse, en proportion comparable. Ici, toutefois, les feldspaths potassiques l'emportent sur les plagioclases dans l'horizon supérieur et, dans l'horizon inférieur, les deux minéraux ont des valeurs équivalentes.

3.4. Discussion générale

3.4.1. Rappel des caractéristiques du loess

Le loess est généralement défini comme une formation limoneuse d'origine éolienne (Lozet & Matthieu, 1990 ; Duchaufour 1994). Ses caractéristiques dépendent de son matériel d'origine. Il a longtemps été décrit comme un limon uniforme, de couleur jaune et carbonaté, mais des travaux plus récents montrent qu'il n'est pas toujours carbonaté, qu'il peut être argileux ou sableux et que sa couleur varie considérablement (Pye, 1987). Sa composition granulométrique dépend essentiellement de la distance de transport. Lorsque celui-ci se développe sur de longues distances, la taille des particules en suspension dans l'air n'excède pas 20 μm .

Environ 10% de la surface de la Terre est recouverte de loess (Lumpkin & Busacca, 1998), les régions le plus touchées par ce phénomène se situant sous des latitudes moyennes (Pye, 1987). De nombreux sols contiennent des quantités significatives de poussières éoliennes et certains se sont formés entièrement à partir de ce matériau (Pye, 1987).

A partir d'une étude de l'érosion et du transport par le vent actuels dans un environnement arctique, Landvik (1998) montre qu'il y a une analogie entre les conditions arctiques modernes et celles prévalant pendant les derniers âges glaciaires des moyennes latitudes. Le mécanisme d'érosion et de redéposition de limons éoliens est en relation avec un environnement sédimentaire glaciaire et une couverture végétale clairsemée. Janecek & Rea (1985, in Pye, 1987) concluent que les vents susceptibles de déplacer des particules étaient très vigoureux durant les époques glaciaires ; Petit *et al.* (1981, in Pye, 1987) ont calculé que les dépôts marins et continentaux furent respectivement cinq et vingt fois plus importants durant la dernière glaciation que durant l'Holocène.

L'épaisseur du dépôt est très variable, puisqu'en Chine plus de 300 m ont été enregistrés (Derbyshire, 1983b, in Pye, 1987), mais une épaisseur de 30 m peut être donnée comme moyenne (Pye, 1987).

L'histoire du loess est liée à celle de l'humanité et, dans le Vieux Monde, de grandes civilisations ont été fondées en relation avec l'occupation des sols issus de loess (Lumpkin & Busacca, 1998). Ces sols, qui se situent sur des pentes douces, possèdent de nombreux caractères favorables à la mise en agriculture : une texture favorable, pas d'éléments grossiers, une grande capacité de rétention hydrique et d'échange cationique.

3.4.2. Allochtonie des sols

3.4.2.1. Extension du phénomène allochtone sur le Jura

Dans la partie occidentale du Jura, les apports allochtones ont été décrits à plusieurs reprises. Ce fut essentiellement le cas de Pochon et de ses collaborateurs (Béguin & Pochon, 1971 ; Pochon, 1974 ; 1976 ; 1978 ; Bouvet *et al.*, 1978 ; Aubert *et al.*, 1979) et des pédologues de Besançon (Gaiffe & Schmitt, 1980 ; Bruckert & Gaiffe, 1980 ; 1985, 1993 ; Gaiffe & Bruckert, 1984 ; 1985 ; Michalet, 1982 ; Jomard 1989 ; Bruckert & Bekkary 1992). La discussion concernant ces références bibliographiques, ainsi que quelques autres, a déjà été développée dans Havlicek & Gobat

(1996).

Les sites étudiés ici se répartissent entre le Marchairuz et la région des Breuleux : ils incluent donc une partie du Jura oriental. Tous se trouvent sur des formations du Jurassique supérieur. Jouaffre (1989) décrit la composition minéralogique du Malm général qui ne contient pas de plagioclases et très peu de feldspaths potassiques. L'étude d'Atteia *et al.* (1998) confirme la rareté des feldspaths potassiques dans les formations du Portlandien, du Séquanien et du Kimméridgien, ainsi que l'absence des plagioclases dans ces couches (Adatte, comm. pers.).

La présence constante des plagioclases dans l'assemblage minéralogique de la roche totale des sols prospectés permet donc déjà de confirmer une composante allochtone du matériau originel du sol, ceci dans les cinq sites. L'étude de la fraction limoneuse confirme l'origine allochtone des sols par sa richesse en chlorite ferrique, qui covarie avec les teneurs élevées de quartz et la présence des feldspaths potassiques et des plagioclases. Cette discussion a déjà été développée dans Havlicek & Gobat (1996), elle est confirmée ici par les analyses des fractions limoneuse et argileuse.

L'étendue des dépôts allochtones a déjà été évoquée par Béguin & Pochon (1971) pour des sols du Jura occidental (Reculet), le Jura central (Le Soliat), ainsi que le Jura septentrional (Bellelay et Les Pontins). Elle est confirmée ici pour le Jura central.

3.4.2.2. *Présence de sols sur dépôt allochtone dans les Dolomites*

Le but de ce travail n'est pas une étude plus ou moins exhaustive des sols de la région de Cortina d'Ampezzo et, *a fortiori*, des Dolomites, mais de montrer que le phénomène d'allochtonie, suspecté lors des observations de terrain, existe également ici.

Les présomptions se fondent sur l'aspect morphologique des sols décrits et des valeurs de pH relativement basses (4,5-5,0) mesurées dans les horizons pédologiques. Les sols sur dépôts allochtones présentent en effet une rupture granulométrique brutale entre l'horizon IIC (à charge caillouteuse importante) et l'horizon supérieur (BT ou S), formé d'une couche limoneuse homogène, avec peu ou pas d'éléments grossiers.

La possibilité d'un dépôt allochtone d'origine cristalline, du type éolien, sur un substrat calcaire ou dolomitique, n'a, jusqu'à présent et à notre connaissance, pas été évoquée dans le massif des Dolomites, ni plus particulièrement dans la région de Cortina d'Ampezzo.

Cette hypothèse doit être examinée sous deux angles différents : les caractéristiques minéralogiques du sol par rapport au substrat rocheux et l'origine de ce matériel supposé allochtone ainsi que le vecteur susceptible de l'avoir véhiculé.

La discordance minéralogique entre la roche dolomitique et le sol est absolue en analyse de roche totale. La présence de feldspaths potassiques, de plagioclases et d'amphiboles dans le sol, alors que ces minéraux sont absents de la roche, est explicite. La détection de l'amphibole permet aussi d'exclure l'hypothèse d'un sol formé à partir de colluvions issues des falaises environnantes (calcaires gris du Lias), car ce minéral est totalement absent de ces roches sédimentaires. Il peut donc servir de marqueur absolu. Dans le Jura, il a été détecté par Gobat *et al.* (1989) sur le Chasseron et, dans ce cas également, il a été utilisé comme une preuve d'allochtonie du sol. Il apparaît donc clairement que le matériel originel du sol de Malga Gotres ne provient

pas de la dissolution des roches en place.

L'examen des fractions 2-16 μm et $< 2 \mu\text{m}$ confirme l'allochtonie du sol. Si l'on détecte en effet une faible proportion de quartz et de mica dans la dolomite, ce n'est pas le cas des autres minéraux abondamment représentés dans le sol : chlorite, kaolinite, feldspaths potassiques, plagioclases.

La composition minéralogique du sol indique nettement une origine cristalline, sa provenance géographique est en revanche incertaine, fortement liée au mode de transport. Comme la majorité des massifs européens, les Dolomites ont subi la dernière glaciation qui a déposé les moraines qui y sont associées. L'altitude maximale des moraines cristallines a été discutée, entre autres par Marchesoni (1962, in Canullo, 1987) qui, en se basant sur la présence de blocs erratiques, estime que l'effet des glaciers s'est arrêté vers 1'700 m d'altitude. Sur le Monte Baldo, à environ 1'800 m au-dessus du lac de Garde, Reisigl & Keller (1990) signalent la présence d'une plante relique antéglaciaire (*Saxifraga tombeanensis*), qui indique que le sommet est resté vierge de glace. Dans le Val di Fiemme, à 60 km au SW de Cortina d'Ampezzo, le niveau général des glaciers semble avoir rejoint l'altitude de 2'000 m (Boiti & Boiti Saffaro, 1987). Cependant, de nombreuses moraines, du moins cartographiées comme telles, ne sont en réalité que des dépôts quaternaires alluvionaux (Oppizzi, 1997).

Quoiqu'il en soit, la carte géologique d'Italie indique que le lieu de prélèvement de Malga Gotres est exempt de moraines, ce qui a été entériné par les prospections pédologiques.

La morphologie du NÉOLUVISOL de Malga Gotres (fig. 3.2), ainsi que celle des solums qui ne figurent pas dans le présent travail (Gillet *et al.*, 1996), corroborent l'absence de matériel morainique. Lorsqu'ils sont présents, les éléments grossiers sont d'origine calcaire ou dolomitique, mais un aspect limoneux homogène de la majeure part du profil fait pencher la balance vers un vecteur du type éolien.

La durée et l'origine du mode de transport n'ont pas été étudiées. On peut se borner à constater qu'une étude granulométrique permettrait de définir partiellement la durée du transport (courte éolisation avec transport de particules $\approx 200 \mu\text{m}$; éolien lointain, de 100 km et plus, avec une taille maximale de particules $\approx 60 \mu\text{m}$). La source la plus proche de matériel cristallin, hormis les moraines, se trouve à environ 80 km au nord de Cortina d'Ampezzo.

3.4.2.3. Présence de sols sur dépôt allochtone dans le Vercors

Les sols du Plateau de Veymont dans la Réserve naturelle du Vercors présentent des analogies avec les sols allochtones du Jura : une rupture morpho-chimique nette entre les horizons supérieurs et l'horizon IIC ou le substrat calcaire. Bottner & Paquet (1972), qui ont décrit les sols d'une séquence bioclimatique sur roche-mère calcaire tendre dans le massif du Vercors, mettent déjà l'accent sur cette particularité ("*Sur le plan morphologique, c'est une ligne souvent nette qui sépare deux types d'horizons du profil calcaire : ...*"). Ils expliquent ce phénomène par ce qu'ils nomment "un front de décarbonatation" dû à une dissolution active des calcaires sous climat montagnard. Une telle rupture granulométrique et chimique dans les solums paraît toutefois difficilement imputable à la seule action de dissolution, même si des phénomènes d'érosion superficielle pourraient accentuer l'épaisseur des horizons acides supérieurs. Connaissant actuellement la présence des sols sur matériel allochtone dans le Jura, il devient aisé de postuler l'existence d'apports allochtones

sur les Hauts-Plateaux du Vercors. A l'instar des Dolomites, il ne s'agit pas d'une étude exhaustive des types de sol, mais simplement de démontrer l'existence possible de dépôts allochtones dans cette région.

Une analyse de roche totale du sol et du soubassement calcaire met déjà en évidence des assemblages minéralogiques présentant des différences notables. L'enrichissement en quartz du sol est particulièrement important : la roche en contient moins de 1% alors qu'il forme environ le 40% des sols. La présence de feldspaths potassiques, de plagioclases, de goethite et de phyllosilicates dans les sols uniquement confirme l'idée d'une divergence. Les données minéralogiques obtenues par Jouaffre (1989) pour le Barrémien, dont l'Urgonien est un faciès, concordent avec nos données : 99,5% de calcite, 0,5% de quartz et absence totale de phyllosilicates, feldspaths potassiques, plagioclases et goethite.

Dans les fractions limoneuse et argileuse, la différence de composition minéralogique entre sol et roche ne se distingue pas par la présence ou l'absence de minéraux marqueurs, mais par des proportions relatives très divergentes, particulièrement celles des phyllosilicates. La dominance de la chlorite dans la fraction 2-16 μm et de la chlorite et la kaolinite dans la fraction $< 2\mu\text{m}$ des sols ne concordent pas avec les proportions des minéraux phylliteux dosés par Blanc-Aletru (1995) dans l'Urgonien blanc. On observe une dominance absolue de micas dans la fraction 2-16 μm : mica $\gg$ kaolinite $>$ chlorite, alors que, dans la fraction $< 2\mu\text{m}$, l'assemblage minéralogique se répartit de la manière suivante : mica $\approx$ kaolinite $\gg$ chlorite.

Globalement, on constate que l'assemblage minéralogique du sol est plus représentatif du résidu insoluble de roches cristallines que de roches calcaires. Le matériau originel des sols contient donc une composante allochtone importante.

Il se pose ici, de même que pour les Dolomites, la question de la provenance géographique et du mode de transport de ce matériel. D'après la carte de l'extension des glaciers alpins (Schaer *et al.*, 1989, d'après Anteus, 1929), les appareils glaciaires du Riss et du Würm n'ont pas franchi la limite SW de Grenoble et n'ont donc pas touché le massif du Vercors. La position surélevée de ce dernier suggère par conséquent un mode de transport éolien du matériau allochtone. Celui-ci pourrait avoir une provenance alpine (via le glacier de l'Isère) étant donné la similitude minéralogique des fractions limoneuses des sols du Vercors et du Jura.

3.4.3. Comparaisons entre les trois massifs

3.4.3.1. Rapport feldspaths potassiques / plagioclases

Une des caractéristiques donnée comme constante pour les apports allochtones par Pochon (1978) est le rapport feldspaths potassiques / plagioclases dans les fractions argileuse et limoneuse où les plagioclases dominent les feldspaths potassiques. Cet auteur se fonde sur les recherches de Vernet (1957) pour les moraines würmiennes du glacier du Rhône, de Peters (1969) pour le glacier de la Sarine et sur l'analyse de la moraine de fond würmienne à Valangin (Jura neuchâtelois) par Monbaron (1973). Les trois travaux observent ce rapport constant. Dans nos échantillons de la fraction 2-16 μm , qui représente la granulométrie typique des apports éoliens, les plagioclases ne dominent les feldspaths que dans les sols du Vercors et des Dolomites, ainsi que dans les NÉOLUVISOLS du Jura. Les BRUNISOLS et les BRUNISOLS SUR CALCOSOL voient ce rapport inversé. Une contribution autochtone plus importante au matériau constitutif du sol explique cette différence.

3.4.3.2. Composition de la fraction 2-16 μm

La fraction 2-16 μm constitue un matériau particulièrement adapté à l'étude des apports allochtones ; le vent, vecteur du matériel allochtone, charrie préférentiellement les particules de la taille des limons. L'examen comparé de la fraction limoneuse des trois sites d'étude s'avère riche en enseignements. Pochon (1978) décrit l'assemblage minéralogique des limons :

- chlorite ferrifère >30%, mica 30%, kaolinite <15%, smectite de 25%.

Abstraction faite des smectites qui n'ont pas été déterminés dans cette fraction, les résultats obtenus pour le sol des Dolomites concordent avec ceux de Pochon :

- chlorite ($\approx 43\%$) > mica ($\approx 38\%$) > kaolinite ($\approx 20\%$).

Toutefois, dans les échantillons du Jura et ceux du Vercors, la relation entre le mica et la kaolinite est généralement inversée. La chlorite domine toujours, mais la kaolinite est présente à plus de 30% alors que le pourcentage relatif du mica se situe autour de 20% :

- chlorite >> kaolinite > mica.

Parmi les sols jurassiens, les BRUNISOLS sur CALCOSOL situés sur un substrat portlandien (station des Savagnières et des Meylandes), ainsi que l'horizon inférieur du BRUNISOL des Savagnières, présentent un assemblage minéralogique original :

- kaolinite >> mica > chlorite.

Il est aisé de comprendre que cette dernière composition minéralogique reflète une part de matériel autochtone plus importante dans le sol, fait corroboré par la présence de calcite dans les sols des Savagnières et une proportion de quartz dans ces échantillons inférieure à tous les autres.

Il est par contre difficile de trouver une explication autre que méthodologique à la prépondérance de la kaolinite sur le mica dans les sols du Jura et du Vercors par rapport aux sols du Mont-Tendre étudiés par Pochon. La variabilité des substrats géologiques est identique dans les deux cas jurassiens : les sols reposent sur des formations du Kimméridgien, du Séquanien et du Portlandien et sont essentiellement issus d'un apport allochtone. On peut donc raisonnablement supposer que cette différence est due aux techniques actuelles de diffraction RX qui permettent une meilleure reconnaissance des minéraux argileux, plus particulièrement la kaolinite et la chlorite.

3.4.3.3. Evolution des phyllosilicates

Altération des chlorites

La chlorite est un phyllosilicate d'une grande importance dans la caractérisation du matériel allochtone d'origine cristalline sur les roches sédimentaires. Dans les sols, elle est présente en concentrations considérables, sans commune mesure avec celles du substratum, et sa richesse ne peut être expliquée ni par un phénomène d'enrichissement relatif par exportation de particules plus fines, ni par un phénomène de néoformation, puisqu'elle est plus abondante en fraction limoneuse qu'en fraction argileuse (Pochon, 1978). De plus, elle est du type ferrifère, comme la chlorite des moraines würmiennes.

La représentation d'Oinuma *et al.* (1972) des chlorites de la fraction 2-16 μm de tous les échantillons confirme leur appartenance au type ferrifère avec toutefois un léger déplacement vers le pôle magnésien. A l'inverse, les chlorites de la fraction

< 2 µm se situent nettement dans le pôle magnésien, ce qui pourrait être lié à la présence de vermiculites.

Le pourcentage relatif des chlorites diminue entre la fraction limoneuse et argileuse, évolution logique pour un minéral issu d'un héritage allochtone de granulométrie essentiellement limoneuse. Righi & Meunier (1995) donnent la chlorite comme le minéral phylliteux le plus facilement détruit ou transformé dans les sols. Pourtant, dans les échantillons des sols jurassiens, la chlorite semble mieux conservée que le mica ; son pic 001 indique encore une bonne cristallinité. On peut donc admettre, comme Pochon (1978), que, contrairement à ce qu'ont observé d'autres auteurs (Millot, 1964 ; Righi & Meunier 1995), la chlorite ferrière résiste mieux à l'altération que les micas.

Altération des micas

Comme dans le cas de la chlorite, le pourcentage relatif des micas diminue de la fraction 2-16 µm à la fraction < 2 µm, même en éliminant l'effet des interstratifiés uniquement détectés dans la fraction argileuse. En revanche, il n'est pas possible de définir la part provenant du substratum par rapport à celle issue de l'apport allochtone.

Quelle que soit leur provenance, les micas présentent un faciès extrêmement dégradé sur les diagrammes 2N. Un pic affaibli avec une base très élargie témoigne de leur état de dégradation. Ceci est particulièrement patent pour le sol du Vercors, où le pic 001 du mica apparaît à peine au-dessus du bruit de fond.

Une exception est constatée pour l'horizon IIBT des Breuleux. Le pourcentage relatif du mica est manifestement plus élevé que celui des autres sols ou autres horizons du même sol. De plus, la cristallinité du pic 001 est mieux marquée. Comme il a déjà été précisé, la carte géologique indique comme substrat le lehm d'altération. Malgré sa définition un peu ambiguë, l'assemblage minéralogique de cette formation correspond à celle qu'en donne Millot (1964). Elle se distingue des apports allochtones par cette dominance du mica, même si dans ce cas elle intègre vraisemblablement dans sa composition une part d'allochtonie.

Kaolinite

La kaolinite est le phyllosilicate le plus stable (Righi & Meunier, 1995 ; Pochon, 1978). Elle est le meilleur indice d'héritage ou de détritisme. Déjà très abondante dans la fraction limoneuse, elle domine très clairement la fraction < 2 µm. Son pourcentage relatif élevé dans cette fraction s'explique d'une part par sa petite taille et d'autre part par une excellente conservation.

Dans les sols du Jura et ceux du Vercors, la présence de la kaolinite peut être expliquée par l'héritage de la roche calcaire. Pour la moraine de fond du glacier du Rhône, Vernet (1957) doute de la présence de la kaolinite. Monbaron (1973) la détecte en petite quantité dans la moraine de fond würmienne à Valangin, alors que Peters (1969) n'en trouve aucune trace dans la moraine sarinienne. Pochon (1978) considère donc la kaolinite comme une contribution autochtone à l'assemblage minéralogique des sols.

Néanmoins, si les sols des Dolomites contiennent de la kaolinite, on n'en détecte aucune trace dans le résidu insoluble de la roche dolomitique. La provenance du matériel allochtone des Dolomites n'est ainsi pas vraiment élucidée et son origine minéralogique peut différer de celle du Jura et du Vercors. Malgré ces constations, on pourrait envisager la présence de kaolinite dans les moraines, d'autant plus que

Millot (1964) la cite dans les loess européens, même si elle est moins abondante que l'illite et la chlorite. Une difficulté méthodologique aurait pu en empêcher la détection. La prépondérance de la kaolinite dans les analyses actuelles des sols du Jura par rapport à celles de Pochon (1978) favorise cette suggestion.

Minéraux argileux interstratifiés

Les trois types d'interstratifiés et les smectites présentent une répartition relativement similaire dans tous les sols échantillonnés. Comme le constatent Jamagne *et al.* (1984), malgré une évolution morphologique considérable des sols, les modifications minéralogiques sont peu importantes. La fraction argileuse des loess est essentiellement constituée de micas, chlorite, kaolinite et smectite (Righi & Meunier, 1995). Durant la pédogenèse, le mica se transforme en interstratifié mica-vermiculite alors que la chlorite est rapidement altérée en smectites (ou smectoïdes). Pochon (1978) propose comme voie évolutive :

- micas Æ interstratifiés gonflants Æ smectites Æ smectites interfoliées Al-Fe.

Pour la chlorite, l'évolution peut se résumer :

- chlorite Æ interstratifiés gonflants Æ ?smectites Æ ?interfoliation Al-Fe.

Tous ces phyllosilicates se trouvent dans les sols en proportions variables. Les interstratifiés chlorite-vermiculite et les interfoliés Al-Fe sont les mieux représentés, puis on trouve en relative abondance les smectites. Il est toutefois impossible de déterminer s'il s'agit de smectites héritées ou de smectites de transformation. Les interstratifiés mica-smectite sont généralement peu représentés, voire absents (à l'exception de l'horizon de surface du NÉOLUVISOL des Cluds où ils forment le 10% des phyllosilicates).

La présence constante des interstratifiés bloqués Al-Fe est significative, car l'interfoliation se développe particulièrement dans les sols bruns, où, contrairement aux sols podzolisés, les ions Al et Fe ne sont pas exportés avec les acides organiques complexants (Righi & Meunier, 1995).

3.5. Conclusion

Les résultats obtenus par une analyse minéralogique du matériau des sols confirment l'extension des dépôts allochtones sur la majeure partie du Jura plissé. La connaissance de cet apport modifie fondamentalement la perception que l'on a de l'évolution des sols du Jura. Contrairement à une opinion largement répandue, la pédogenèse de ces sols ne se déroule pas originellement en milieu calcaire ou calcaïque et de nombreux CALCISOLS correspondent en réalité à des BRUNISOLS plus ou moins resaturés (voir chapitre 5). L'importance de ce constat n'est pas seulement heuristique, elle concerne également le domaine de la pédologie appliquée. Dans le contexte des milieux calcaires filtrants, les sols issus de dépôts limoneux éoliens possèdent des caractéristiques agronomiques intéressantes (Bono, 1985), particulièrement leur capacité de rétention d'eau. A ce titre, ils doivent être identifiés et leur utilisation doit être adaptée à la connaissance que l'on a de leurs propriétés.

L'étude des loess sur le Jura n'est cependant pas terminée. Une large part du Jura tabulaire n'a pas été prospectée dans le cadre de cette recherche. D'importants dépôts de loess ont été détectés sur le plateau d'Ajoie, de Bure et d'Alle (canton du Jura) lors de fouilles archéologiques. Leur assemblage minéralogique ne concorde pas avec celui des dépôts du Jura plissé et leur origine serait donc différente (Adatte,

2000). Ils pourraient provenir des Vosges.

Spaltenstein (1984), qui a étudié les limons éoliens dans les sols sur calcaires durs des Alpes suisses occidentales, s'étonne que les loess aient été généralement négligés lors d'études des sols de montagnes. La mise en évidence de matériel allochtone dans les massifs du Vercors et des Dolomites corrobore l'opinion de ce chercheur. Après le premier pas dans l'identification de dépôts allochtones sur ces massifs, il reste à accomplir un travail important afin de décrire l'étendue de ce phénomène et ses conséquences sur la pédogenèse.

De nombreux points restent à préciser. Une étude granulométrique et micromorphologique des limons permettrait d'établir le mode de transport de ce matériel. Sa provenance géographique pourrait être spécifiée par une étude géomorphologique, en particulier par une investigation sur les moraines susceptibles de fournir du matériau de même composition minéralogique, et par une recherche sur le paléoclimat avec les directions dominantes des vents.

Chapitre 4 Typologie des sols et relations sol-végétation

Résumé

Quatorze types de sols (Références, au sens du Référentiel pédologique, AFES, 1995) sont décrits dans le domaine des pâturages boisés. Une nouvelle référence, BRUNISOL sur CALCOSOL, a été définie pour répondre à une formation pédologique originale, issue à la fois des calcaires et du loess. Des analyses statistiques multivariées (ACP et ACC) permettent de préciser les facteurs environnementaux pertinents et révèlent qu'en conditions climatiques semblables, l'épaisseur du loess devient le facteur déterminant l'évolution des sols. La géomorphologie, qui conditionne les zones d'érosion et d'accumulation des dépôts éoliens, délimite alors la couverture pédologique.

Une statistique de Mantel entre les syntaxons herbacés et les variables édaphiques (sols et formes d'humus) montre une corrélation forte entre les sols et la végétation. Celle-ci peut être directe mais, souvent, les facteurs anthropiques (fumure, pacage, etc.) interviennent de manière indirecte et conditionnent à la fois les sols et la végétation. Les relations linéaires entre matrices ne peuvent être acceptées directement, elles doivent être considérées dans un contexte multivarié.



4.1. Objectifs de la recherche

4.1.1. Introduction

Depuis que l'*homo sapiens* est *sapiens*, il a cherché à comprendre son environnement. Dans ce but, l'être humain décrit les éléments du monde qui l'entoure, les nomme et, dans un souci de simplification, en abstrait des catégories. Comme dans les autres domaines, cette démarche est naturellement appliquée en pédologie.

Les travaux dressant l'inventaire des types de sol sont très nombreux. On peut citer pour exemple quelques travaux en relation avec des formations végétales spécifiques (Esteoule *et al.*, 1971 ; Lossaint, 1973 ; Gensac, 1977 ; Suissal., 1991), mais aussi par région (Bottner & Paquet, 1972 ; Avery, 1973 ; Legros & Cabidoche, 1977 ; McBratney & Webster, 1981 ; Grzebyk & Dubrucq, 1994) ou encore en fonction de l'utilisation des sols par l'homme (Bruckert, 1989b ; Boissier *et al.*, 1989 ; Hetsche *et al.*, 1990).

Les pâturages boisés sont une formation caractéristique du paysage jurassien. Ils s'observent à toutes les altitudes dans la chaîne jurassienne. Leur surface relative, par rapport aux autres formations végétales, est de 15% mais elle augmente avec l'altitude ; au-dessus de 1'200 m, ils occupent plus de 30% du territoire (Gallandat *et al.*, 1995). Dès lors, il devient intéressant d'établir une typologie des sols et de comprendre les relations que ces derniers entretiennent avec la végétation.

4.1.2. Sols des pâturages boisés

Les études sur les sols dans le domaine sylvo-pastoral sont peu nombreuses. La plupart se situent sous climat aride ou semi-aride, où les problèmes de fertilité et d'érosion se posent avec acuité. Ainsi, Suissi *et al.* (1991) ont évalué en Tunisie la sensibilité des stations à la désertification en fonction de la végétation et des sols. Au Nigéria, Fuwape (1991) a étudié l'effet du feu sur les sols et, au Maroc, Qarro (1991) a défini les facteurs de variation des teneurs en azote dans les terres de parcours. Il estime que l'arbre améliore la structure du sol par une meilleure complexation de la matière organique alors que Vacher (1984) admet, dans les " dehesas " espagnoles, que les racines de l'arbre améliorent la perméabilité du sol en faveur des Graminées. Le rôle de l'arbre dans la remise en circulation d'éléments puisés en profondeur est signalé par quelques auteurs (Montoya, 1980 ; Cornejo & Gandara, 1980 ; Parker & Muller 1982 ; Hubert *et al.* 1982 ; Arnaud & Thavaud, 1991 ; Grouzis, 1991). Ils formulent l'hypothèse que des éléments majeurs (N, P, K, Ca, Mg) sont puisés en profondeur par le système racinaire de l'arbre et restitués dans les horizons supérieurs du sol par la minéralisation de la litière arborescente. Le gain trophique concernerait surtout les herbacées. L'effet du sol sur la production d'un arbuste fourrager a été étudié par Lailhacar *et al.* (1991) au Chili dans le but d'une meilleure gestion des ressources fourragères en terre de parcours.

Sur le massif jurassien, plusieurs études typologiques ont été menées : Boulaine (1972) s'est intéressé aux sols formés sur roches calcaires en climat perhumide frais ; les sols forestiers ont été étudiés, entre autres, par Richard (1961), Gaiffe & Schmitt (1980), Guenat (1987). Les milieux ouverts ont été abordés plus rarement. Seul Bruckert consacre une large étude aux sols agricoles en proposant une clé de détermination (1987).

Parmi les travaux de diplôme récents du Laboratoire d'Ecologie Végétale de l'Université de Neuchâtel, une partie concerne l'étude des sols en milieu ouvert : Duckert (1987), Girard (1987) et Haller-Rohner (1990) ont décrit des sols de pâturages du Haut-Jura, Paratte-Mathez (1990) a travaillé dans une exploitation agricole et Bilat (1992) a cartographié les sols d'un pâturage boisé. Avec une étude de la régénération d'un pâturage boisé de Chasseral (Bueche *et al.*, 1990) lors de laquelle des sols ont été décrits, le travail de Bilat est le seul consacré à une formation sylvo-pastorale du Jura.

4.1.3. Objectifs et hypothèses

Une typologie des sols permettra de combler partiellement le vide qui existe dans l'aspect pédologique des pâturages boisés. Cette typologie n'est évidemment pas représentative des sols jurassiens dans son ensemble. Elle aura tendance à surévaluer les sols fertiles, dans la tranche altitudinale considérée, qui ont été prioritairement défrichés pour les besoins agricoles.

Il est nécessaire de comprendre quelles variables environnementales naturelles ou anthropiques sont à l'origine de la répartition des différents types de sol et quelles sont les relations qui les unissent aux groupements végétaux (définis dans l'étude PATUBOIS). On pose également l'hypothèse que les sols issus des (ou influencés par les) apports allochtones sont particulièrement représentés dans ces formations végétales dominées par l'influence anthropique.

4.2. Matériel et méthodes

4.2.1. Echantillonnage et description des sols

4.2.1.1. Stratification de l'échantillonnage

L'étude des sols et leur échantillonnage ont été entrepris dans le cadre de l'étude PATUBOIS. Cette étude avait pour objectif la compréhension de la répartition des groupements végétaux et celle des relations qui les unissent ; l'échantillonnage des sols a donc été stratifié en fonction des synusies végétales, plus particulièrement des synusies herbacées. Lors de la définition floristique des syntaxons élémentaires (Gallandat *et al.*, 1995), 54 groupements végétaux ont été pris en considération. Parmi ceux-ci, 20 peuvent être considérés comme rares ou jouant un rôle marginal dans les pâturages boisés. Il faut également noter que 16 syntaxons définis doivent être considérés comme taxonomiquement provisoires.

Les 91 solums décrits (annexe 1) correspondent à 33 syntaxons herbacés (tab. 4.1), dont 25 sont communément représentés dans les pâturages boisés. On peut admettre que cet échantillonnage est représentatif des sols et de la végétation les plus fréquents du milieu sylvo-pastoral du Jura.

4.2.1.2. Description des sols sur le terrain et prélèvement des échantillons

Une centaine de fosses ont été ouvertes sur l'ensemble du territoire prospecté. Sur le terrain, on note la profondeur du sol, la couleur, la texture et la structure des horizons. On détermine l'importance du squelette calcaire, des racines et de l'activité biologique. Le pH de chaque horizon est mesuré à l'aide du pH-mètre Hellige et

Code	Nomenclature	Description
h 201	<i>Alchemillo monticolae</i> - <i>Poetum supinae trifolietosum repentis</i>	Pré piétiné eutrophe de l'étage montagnard et subalpin, héliophile, répandu sur les chemins herbeux.
h 203	<i>Carici piluliferae</i> - <i>Nardetum strictae vaccinetosum myrtili</i>	Pelouse acidophile de l'étage montagnard supérieur, sciacline, sur sol profond, modérément piétiné et non engraisé.
H 205	<i>Stellario gramineae</i> - <i>Poetum pratensis</i>	Refus temporaires eutrophes, en couronne autour des épicéas isolés ou à l'emplacement des déjections du bétail.
h 206	<i>Alchemillo monticolae</i> - <i>Cynosuretum cristati ranunculetosum repentis</i>	Pré pâturé eutrophe de l'étage montagnard moyen, hygrocline, sciacline et acidocline, sur sol hydromorphe.
h 207	<i>Alchemillo monticolae</i> - <i>Cynosuretum cristati festucetosum rubrae</i>	Pré pâturé eutrophe de l'étage montagnard supérieur, pauvre en espèces, héliophile, mésophile, sur des replats.
h 209	<i>Galio rotundifolii</i> - <i>Oxalidetum acetosellae</i>	Sous-bois hémicryptophytique-géophytique de l'étage montagnard moyen, sciaphile, acidocline, sous les épicéas isolés ou en bosquets, sur sol mésotrophe modérément piétiné.
H 210	<i>Agrostio capillaris</i> - <i>Hypericetum maculati gentianetosum luteae</i>	Refus temporaires ou semi-permanents de l'étage subalpin, mésotrophes, sur buttes calcaires.
h 211	<i>Gentiano verna</i> - <i>Brometum erecti</i>	Pelouse maigre calcicole de l'étage montagnard moyen et supérieur, héliophile, neutrophile, sur sol calcaire superficiel.
H 212	<i>Sileno dioicae</i> - <i>Urticetum dioicae</i>	Friche nitrophile et sciacline, autour des arbres et des souches, sur des replats à sol frais et profond.
h 213	<i>Helleborus foetidus</i> - <i>Fragaria vesca</i> Grpt	Ourllet bas calcicole, sciacline et thermoxérocline, des fourrés et manteaux des pâturages extensifs de l'étage montagnard.
h 214	<i>Alchemillo monticolae</i> - <i>Cynosuretum cristati poetosum alpinae</i>	Pré pâturé eutrophe de l'étage subalpin, héliophile, sur replats à sol profond.
h 215	<i>Juncus articulatus</i> - <i>Glyceria plicata</i> Grpt	Pré piétiné hygrophile des dépressions argileuses détrempées, héliophile.
h 216	<i>Homogyno alpinae</i> - <i>Vaccinietum vitis-idaeae typicum</i>	Sous-bois chamaephytique de l'étage subalpin, sciaphile, acidophile, sur d'anciennes souches ou des lapiaz recouverts d'humus brut.
h 219	<i>Luzulo luzuloidis</i> - <i>Poetum chaixii</i>	Ourllet hémicryptophytique bas de l'étage montagnard supérieur, sciacline, acidocline, autour des bosquets de hêtres.
h 220	<i>Carici sylvaticae</i> - <i>Agrostietum capillaris typicum</i>	Pré pâturé mésotrophe, sciacline et acidocline de l'étage montagnard moyen.
h 221	<i>Plantagini atratae</i> - <i>Poetum alpinae</i>	Pré pâturé mésotrophe de l'étage subalpin, souvent en bas de pente, sur sols limoneux peu profonds.
h 222	<i>Moehringio trinerviae</i> - <i>Stellarietum mediae</i>	Ourllet thérophytique de l'étage montagnard, sciaphile, nitrophile, des reposoirs très piétinés sous les épicéas.
h 223	<i>Hieracio pilosellae</i> - <i>Thymetum pulegioidis</i>	Pelouse maigre ouverte de l'étage montagnard, héliophile, xérocline, acidocline, en bordure des dalles rocheuses et sur les teumons.
h 224	<i>Ranunculo montani</i> - <i>Agrostietum capillaris cynosuretosum cristati</i>	Pelouse maigre calcicole de l'étage montagnard inférieur, thermophile, héliophile.
H 228	<i>Rubio idaei</i> - <i>Atropetum bellae-donnae</i>	Friche de coupe de l'étage montagnard, nitrophile et neutrophile, autour des souches.
h 230	<i>Gentiano luteae</i> - <i>Cynosuretum cristati</i>	Pré pâturé mésotrophe calcicole, héliophile, de l'étage montagnard.
h 231	<i>Saniculo europaei</i> - <i>Mercurialietum perennis caricetosum albae</i>	Sous-bois géophytique-hémicryptophytique de l'étage montagnard inférieur, sciaphile, calcicole et thermoxéroophile, dans des bosquets de feuillus et de pins.
h 232	<i>Saniculo europaei</i> - <i>Mercurialietum perennis geranietosum robertiani</i>	Sous-bois géophytique-hémicryptophytique de l'étage montagnard, sciaphile, neutrophile et nitrocline, sous les bosquets de feuillus et de résineux.
h 233	<i>Sedo acris</i> - <i>Poetum alpinae</i>	Pelouse maigre calcicole ouverte de l'étage montagnard inférieur à moyen, héliophile, neutrophile, sur dalles calcaires.
h 235	<i>Alchemillo conjunctae</i> - <i>Seslerietum albicantis typicum</i>	Pelouse maigre calcicole de l'étage subalpin, héliophile, sur sols caillouteux superficiels.
h 236	<i>Alchemillo monticolae</i> - <i>Cynosuretum cristati lolietosum perennis</i>	Pré pâturé eutrophe et piétiné de l'étage montagnard.
h 237	<i>Stellario nemori</i> - <i>Chrysosplenietum alternifolii</i>	Microphorbiaie hygrophile, sciacline, des bois pâturés et pâturages très boisés de l'étage montagnard moyen.
H 238	<i>Trifolium medium</i> - <i>Brachypodium pinnatum</i> Grpt	Ourllet externe neutrophile, xérocline et héliocline de l'étage montagnard inférieur.
h 240	<i>Valeriano montanae</i> - <i>Polygonatetum verticillati typicum</i>	Sous-bois géophytique-hémicryptophytique de l'étage subalpin, sciaphile, acidocline, sur sol caillouteux et humifère.
h 241	<i>Carici piluliferae</i> - <i>Nardetum strictae trifolietosum pratensis</i>	Pré pâturé mésotrophe acidophile de l'étage montagnard supérieur, héliophile, sur sol profond, légèrement engraisé.
H 243	<i>Rubus bifrons</i> - <i>Rubus discolor</i> Grpt	Ronceraie de l'étage montagnard inférieur, acidocline et sciacline.
H 244	<i>Aegopodium podagraria</i> - <i>Rubus caesius</i> Grpt	Ourllet interne de l'étage montagnard inférieur, nitrophile et sciacline.
h 250	<i>Saniculo europaei</i> - <i>Mercurialietum perennis oxalidetosum acetosellae</i>	Sous-bois géophytique-hémicryptophytique de l'étage montagnard supérieur, sciaphile et acidocline.

Tab. 4.1 : Codes, nomenclature et description des syntaxons herbacés

la présence des carbonates est testée avec l'acide chlorhydrique 6N.

Pour la représentation graphique, le symbolisme recommandé par Jabiol & Gégout (1992) a été utilisé, puis adapté au logiciel graphique disponible (Canvas).

Des échantillons de terre fine ont été prélevés pour les analyses de laboratoire dans les quatre types de sols les plus fréquemment rencontrés sur l'ensemble des pâturages boisés jurassiens (fig. 4.1).

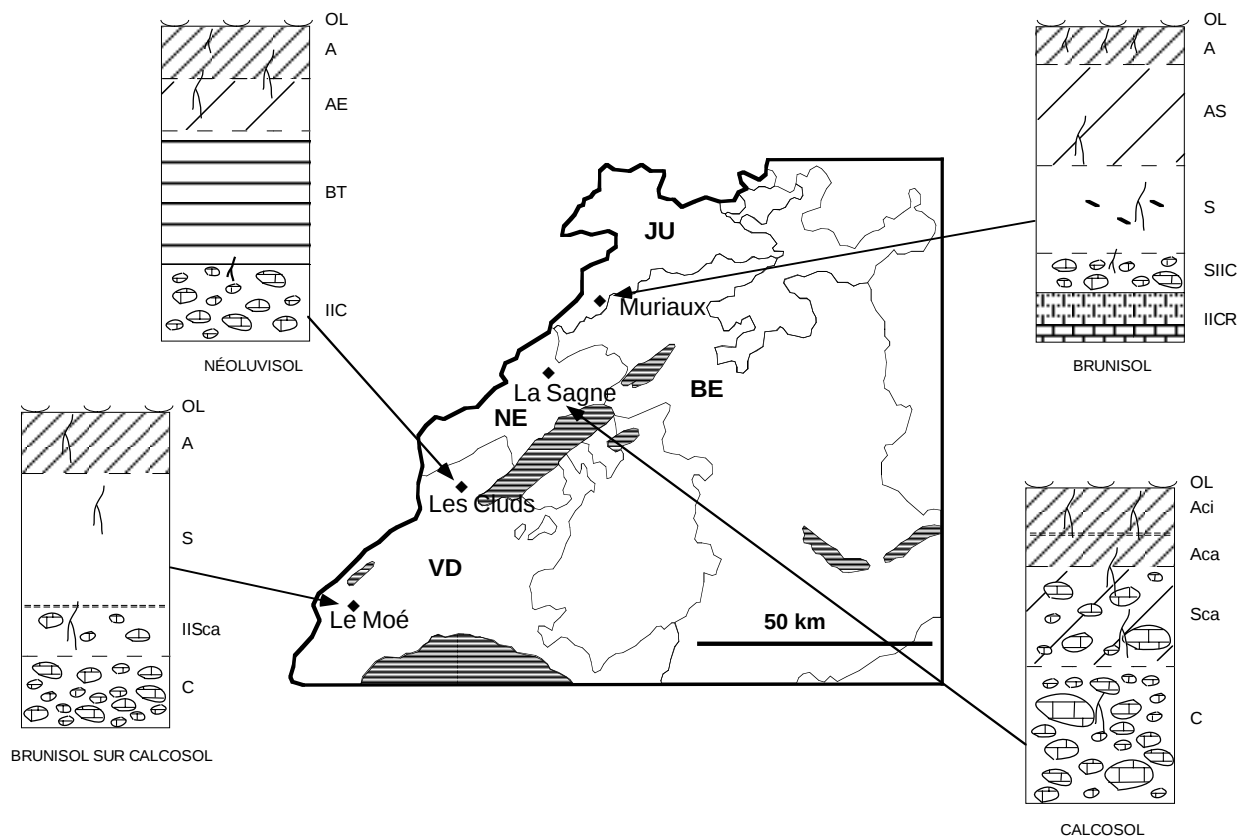


Fig. 4.1 : Localisation des quatre solums analysés en détail

4.2.2. Choix d'une nomenclature

Pour la nomenclature des sols décrits, ainsi que pour la nomenclature des formes d'humus décrites sur le terrain, nous avons adopté la classification du Référentiel Pédologique (Baize & Girard, 1995). De ce fait, la classification des formes d'humus ne correspond pas à celle utilisée dans le chapitre 6 (Green *et al.* 1993). Cependant, lorsqu'un type de sol est cité à partir de la littérature, sa dénomination a été gardée.

4.2.3. Analyses physico-chimiques

Les analyses ont été effectuées sur la terre fine séchée à l'air, tamisée à 2 mm et éventuellement broyée.

Couleur

La couleur est un des premiers caractères physiques que l'on utilise pour déterminer l'homogénéité d'un horizon. Elle est souvent caractéristique des conditions de pédogenèse (Baize & Jabiol, 1995).

La couleur du sol varie notablement selon la teneur en eau et selon l'éclairage. Par conséquent, il est extrêmement important de traiter tous les échantillons selon un mode identique. La couleur a été observée sur la terre séchée, avec le Code de couleurs international Munsell. Les couleurs du Code Munsell sont définies par la combinaison de trois variables *hue*, *value* et *chroma*.

La *hue* correspond à la couleur spectrale dominante et son intensité est exprimée par un nombre compris entre 0 et 10 (exemple : 7.5YR Y =yellow, R=red, 7.5=intensité, couleur obtenue=brun)

La *value*, notée en ordonnée, indique le passage de la couleur spectrale dominante depuis sa teinte la plus sombre (noir absolu=0) à la plus claire (blanc absolu=10).

L'abscisse représente le *chroma*, exprimé entre 0 et 20 (même si cette dernière valeur n'est jamais réellement atteinte dans les sols), qui traduit l'effacement de la composante grise au profit de la couleur spectrale.

La couleur brun clair, par exemple, peut être exprimée par le code 7.5 YR 6/4.

Mesure du pH

La mesure du pH s'effectue sur une suspension de terre fine avec un pH-mètre à électrode du type Metrohm. Le mélange terre-solution est dans un rapport volumique 1:2,5. La première mesure s'effectue dans une solution d'eau bidistillée, la deuxième dans une solution normale de KCl. Le pH_{eau} représente l'acidité active ou réelle du sol. Le pH_{KCl} indique l'acidité d'échange car les ions K^+ prennent la place d'ions H^+ sur le complexe argilo-humique. Ils abaissent le pH et déterminent l'acidité d'échange. L'écart entre ces deux valeurs reflète l'acidité potentielle du sol (Aubert, 1978).

Calcaire actif

Le calcium joue un rôle majeur dans les sols. Il est l'aliment des micro-organismes, des plantes et de la pédofaune, il intervient dans la formation de l'humus et du complexe argilo-humique, ainsi que dans la régulation des phénomènes d'échange. Les carbonates de calcium à l'état grossier (blocs, graviers ou sables calcaires) sont considérés comme inactifs car l'action dissolvante de l'eau s'exerce sur une surface restreinte et ne libère que peu de calcium. Le carbonate de calcium à l'état pulvérisé est dit "actif". Ses particules, de la taille des limons ou de l'argile, sont facilement dégradées par l'acide carbonique ou les acides organiques. Elles libèrent l'ion Ca^{2+} qui sature progressivement le complexe argilo-humique.

Pour la végétation, c'est la réactivité du calcaire qui est importante. C'est à cette évaluation que tend la méthode de Drouineau-Galet. On utilise la propriété que possède l'oxalate d'ammonium de se combiner au calcium du calcaire actif pour former l'oxalate de calcium insoluble. L'excès d'oxalate d'ammonium est ensuite dosé par une solution de permanganate de potassium en milieu sulfurique (Aubert, 1978).

Il est possible de trouver de faibles quantités de calcaire actif dans des échantillons ne contenant pas de calcaire total, car cette méthode se base sur la fixation du calcium qui peut également se trouver en solution à l'état d'ion.

Calcaire total

Par cette méthode, on dose tous les carbonates de calcium contenus dans un échantillon de terre broyée. On utilise la calcimétrie volumétrique (calcimètre Bernard), c'est-à-dire que l'on mesure le volume de CO_2 dégagé suite à la réaction d'un excès d'acide chlorhydrique sur un poids d'échantillon connu (Aubert, 1978). La réaction est la suivante : $\text{CaCO}_3 + 2 \text{HCl} \rightarrow \text{CaCl}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$. Cette méthode, simple à mettre en œuvre, est imprécise lorsque les quantités de CaCO_3 sont faibles.

Carbone organique

Le carbone organique contenu dans les sols est dosé par la méthode Anne. Il est oxydé en milieu sulfurique par du bichromate de potassium en excès. La quantité de bichromate réduite est proportionnelle à la teneur en carbone organique. L'excès est titré par une solution de sel de Mohr, en présence de diphénylamine dont la couleur passe de violet à vert (Aubert, 1978 ; Rouiller et al, 1994).

Pour passer du taux de carbone organique au taux de matière organique totale, on utilise généralement le coefficient multiplicateur 1,72 ou le coefficient 2,0 (Baize, 1988). Néanmoins, il vaut mieux raisonner sur le carbone qui est réellement dosé que sur la matière organique qui est estimée de façon approximative. On utilise le carbone dans le rapport carbone organique / azote total (C/N)

qui est un indicateur précieux de la richesse de l'humus en azote et de l'activité biologique du milieu.

Azote total

L'azote est présent dans le sol sous sa forme organique et sous des formes minérales (essentiellement nitrates et ammonium). L'azote organique forme plus du 95% du total.

La méthode utilisée est celle de Kjeldahl. La réaction se déroule en trois étapes. D'abord on minéralise les radicaux azotés des molécules organiques dans de l'acide sulfurique concentré, à haute température et en présence d'un catalyseur (Dewarda). En milieu basique (soude caustique), les ions NH_4^+ sont libérés par distillation sous forme de NH_3 . Puis, cet ammoniac est piégé dans une solution d'acide borique dans laquelle il reprend sa forme NH_4^+ en neutralisant une partie de l'acide. Finalement, l'acide borique neutralisé est titré par l'acide chlorhydrique 0.01M, en présence de l'indicateur de Tashiro. La quantité d'acide chlorhydrique utilisée est proportionnelle à la quantité d'ammoniac piégé, donc de l'azote total (Allen, 1974).

Cations basiques échangeables

Les cations basiques échangeables couramment rencontrés sont Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ et Na^+ . Leur somme est appelée S. En général, dans les sols naturellement saturés ou resaturés par les amendements agricoles, Ca^{2+} domine largement tandis que K^+ et Na^+ demeurent relativement négligeables. Dans les sols acides et dolomitiques, la quantité de Mg^{2+} peut égaler Ca^{2+} . Dans les horizons de surface des sols cultivés, K^+ peut présenter des valeurs relativement élevées.

Les cations échangeables sont déplacés par une solution de KCl 1M (ou de NH_4Cl 1M pour le dosage de K^+). Puis, les éléments sont dosés par spectrophotométrie d'absorption atomique dans une solution filtrée (Aubert, 1978).

Taux de saturation

Le taux de saturation est le rapport de la somme des cations basiques échangeables (S) sur la capacité totale d'échange (T). Cette capacité totale d'échange est la quantité maximale de cations, acides et basiques, qu'un sol est capable de retenir. Cette valeur est une caractéristique relativement pérenne qui sert à la définition de certains horizons des diverses unités cartographiques. Les bases échangeables, par contre, traduisent un état passager au point de prélèvement et sont largement dépendantes de l'histoire de chaque parcelle. Le taux de saturation est donc une mesure du pouvoir adsorbant d'un sol. C'est un indicateur précieux quant à la "richesse" chimique du milieu, laquelle détermine en partie l'activité biologique, la qualité de la structure et les réserves en éléments fertilisants (Baize, 1988).

La méthode employée est relativement rapide, mais moins précise que le dosage par spectrophotométrie. Elle conduit à une évaluation de la somme globale des cations basiques (S) et de l'acidité d'échange (AE). La somme des cations étant surestimée par cette méthode, on multiplie l'acidité d'échange par un coefficient de 6,5 et on obtient la capacité d'échange totale $T = S + 6,5 \text{ AE}$.

Les cations basiques sont échangés dans une solution de HCl 0,1M en excès et l'acide chlorhydrique excédentaire est titré, en présence du rouge de méthyle, par du NaOH de même normalité. La mesure de l'acidité d'échange est basée sur un échange des protons du sol avec le calcium provenant de l'acétate de calcium. L'acide acétique formé dans cette réaction est titré par NaOH 0,1M en utilisant la phénolphthaleïne comme indicateur du virage (Aubert, 1978).

Granulométrie

L'analyse granulométrique permet de déterminer le pourcentage par classes (argiles, limons et sables) des particules minérales cristallines dont la taille est inférieure à 2 mm. C'est une mesure de la plus grande importance car la texture est non seulement fortement corrélée avec les autres données analytiques, mais elle conditionne de manière très importante le comportement d'un horizon pédologique. Parmi les différentes fractions, l'argile est la plus "active" car elle s'associe aux matières organiques humifiées pour créer le complexe argilo-humique, elle fixe les cations et les anions sur ses sites d'échange, elle retient l'eau et, finalement, elle est susceptible de migrer dans certaines conditions.

La méthode des pipettes de Robinson est établie sur la loi de Stokes qui stipule que, plus une particule est grosse, plus elle sédimente rapidement dans l'eau, sachant que la température de l'eau

influe sur la vitesse de sédimentation. Différents traitements sont nécessaires pour obtenir une bonne dispersion des particules agrégées qui existent dans l'échantillon étudié. Un premier traitement vise à détruire les ciments calcaires. La décarbonatation se fait à l'aide de HCl 0,5 M en contrôlant le pH qui doit rester autour de 3. Un deuxième traitement par l'eau de Javel (NaClO) assure la destruction de la matière organique qui permet également l'agrégation des particules minérales. Après ces deux opérations, on ajoute un agent dispersant (hexamétophosphate de sodium) à l'échantillon pour stabiliser les particules en suspension.

Après une dernière agitation homogénéisante de l'échantillon dans un cylindre gradué, on laisse agir la gravité pour la sédimentation des particules. Au bout d'un temps t , à une profondeur p , les particules de grosseur x sont toutes passées au cours de leur chute, y compris celles parties du point le plus haut de la suspension. Avec une pipette, on prélève une aliquote de la suspension à ce moment et à cette profondeur. Après évaporation de l'eau de cette aliquote, on détermine le poids des particules inférieures au seuil de grosseur x . En répétant cette opération trois fois à des temps différents, on obtient les charges suivantes : argiles et limons fins et grossiers, argiles et limons fins, argiles seules. Par calcul, on détermine les pourcentages respectifs de ces fractions. Le reste de la suspension est passée dans trois tamis de 500 μm , 200 μm et 50 μm sous jet d'eau courante. Après dessiccation, on obtient directement la proportion des trois fractions des sables.

4.2.4. Etude de la végétation

Les groupements végétaux qui ont servi de base pour l'échantillonnage des sols ont été définis lors de l'étude PATUBOIS (Gallandat *et al.*, 1995). Ils sont désignés par un code et un nom latin (pour les syntaxons herbacés : voir tab. 4.1). Le code de chaque syntaxon élémentaire est formé :

- d'une lettre (**A** ou **a** pour les synusies arborescentes, **B** ou **b** pour les synusies arbustives et **H** ou **h** pour les synusies herbacées) ; la majuscule ou minuscule différencie la hauteur optimale moyenne de chaque catégorie,
- de trois chiffres dont le premier désigne la catégorie de synusie (**0xx** : syntaxons arborescents, **1xx** : syntaxons arbustifs, **2xx** : syntaxons herbacés).

Le nom latin est défini selon les règles de la nomenclature phytosociologique. Certains groupements gardent un statut provisoire (nombre réduit de relevés ou trop grande hétérogénéité). Dans ce cas ils sont notés par la formulation "groupement à ...".

Il faut relever que de nombreux syntaxons sont nouvellement créés en raison de la conception synusiale de l'association phytosociologique appliquée pour la première fois ici à une végétation par ailleurs mal connue.

4.2.5. Traitement des données

4.2.5.1. Analyse des corrélations écologiques

Pour explorer les corrélations entre les données pédologiques et les autres données environnementales, le choix s'est porté sur l'Analyse Canonique des Correspondances -ACC- (Legendre & Legendre, 1984 a et b, Jongman *et al.*, 1987, Schneider, 1994). Cette méthode relativement récente d'analyse multivariable utilise conjointement deux matrices de données. La première (B) contient les données que l'on veut expliquer et la deuxième (E) les variables écologiques explicatives. L'ACC réalise alors une ordination proche de l'analyse factorielle des correspondances avec les données de la matrice B, en contraignant les premiers axes factoriels avec les variables de la matrice E. On peut ainsi repérer, tester et quantifier l'importance des différentes variables environnementales dans l'"explication" de la variation des données de départ. L'ACC opère une régression linéaire multiple à partir des variables explicatives de la matrice E.

L'ACC a été appliquée deux fois. Dans le premier cas, l'objectif est de comprendre la répartition des sols (§ 4.3.4 et 4.3.5). La matrice B contient les lieux de prélèvement avec le type de sol qui leur sont associés. La deuxième matrice (E) possède les variables explicatives, biotiques (broutage, piétinement, emboussement) et abiotiques (ombrage, pente, altitude et exposition, ainsi que la profondeur du sol). Les facteurs biotiques sont appréciés sur le terrain selon une échelle empirique semi-quantitative entre 0 et 4, en fonction de leurs effets visibles sur la végétation ou sur le sol. Le piétinement est estimé à partir des traces de pas du bétail sur le sol et sur la végétation (racines blessées, sol retourné...). Les traces d'abroustissement et d'écorçage sur les herbages, les arbustes et les arbres permettent d'apprécier le taux de broutage. Enfin, le degré d'emboussement correspond à l'estimation de la densité relative des restitutions biologiques du bétail au sol (bouses, pissats) et sur la végétation (touffes de refus avec graminées comme *Dactylis glomerata*). La pente, l'altitude et l'exposition sont directement mesurées alors que le degré d'ombrage, comme les facteurs biotiques, est estimé sur une échelle entre 0 et 4. La matrice "espèces" contient 84 occurrences pour 12 références de sols. La deuxième matrice contient 9 variables supposées explicatives (l'exposition représente 2 variables).

Pour cerner les relations entre les groupements végétaux et les différentes variables pédologiques, une deuxième ACC a été effectuée (§ 4.3.6). Dans ce cas, la première (B) contient 82 relevés de synusies herbacées et la deuxième (E) 32 variables pédologiques obtenues de manière indépendante sur le site de chaque relevé. Ces variables sont de nature diverse, tant quantitatives, semi-quantitatives que qualitatives. Elle comprennent le type de sol, la forme d'humus, la profondeur du sol, le pH à différentes profondeurs, la présence du squelette calcaire, des traces d'hydromorphie et des carbonates ainsi que le taux de matière organique et l'activité biologique. L'analyse a été menée de telle façon que les variables les plus explicatives de la variance globale s'expriment en premier (option "Forward selection" du programme CANOCO).

Un test statistique par permutations aléatoires (test de Monte-Carlo) est effectué afin de mesurer la probabilité que la relation entre les matrices B et E soit aléatoire (hypothèse nulle). Ce test est appliqué à l'ensemble des axes contraints (test global), ainsi qu'au premier axe. On réalise 99 permutations aléatoires des valeurs des variables explicatives. Le test donne la probabilité p que l'hypothèse nulle soit vraie : si $p < 0,01$, on peut rejeter l'hypothèse nulle et considérer la relation "espèces - environnement" significative avec un risque inférieur à 1%.

4.2.5.2. Analyse en composantes principales

Dans un deuxième temps, une analyse en composantes principales –ACP– a été appliquée aux données. L'ACP, qui s'applique à une matrice unique, est une analyse sans contrainte qui permet de dégager les grandes tendances de la variabilité de l'échantillon. L'ordination selon la technique de l'ACP permet de représenter cette variabilité selon les axes principaux ; les premiers absorbent le plus de variance et permettent une visualisation optimale des gradients. La ressemblance entre les échantillons est interprétée par la proximité des objets alors que les corrélations angulaires entre descripteurs indiquent la dépendance entre variables environnementales. Les axes sont interprétés comme une combinaison de variables environnementales utilisées dans l'analyse.

La matrice de départ contient 84 objets et 34 descripteurs. Les facteurs environnementaux sont identiques à ceux de la matrice E de l'ACC. Les autres

descripteurs sont les références de sol et les formes d'humus. La nature des données dimensionnellement non homogènes (binaires, unités différentes) nécessite l'utilisation d'une matrice de corrélation. De plus, les variables comme l'altitude, la pente, la profondeur du sol ont été transformées en classes pour diminuer l'hétérogénéité de leurs unités. Afin de pouvoir interpréter conjointement et de façon optimale le diagramme des objets et celui des descripteurs, les vecteurs propres ont été normés à la racine carrée de leur valeur propre.

4.2.5.3. Test de Mantel

Pour obtenir une validation statistique des relations entre le sol, les humus et la végétation, le test de Mantel a été appliqué à deux séries de données.

Ce test, utilisé depuis les années 80, fait partie des tests non paramétriques. Ceux-ci se fondent sur une distribution des données qui ne répondent pas aux conditions de normalité, d'indépendance des erreurs, de l'homogénéité des variances, etc. Le test de Mantel porte sur la corrélation entre deux matrices. Il dira, par exemple, si les similarités entre objets calculées sur la base des espèces sont corrélées significativement avec les similarités calculées sur la bases des mesures environnementales. Pour cela, on confronte la " vraie " distribution à une distribution de référence qu'on obtient en permutant aléatoirement les lignes et colonnes d'une des deux matrices et en recalculant chaque fois la statistique. Si la vraie valeur est si élevée qu'aucune ou presque des valeurs obtenues par permutations aléatoires n'est aussi grande ou plus grande qu'elle, on rejettera l'hypothèse nulle de non-relation entre les deux matrices et on considérera la relation comme significative au seuil choisi. Le choix de ce seuil dépend naturellement du nombre de permutations. Avec 100 permutations la précision maximale est de 1%, alors qu'avec 1000 permutations on peut obtenir une précision de 1‰.

Ce test n'est licite que si les matrices ont été obtenues indépendamment, ce qui est le cas des trois matrices utilisées ici. Elles contiennent respectivement, pour 80 points d'échantillonnage, les synusies herbacées, les formes d'humus et les types de sol.

4.3. Résultats

4.3.1. Types et diversité des sols des pâturages boisés

Les profils décrits se rangent dans 14 références (fig. 4.2 , la légende des schémas est présentée dans la figure 4.3). On constate que quatre références dominant nettement. Le BRUNISOL OLIGO-SATURÉ, le NÉOLUVISOL, le CALCOSOL et un sol complexe (s.l.), formé à partie de deux types de matériaux, le BRUNISOL sur CALCOSOL, représentent environ 80% des sols pris en considération (fig. 4.4). Parmi les 9 autres références, aucune n'est présente à plus de 5%. Certaines, comme le LUVISOL DÉGRADÉ et le RENDISOL, peuvent être considérées comme rares dans notre domaine. Si l'on répartit les sols selon le processus pédogénétique dominant (fig. 4.5), plus de la moitié (57%) de l'échantillon peut être rangée dans la catégorie des sols sous influence prépondérante des dépôts allochtones (Havlicek & Gobat, 1996).

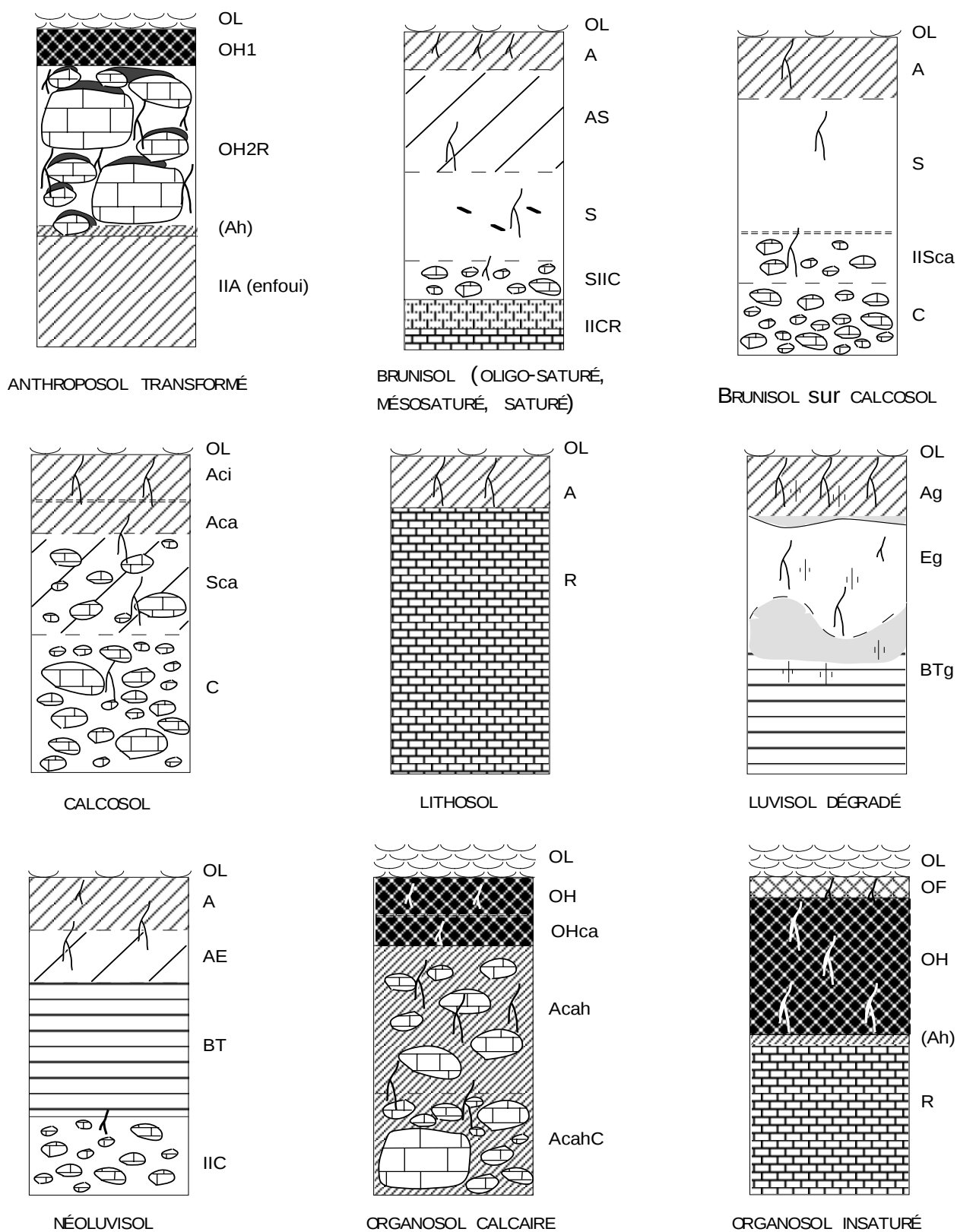


Fig. 4.2/1 : Quatorze références de sols décrits dans les pâturages boisés (schémas synthétiques)

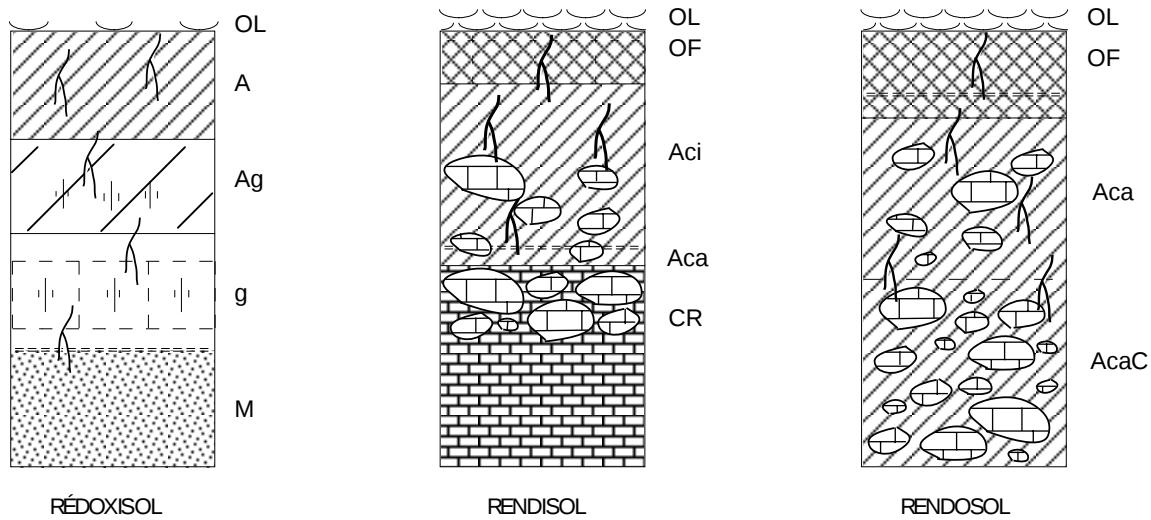


Fig. 4.2/2 : (suite) Quatorze références de sols décrits dans les pâturages boisés

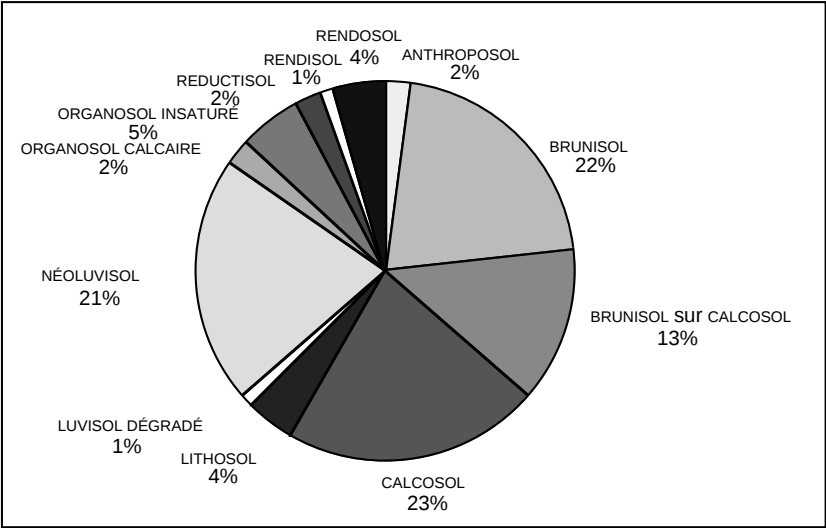


Fig. 4.4 : Répartition des sols d'après leur appartenance à une référence

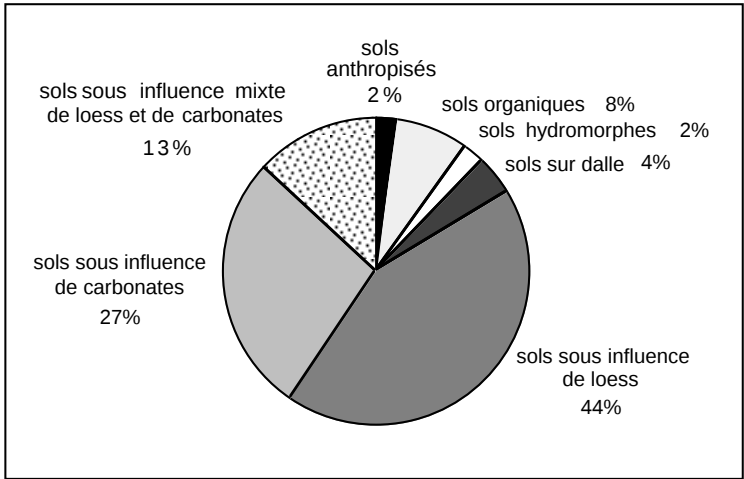


Fig. 4.5 : Répartition des sols d'après le processus pédogénétique prépondérant

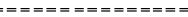
Nature de la roche		Horizons holorganiques et organo-minéraux	
	roche carbonatée		horizon OL
	roche carbonatée altérée		horizon OF
	roche-mère meuble		horizon OH
Texture			horizon A, peu de matière organique
	sable		horizon A, matière organique normalement abondante
	limon		horizon A, humifère
	argile	Divers symboles	
	limon-sable		éléments grossiers calcaires
	limon-argile		limite supérieure des carbonates
Structure			présence de charbons
	microgrumeleuse		horizon blanchi (hydromorphie, podzolisation)
	grumeleuse		taches ocres ou rouille (fer)
	anguleuse		horizon à juxtaposition de plages ocres et grises
	polyédrique		racines
	particulaire		
	fondue		
	fibreuse		

Fig. 4.3 : Symboles utilisés pour les schémas des sols

4.3.2. Description des sols

Un type central de chaque référence a été choisi pour une description détaillée. Ils sont présentés ci-dessous, dans l'ordre alphabétique.

ANTHROPOSOL TRANSFORMÉ

Ce type de sol est caractérisé par une transformation intense d'origine anthropique et le sol naturel initial n'est plus reconnaissable. Dans le cas des pâturages boisées jurassiens, l'ancien sol est enfoui sous un murgier.

Description : L'horizon supérieur doit sa cohésion à la présence de nombreuses racines. La terre fine est noire, très humifère (OH), carbonatée. Elle peut être éventuellement désaturée en surface. Les pH varient entre 6,5 et 7,5. Cet horizon repose directement sur un ancien horizon organo-minéral enfoui (A). Celui-ci est égale-

ment carbonaté, avec un pH de 6,5. On peut encore y observer des racines vivantes.

BRUNISOL OLIGO-SATURÉ, MÉSOSATURÉ et SATURÉ

Les BRUNISOLS présentent une grande variation de profondeur allant de 15 à 45 cm. Ils reposent parfois sur une dalle compacte mais, la plupart du temps, l'horizon minéral C est formé de cailloux calcaires et réagit faiblement à HCl. Le matériau d'origine des BRUNISOLS est un loess cristallin (voir chap. 5). Il est responsable de leur texture limoneuse homogène. Du fait de leur évolution peu marquée, ces sols n'ont pas de limites nettes entre les différents horizons. La transition se fait graduellement et la coloration varie peu entre brun clair et ocre. On trouve souvent des traces de charbon dans l'horizon S, parfois d'hydromorphie dans les horizons proches de la surface (Ag ou Sg). Par définition (Baize & Girard, 1995), la limite entre les BRUNISOLS OLIGO-SATURÉS et les BRUNISOLS MÉSOSATURÉS est définie par le taux de saturation de l'horizon S : $S/T < 50\%$ pour le BRUNISOL OLIGO-SATURÉ ; $50\% \leq S/T < 80\%$ pour le BRUNISOL MÉSOSATURÉ ; $S/T \geq 80\%$ pour le BRUNISOL SATURÉ (voir chap. 5).

Description : L'horizon de surface A est un horizon mince, brun à brun foncé, organo-minéral, souvent microgrumeleux, voire grumeleux. Son pH varie de 4,5 à 6,5 (7,0) avec une valeur modale de 5,0. Il ne contient jamais de carbonates. Il se transforme insensiblement en un horizon de transition AS.

L'horizon structural S est de couleur ocre à brun ocre, particulière ou structuré en polyèdres. Il peut également présenter une structure microgrumeleuse, semblable à celle de l'horizon A. Sa texture est généralement limoneuse et les pH vont de 4,5 à 6,5 (pH modal 5,0). Aucune réaction aux carbonates n'a été observée.

Il surmonte soit un horizon de transition SIIC ou directement IIC. Dans quelques cas, il surmonte la roche dure R. Cet horizon, de texture argilo-limoneuse ou argileuse, réagit faiblement à HCl. L'effervescence n'est perceptible qu'à l'oreille. Son pH est de 6,0 (5,5-7,0). Sa structure peut être particulière ou anguleuse et on y observe souvent quelques racines.

BRUNISOL SUR CALCOSOL

Ce sol, fréquemment observé sur la chaîne jurassienne, est un sol composé par une partie supérieure limoneuse (BRUNISOL) et une partie inférieure formée sur un matériel calcaire délité (CALCOSOL). Il est caractérisé par la présence d'un horizon Sca (horizon S carbonaté) dès 20-30 cm de profondeur (profondeur totale de 25 à 40 cm). Il résulte d'un dépôt relativement mince de loess sur une couche de calcaire fortement fragmenté, qui libère activement des carbonates. La couleur de ce sol est plus foncée que celle d'un BRUNISOL, elle varie entre le brun et le brun foncé.

Description : L'horizon A est brun foncé à brun noir, son pH est de 5,5 (4,5-6,0). Il est complètement désaturé, généralement limoneux, de structure microgrumeleuse à grumeleuse. Il est souvent traversé par un réseau dense de racines.

L'horizon S sous-jacent est assez foncé car il contient encore de la matière organique, mais son pH a augmenté d'un demi-point : 6,0 (5,0-6,0). Habituellement anguleux ou polyédrique, il peut néanmoins présenter une structure grumeleuse sous l'influence de la matière organique. La présence de quelques cailloux n'est pas exclue.

L'horizon Sca se démarque des horizons qui le surmontent par un squelette calcaire abondant. La présence des carbonates est constante, même s'ils se trouvent en quantité variable. Le pH continue d'augmenter modérément : 6,5 (6,0-7,0). Cet ho-

rizon contient un taux plus élevé d'argile. Sa structure est variable, elle est parfois microgrumeleuse, mais généralement particulaire ou fondue. L'horizon Sca repose toujours sur une couche de calcaire fragmenté C et sa limite supérieure est très nette.

CALCOSOL

Les CALCOSOLS qui ont été décrits sont caractérisés, à quelques exceptions près, par un abondant squelette calcaire présent sur la quasi-totalité du profil. Le calcium bloque la minéralisation de la matière organique et confère aux sols une coloration très foncée. Ces sols sont de profondeur variable. La plupart se situent entre 20 et 30 cm, mais le plus mince est de 7 cm et le plus profond atteint 50 cm. Les CALCOSOLS ne possèdent pas une texture homogène. Si la fraction limono-sableuse est la plus abondante, on rencontre aussi bien une texture argileuse que limoneuse ou sableuse. L'horizon diagnostique est le Sca ; il est rarement accompagné du Sci. Lorsque celui-ci est présent, il est très mince, plus mince que l'horizon Sca. C'est là que réside la différence avec les BRUNISOLS sur CALCOSOL, dont le S (et non le Sci) est plus épais que le Sca.

Description : L'horizon Aci, lorsqu'il existe, est mince, noir et micro- à mésogrameleux. Il est légèrement acide : pH = 6,0 (5,5-7,0). Il surmonte presque toujours l'horizon Aca. Celui-ci, également noir ou brun foncé, est complètement carbonaté et son pH est proche de la neutralité (6,0-7,0, pH modal 6,5). Il est grumeleux la plupart du temps, mais peut être aussi micro- ou mésogrameleux.

L'horizon Sca est assez épais, de 10 - 20 cm. Légèrement plus clair que Aca, il reste pourtant dans une coloration brune plutôt foncée. Parfois grumeleux, il peut aussi être particulaire, anguleux ou même fondu selon sa texture. Il est neutre, à pH 7,0 (6,5-7,0). L'horizon C est toujours formé de calcaire fortement fragmenté.

LITHOSOL

Limités en profondeur par une roche dure, peu altérée, ces sols ont, par définition, au maximum 10 cm. Ceux qui ont été décrits ont entre 4 et 7 cm. Ils peuvent être décarbonatés, mais on observe toujours une légère réaction à HCl au contact de la dalle.

Description : L'horizon A est le seul existant et il est directement susjacent à la dalle calcaire compacte (R). Cet horizon peut être carbonaté ou non et son pH présente des valeurs entre 6,0 et 7,0. Il est généralement microgrumeleux, noir ou brun foncé.

LUVISOL DÉGRADÉ

Un seul exemple de ce type de sol a été observé. C'est donc un cas concret qui sera décrit ici. Les LUVISOLS sont liés à un processus pédogénétique prédominant : l'illuviation des argiles. Ce facteur détermine leur morphologie et leur fonctionnement. Le climat haut-jurassien et les limons éoliens comme roche-mère seraient favorables à la genèse des LUVISOLS mais celle-ci est, la plupart du temps, contrecarée par la présence des carbonates à une profondeur raisonnablement atteignable par les racines de la végétation d'où une stabilisation à l'étape NÉOLUVISOL. Ce n'est que dans des cas particuliers, où le dépôt est très épais, que les LUVISOLS peuvent se former.

Description : L'horizon organo-minéral de surface Ag est relativement épais, avec une limite inférieure sinueuse et nette. Il est microgrumeleux, limoneux, de couleur brun foncé. Son pH est de 4,8 et il présente quelques taches d'oxydo-réduction. Les

racines explorent essentiellement ce premier horizon.

Il surmonte un horizon caractéristique, Eg, fortement appauvri en fer et en minéraux phylliteux. Il est ocre blanc avec une structure poudreuse et un pH de 4,5. Sa limite inférieure, située 10 à 30 cm sous l'horizon Ag, est sinueuse et diffuse.

L'horizon BTg sous-jacent est un horizon d'accumulation d'argile liée au fer. Cela lui confère une couleur brun rouge. Il est bien entendu argileux et sa structure est fondue. Quelques racines parviennent jusqu'à ce niveau. La profondeur totale de ce sol dépasse 50 cm.

NÉOLUVISOL

Comme les LUVISOLS, les NÉOLUVISOLS sont issus du loess et possèdent un horizon diagnostique BT d'accumulation d'argile. Mais ils ne présentent pas d'horizon E blanchi, car le processus d'illuviation est en partie freiné par la présence du calcaire au bas du profil, via le cycle biologique. L'horizon E disparaît souvent au profit d'un horizon de transition AE, contenant encore de la matière organique. L'un et/ou l'autre peuvent être présents. La profondeur du sol varie entre 30 et 80 cm. Dans un tiers des sols, on note des traces plus ou moins marquées d'hydromorphie de surface.

Description : L'horizon A, plus ou moins humifère, présente une coloration brun foncé. Il est limoneux et microgrumeleux à grumeleux. La plupart du temps il est mince, de moins de 10 cm. Le pH est variable, entre 4,0 et 5,5, mais la moyenne se situe à 4,5. De nombreuses racines fines parcourent cet horizon.

L'horizon AE (ou E lorsqu'il est présent) ne présente pas une différence de couleur notable par rapport à l'horizon A. Il est souvent légèrement plus clair et son pH est un peu plus acide (4,0-5,0 avec une moyenne à 4,3). Généralement, il est limoneux et encore un peu structuré grâce à la présence de la matière organique. L'activité des vers de terre y est maintes fois perceptible.

L'horizon d'accumulation d'argile est la plupart du temps assez épais, entre 15 et 30 cm. Une texture argileuse, une structure fondue et une couleur ocre roux sont les caractères morphologiques de cet horizon. Son pH est plus élevé que celui des horizons supérieurs, il se situe en moyenne autour de 5,0 (mais varie entre 4,0 et 6,5).

Il surmonte un horizon de transition, BTC, plus clair, où le mélange avec le matériel calcaire autochtone commence à se faire sentir. Le pH, en particulier, est supérieur d'une unité, proche de 6,0. Dans certains cas, une légère effervescence à HCl est perceptible.

ORGANOSOL CALCAIRE

Les ORGANOSOLS CALCAIRES sont caractérisés par un horizon hémiorganique Acah (contenant plus de 8% de carbone organique) qui se développe en milieu aérobie. Ils possèdent un squelette calcaire important. Le calcium libéré forme une gangue autour de la matière organique et empêche sa minéralisation. Tout le profil présente une couleur foncée caractéristique.

Description : Le premier horizon peut être un horizon holorganique OH. Noir, grumeleux, il possède plus de 15% de carbone organique ; ceci le range, malgré la présence de matière minérale, dans les horizons holorganiques. Carbonaté, il présente un pH neutre (7,0).

L'horizon Acah est également très foncé, brun presque noir. Sablo-limoneux ou limoneux, il a une structure grumeleuse. Il réagit fortement à HCl et il est neutre. L'activité biologique est variable, elle peut être du type zoogène ou mycogène.

Le dernier horizon AcaC se distingue de celui qui le précède par une augmentation du squelette calcaire et une couleur légèrement plus claire. Il contient encore des racines.

ORGANOSOL INSATURÉ

La quasi-totalité du solum des ORGANOSOLS INSATURÉS est composée d'horizons holorganiques OH, directement posés sur une roche calcaire compacte. Leur épaisseur varie de 10 à 40 cm. L'existence de ce type de sol est conditionnée par la présence d'une végétation à litière acidifiante et d'un climat plutôt rude. Le solum est parcouru de racines secondaires des éricacées.

Description : Tous les profils décrits présentent un horizon OF, de 2 à 7 cm, composé de fragments d'aiguilles d'épicéa et de feuilles d'éricacées. Sa structure est lâche, entremêlée, voire fibreuse et le pH oscille entre 4,0 et 5,0.

Il surmonte un horizon OH formé de matière organique décomposée, noire, qui présente une texture "savonneuse". Ici également le pH varie entre 4,0 et 5,0. Sous cet horizon, on peut rencontrer parfois une petite couche organo-minérale Ah, très mince, qui réagit éventuellement à HCl.

RÉDOXISOL

Ce type de sol est soumis à l'influence prépondérante de l'eau. Une nappe temporaire profonde (ou de surface) fluctue durant la saison et conditionne la présence d'horizons rédoxiques. Ceux-ci peuvent être engorgés presque toute l'année, auquel cas ils présentent une coloration bleuâtre à verdâtre avec quelques taches de teinte rouille, ou ils peuvent être régulièrement réoxydés et on observe des taches d'oxydation et/ou de réduction plus importantes. La profondeur de ces sols se situe entre 30 et 70 cm. Les pH possèdent des valeurs très variables, selon la présence de carbonates (5,0-8,0).

Description : L'horizon A, assez épais, brun foncé avec des taches de rouille courant le long des racines, est très perturbé en surface par le piétinement du bétail. Il est complètement imprégné d'eau. Son pH s'élève à 5,0 et il possède une structure légèrement grumeleuse, difficilement perceptible à cause de l'humidité.

L'horizon sous-jacent, Ag, est bariolé de vert-gris sur fond brun avec des taches de rouille. La structure est fondue et le pH un peu plus élevé que dans l'horizon supérieur (5,5).

L'horizon rédoxique g est placé directement sous Ag, dont il se distingue par une coloration vert-gris et un pH de 6,0. Il est argileux et possède une structure fondue. On observe des zones oxydées le long des racines qui traversent cet horizon pour atteindre le suivant. Celui-ci est un horizon meuble M, sableux et totalement carbonaté.

RENDISOL

Une seule occurrence du RENDISOL a été observée. De plus il ne s'agit pas d'une forme typique, car ce sol est très mince, se situant à la limite des LITHOSOLS. Il s'en distingue par une charge calcaire importante et un horizon Aci bien développé. Il possède également un horizon Aca, très petit. Les horizons A reposent directement sur la roche-mère, il n'y a pas d'horizon structural S.

Description : Une activité biologique ralentie génère un horizon mixte OFA, brun noir, limono-sableux, grumeleux, avec un pH de 6,5. Aucune effervescence à HCl

n'est perceptible.

L'horizon Aci occupe la majeure partie du profil, il est toujours très foncé, de même texture, structure et pH que l'horizon OFA. Il contient de nombreux cailloux dont le diamètre varie de 2 à 15 cm.

Le dernier horizon Aca se distingue du précédent par la présence de carbonates et un pH de 7,0. Il occupe à peine 2 cm et repose directement sur une dalle calcaire compacte. Tout le profil est parcouru par de nombreuses racines.

RENDOSOL

Les RENDOSOLS sont caractérisés par la présence d'un horizon organo-minéral humifère et carbonaté, riche en éléments grossiers, posé directement sur la roche-mère. Ils possèdent un squelette calcaire très abondant. Leur profondeur varie entre 20 et 30 cm. La présence d'un mince horizon décarbonaté en surface n'est pas exclue. On observe fréquemment une activité intense des vers de terre dans ce type de sol.

Description : On trouve habituellement en surface un horizon holorganique OF, composé de fragments de végétation. Il a une structure lâche et est souvent carbonaté.

L'horizon Aca occupe la majeure partie du profil. Il est noir, grumeleux et sa texture est limoneuse ou argileuse. Il réagit plus ou moins fortement à HCl et son pH varie entre 6,0 et 7,0. Il contient de nombreuses racines. Il peut surmonter un horizon mixte AcaC ou présenter lui-même cette forme. Il peut également se trouver directement sur la roche-mère C.

4.3.3. Résultats des analyses

Un solum de chacune des quatre références les plus fréquentes a été analysé (fig. 4.1). Les résultats figurent dans le tableau 4.2.

	pH H2O	pH KCl	Corg (%)	Ntot (%)	C/N	CaCO3 tot (%)	CaCO3 act (%)	S/T (%)	code Munsell
CALCOSOL									
horizon A	6.5	5.6	13.6	1.3	10.8	0.1	1.1	34.7	10YR2/2
horizon Sca	7.4	6.6	10.9	1.1	9.7	0.6	2.6	42.2	10YR3/2
BRUNISOL/CALCOSOL									
horizon A	6.4	5.4	11.3	1.0	11.1	0.0	0.9	nd	10YR3/2
horizon Sci	6.5	5.4	9.3	0.8	11.4	0.1	3.3	nd	10YR2/2
BRUNISOL									
horizon A	5.5	4.4	5.4	0.6	9.5	0.0	0.2	42.0	10YR4/3
horizon S	5.6	4.4	2.8	0.3	8.3	0.0	2.8	35.7	10YR5/3
NEOLUVISOL									
horizon A	5.0	3.8	6.0	0.3	18.7	0.0	0.2	nd	10YR5/3
horizon AE	5.2	3.8	1.8	0.2	8.0	0.0	1.9	30.5	10YR5/4
horizon BT	6.3	4.8	0.6	0.2	4.0	0.0	1.9	27.8	10YR6/4

Tab. 4.2/1 : Résultats des analyses physico-chimiques (nd : non déterminé)

	argiles	limons		sables			Ca	Mg	Mn	Na	K
	<2 μ	2-20 μ	20-50 μ	50-200 μ	0.2-0.5mm	0.5-2mm	cmol ⁺ /kg de sol				
CALCOSOL											
horizon A	60.7	27.5	09.8	1.8	0.1	0.1	45.4	1.7	0.1	0.3	0.6
horizon Sca	51.8	36.0	10.5	1.3	0.1	0.1	54.1	0.9	0.0	0.3	0.5
BRUNISOL/CALCOSOL											
horizon A	51.6	39.6	05.7	2.6	0.3	0.2	35.1	0.3	0.1	0.2	0.5
horizon Sci	67.6	21.2	06.1	3.9	0.6	0.6	59.1	0.4	0.1	0.3	0.5
BRUNISOL											
horizon A	42.1	27.3	23.1	5.6	1.3	0.6	20.9	1.1	0.6	0.3	1.2
horizon S	39.6	26.4	26.4	5.7	0.6	1.3	19.7	0.5	0.5	0.3	0.7
NEOLUVISOL											
horizon A	39.7	36.5	19.3	3.9	0.5	0.1	11.6	1.0	0.9	0.3	0.9
horizon AE	33.5	39.8	22.4	3.5	0.5	0.3	04.4	0.4	0.3	0.3	0.3
horizon BT	39.3	39.0	17.7	3.3	0.5	0.2	14.7	0.3	0.1	0.3	0.4

Tab. 4.2/2 : Résultats des analyses physico-chimiques

CALCOSOL*Texture*

Le CALCOSOL possède une texture argileuse dans l'horizon A et argilo-limoneuse fine dans l'horizon Sca. Ces fractions fines sont issues de la décarbonatation des argiles et de l'apport éolien.

pH et carbonates de calcium

Les carbonates de calcium sont présents dans tout le profil, mais en petites quantités. La valeur de CaCO₃ est corrélée avec les pH élevés, 6,5 dans l'horizon de surface, 7,4 dans Sca. La différence peu marquée entre le pH KCl et le pH H₂O indique une faible acidité potentielle.

Bases échangeables

Le CALCOSOL est caractérisé par une forte proportion de Ca dans les deux horizons, liée à la présence de la roche calcaire.

Rapport C/N et matière organique

Le taux de matière organique est élevé, dû au blocage de l'humus par le calcaire actif. Cependant, le rapport C/N proche de 10 indique une activité biologique importante.

BRUNISOL sur CALCOSOL*Texture*

Comme dans le CALCOSOL, les argiles dominent, même si l'horizon supérieur contient 45% de limons.

pH et carbonate de calcium

L'horizon Sci contient très peu de carbonates, l'horizon supérieur en est dépourvu. Le pH reste sensiblement égal dans tout le profil, autour de 6,5.

Bases échangeables

La source de calcium étant proche, ce sol en contient encore une bonne proportion, 35,1 et 59,1 cmol⁺/kg respectivement dans les horizons A et Sci. Cette quantité est corrélée avec le pH peu acide.

Rapport C/N et matière organique

Le rapport C/N est proche de 10, comme dans le CALCOSOL, à peine plus élevé dans ce sol. On observe un pourcentage de matière organique qui varie entre 16 et 19%, valeur due à la présence de calcium qui stabilise la matière organique.

BRUNISOL OLIGO-SATURÉ

Texture

Ce sol, issu des limons éoliens, possède une texture limono-argileuse fine. Les limons dominent avec un partage plus ou moins équivalent entre limons fins et limons grossiers.

pH et carbonate de calcium

Le pH se situe dans un registre plus acide que dans les sols précédents (environ 5,5) et les carbonates n'ont pas été décelés à l'analyse. Ceci constitue la différence notable de ce sol avec le précédent et permet de le classer sans hésitation parmi les BRUNISOLS. Il est à noter que ces pH sont presque optimaux pour l'activité biologique.

Bases échangeables

La quantité de calcium échangeable est réduite de moitié par rapport aux deux sols précédents. On peut imputer sa présence aux processus de remontée biologique des éléments par les racines, car la source du calcium est encore assez proche (calcaire fragmenté à environ 30 cm de profondeur).

Rapport C/N et matière organique

Une activité biologique importante se manifeste par un rapport C/N inférieur à 10. Le taux de matière organique, plus bas que dans les sols précédents, diminue encore avec l'accroissement de la profondeur.

NÉOLUVISOL

Texture

En contradiction avec les observations de terrain, où la texture de l'horizon BT semblait nettement argileuse, les analyses indiquent une granulométrie limono-argileuse presque constante dans tout le profil, seul l'horizon E étant plus faible. On observe déjà le lessivage, mais il est peu prononcé dans ces sols.

pH et carbonates de calcium

Les pH des deux horizons supérieurs, A et AE, sont modérément acides, alors que l'horizon BT montre un pH plus élevé de plus d'une unité (6,3). C'est un phénomène fréquemment observé dans ces horizons proches de la roche calcaire en place. Une différence de plus d'une unité entre le pH H₂O et le pH KCl indique une acidité potentielle importante.

Bases échangeables

Les quantités de calcium sont nettement plus basses dans ce sol qui a subi une lixiviation importante. Néanmoins, dans l'horizon de surface et dans l'horizon inférieur, ces valeurs sont plus élevées que dans l'horizon intermédiaire AE. L'horizon BT, proche de la roche calcaire, a la possibilité de s'enrichir en calcium, ce qui est confirmé par son pH relativement élevé. Dans l'horizon A, les possibles amendements et la décomposition de la litière, qui libère des cations puisés par la plante dans le bas du profil, expliquent cette valeur.

Rapport C/N et matière organique

Un rapport C/N proche de 20 dans l'horizon de surface indique un fonctionnement biologique ralenti. Il est à rapprocher du taux de matière organique plus important que dans le reste du profil, ce qui suggère une accumulation de matière organique dans l'horizon A.

4.3.4. ACC sol - variables environnementales

L'objectif de cette analyse est de comprendre la répartition des sols en fonction de différentes variables biotiques et abiotiques. La variable "broutage" a été directement éliminée de l'analyse car sa variance est négligeable. Les variables restantes expliquent 16,8% de la variation totale de la matrice. Une part reste donc inexpliquée par les variables choisies. Parmi celles-ci, la profondeur du sol (qui correspond à l'épaisseur du dépôt éolien) est la plus importante, puisqu'elle absorbe 29% de la variation des données. Elle est suivie par l'altitude (16,4%), l'ombrage (14,1%) et l'exposition est (11,9%). Les autres facteurs se situent entre 6 et 8%.

L'axe 1 de la première représentation graphique (fig.4.6) est corrélé avec la profondeur du sol. Les facteurs "embousement" et "piétinement" qui sont corrélés avec l'axe 3 (fig. 4.7), covarient sur la première représentation graphique avec l'axe 1. Cette covariation trouve son explication dans la géomorphologie. Les sols profonds se forment en effet dans les dépressions et sur les replats qui ont subi un dépôt ou un colluvionnement secondaire de limons éoliens. Ce sont par conséquent des sols fertiles (voir chap. 2) et facilement accessibles ; ils ont été principalement dévolus au pâturage intensif. Le NÉOLUVISOL, sol profond formé à partir des dépôts de limons éoliens, se situe sur cet axe.

L'axe 2 est corrélé dans sa partie positive avec l'altitude et dans sa partie négative avec la pente. Cette opposition peut s'expliquer par des raisons climatiques. En altitude, en conditions atmosphériques moins favorables, l'homme exploite les terrains les plus fertiles, qui correspondent à des replats avec des sols profonds sur limons éoliens. A l'inverse, à des altitudes plus basses et où le facteur limitant est la déclivité, ce sont essentiellement les pentes orientées au sud qui ont été défrichées.

Le LUVISOL DÉGRADÉ ainsi que le RÉDOXISOL sont liés à l'axe 2 dans sa partie positive, qui est corrélé avec l'altitude. Cependant, dans ce cas, on ne peut pas considérer cette relation comme étant très indicatrice, car ces types de sols sont peu représentés dans l'échantillonnage. Une seule occurrence de LUVISOL DÉGRADÉ et deux de RÉDOXISOL ont été observées. Toutefois, la proximité de ces deux références exprime un pôle hydromorphe. L'ORGANOSOL INSATURÉ et le RENDOSOL se trouvent également près de l'axe "altitude" et de l'exposition nord. Ils sont liés à des conditions climatiques qui empêchent une activité biologique importante et, par là, une accumulation de matière organique.

Les CALCOSOLS, les BRUNISOLS SUR CALCOSOL et les ORGANOSOLS CALCAIRES se trouvent dans la partie négative de l'axe 1, corrélés avec le facteur "pente". En effet, sur le massif jurassien, le substrat calcaire ne peut s'exprimer que là où le dépôt allochtone n'a pu se maintenir en raison d'une pente trop forte. On a ici des types de sol dépendants d'un réapprovisionnement en calcaire. Dans une moindre mesure, le RENDISOL et le LITHOSOL sont dépendants du même facteur. L'ANTHROPOSOL TRANSFORMÉ semble également dépendant du facteur "pente". Mais il est également lié à l'ombrage et sa position, loin de l'origine, indique une relation privilégiée avec ces deux facteurs.

Le BRUNISOL (s.l) apparaît dans une situation centrale. C'est un sol qui se développe sur un substrat moyennement profond, mais il est généralement lié à des mi-

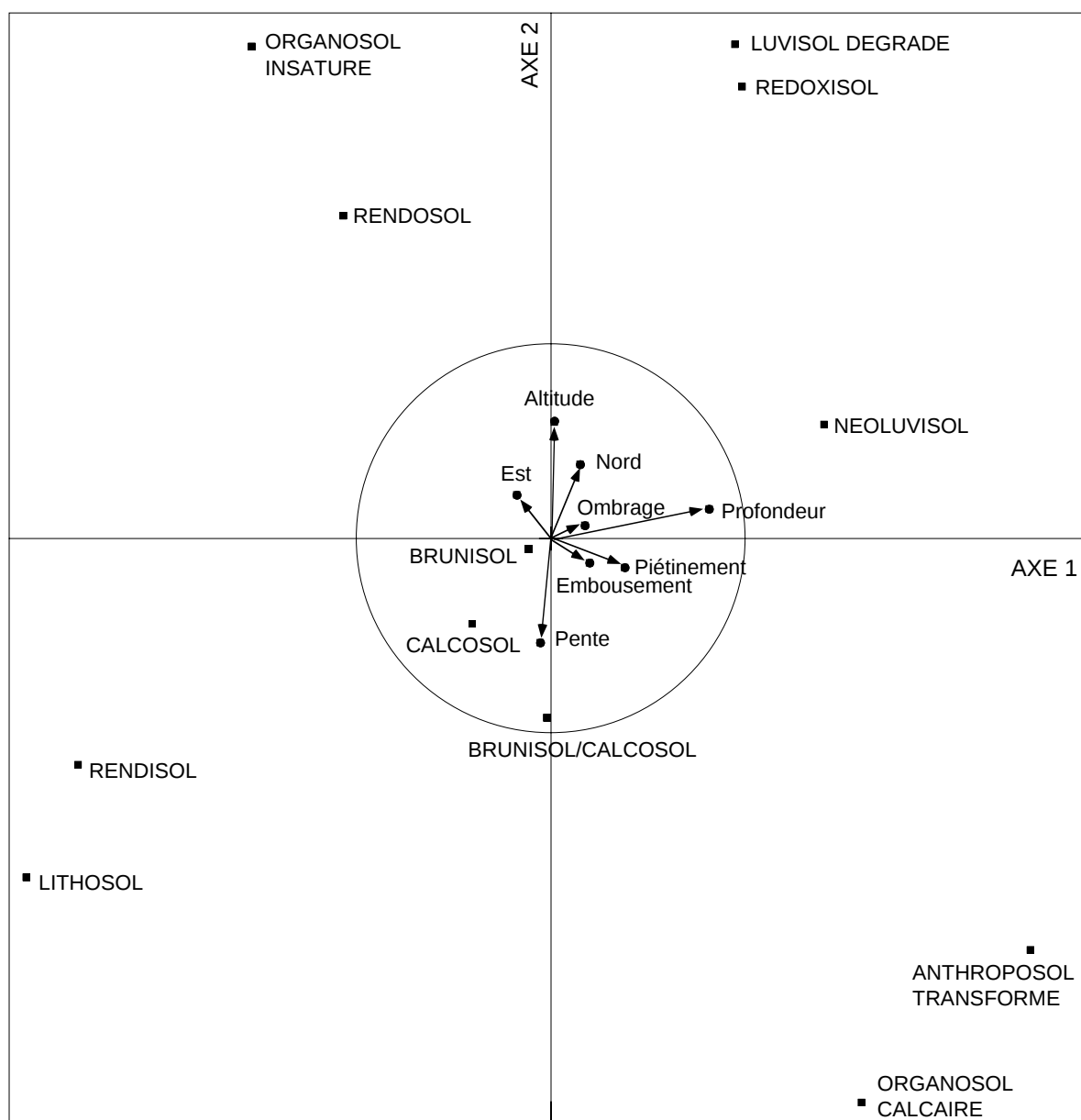


Fig. 4.6 : Projection des axes 1 et 2 de l'analyse canonique des correspondances (matrice des données : types de sol ; matrice des variables : variables biotiques et abiotiques)

lieux fortement exploités par le bétail. Cette hypothèse est confirmée par la corrélation du BRUNISOL avec la partie négative de l'axe 3 qui dépend des facteurs "piétinement" et "emoussement". Sa position proche de l'origine indiquerait un sol climacique. Les sols azonaux se situent dans les parties distales des graphes.

4.3.5 ACP sol - variables environnementales

Dans un deuxième temps, les données ont été soumises à une analyse sans contrainte avec un descripteur supplémentaire : la forme d'humus. On assiste à un éclatement des groupes et on constate que le facteur "forme d'humus" prend une importance considérable dans le positionnement des objets dans l'espace multifactoriel. Les quatre axes expliquent 33,2% de la variation des données. Les deux premiers sont les plus importants puisque chacun absorbe environ 10% de la variance.

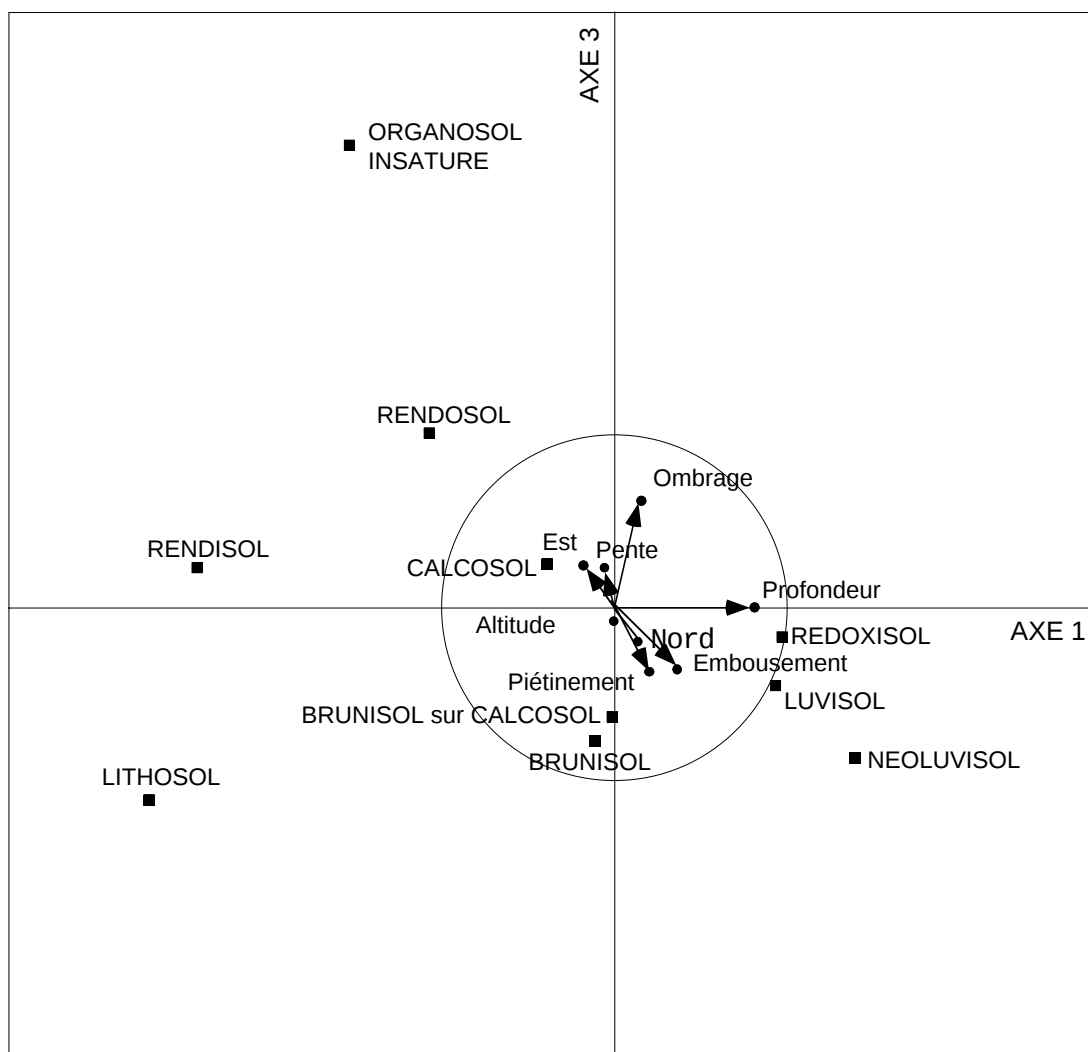


Fig. 4.7 : Projection des axes 1 et 3 de l'analyse canonique des correspondances (matrice des données : types de sol ; matrice des variables : variables biotiques et abiotiques)

L'axe 1 du plan 1/2 est globalement lié à l'utilisation anthropique (fig. 4.8a, fig. 4.8b) ; la partie négative est corrélée avec 3 facteurs (piétinement, broutage et embousement) qui covarient étroitement. Ils représentent l'intensité de l'utilisation pastorale des pâturages boisés. Le côté positif de l'axe 1 est corrélé avec le facteur "ombrage", c'est-à-dire les parties des pâturages plus boisées, moins broutées par le bétail. On observe dans la partie distale de l'axe 1 négatif des groupements de sols (groupes 1, 4 et 5) qui incluent autant les BRUNISOLS, les CALCOSOLS, les BRUNISOLS sur CALCOSOL que les NÉOLUVISOLS ou même le LUVISOL DÉGRADÉ (tab. 4.3). Leur caractéristique commune est un épisolum humifère biologiquement actif (EUMULL pour le groupes 1 et 4, OLIGOMULL pour le groupe 5). Les synusies herbacées qui leur sont affectées reflètent également une intense utilisation pastorale ; ce sont des groupements végétaux eutrophes et mésotrophes.

Plus proche de l'origine, mais toujours dans la partie négative de l'axe 1, on trouve le groupe 19, plus homogène en ce qui concerne les types de sol (CALCOSOL, BRUNISOL, BRUNISOL sur CALCOSOL). Les formes d'humus relèvent toujours des mulls, mais généralement moins actifs avec une dégradation des litières ralentie.

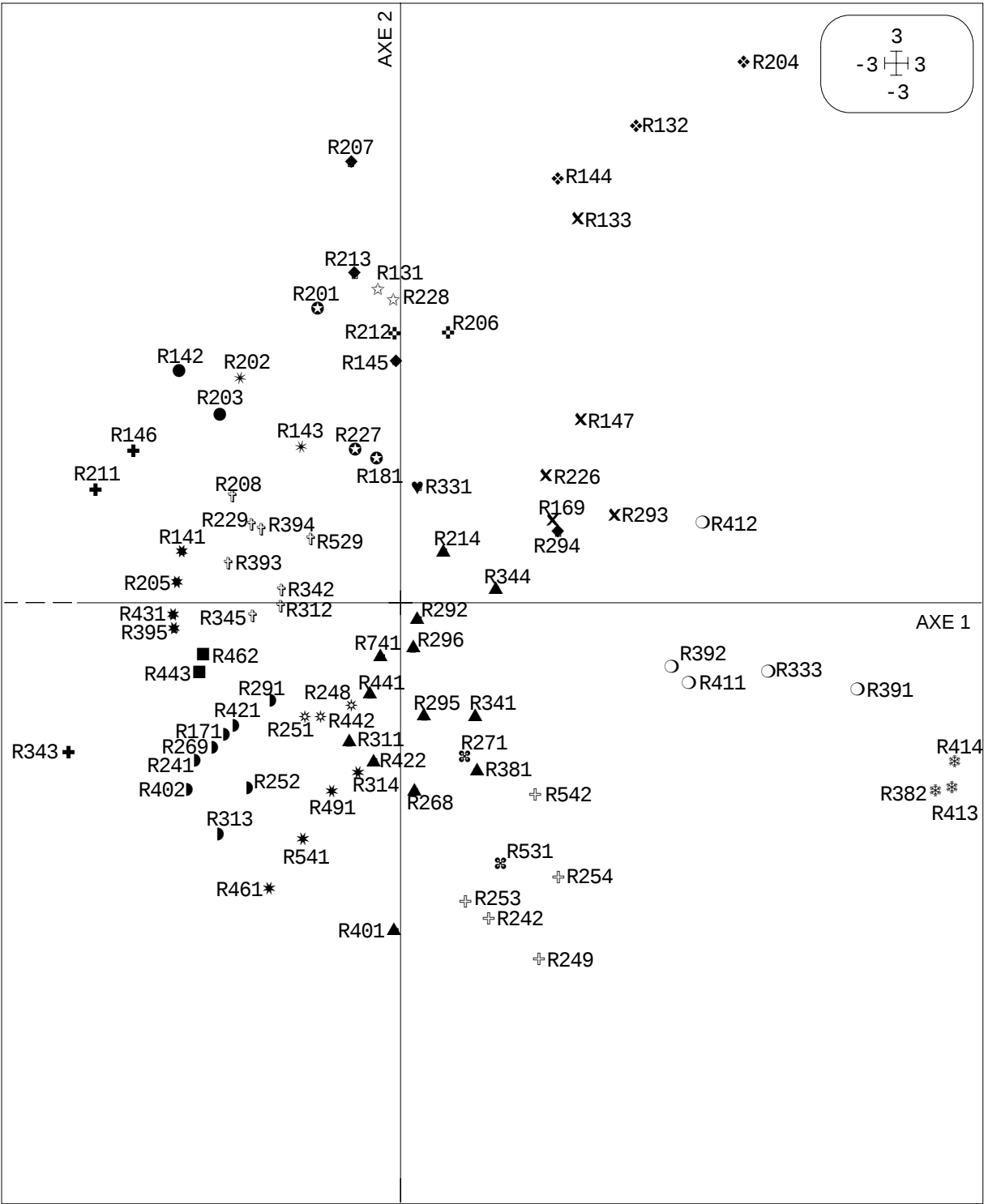


Fig. 4.8a : Projection des objets sur les axes 1 et 2 de l'analyse en composantes principales (objets : types de sol ; les numéros correspondent aux sols décrits dans l'annexe 1)

symboles des groupes	1 : +	6 : *	11 : ▲	16 : ○
	2 : *	7 : ⊕	12 : ☼	17 : *
	3 : ●	8 : ◆	13 : ⊕	18 : *
	4 : *	9 : ☆	14 : ◆	19 : †
	5 : ■	10 : ⊕	15 : ✕	20 : ●
				21 : ♥

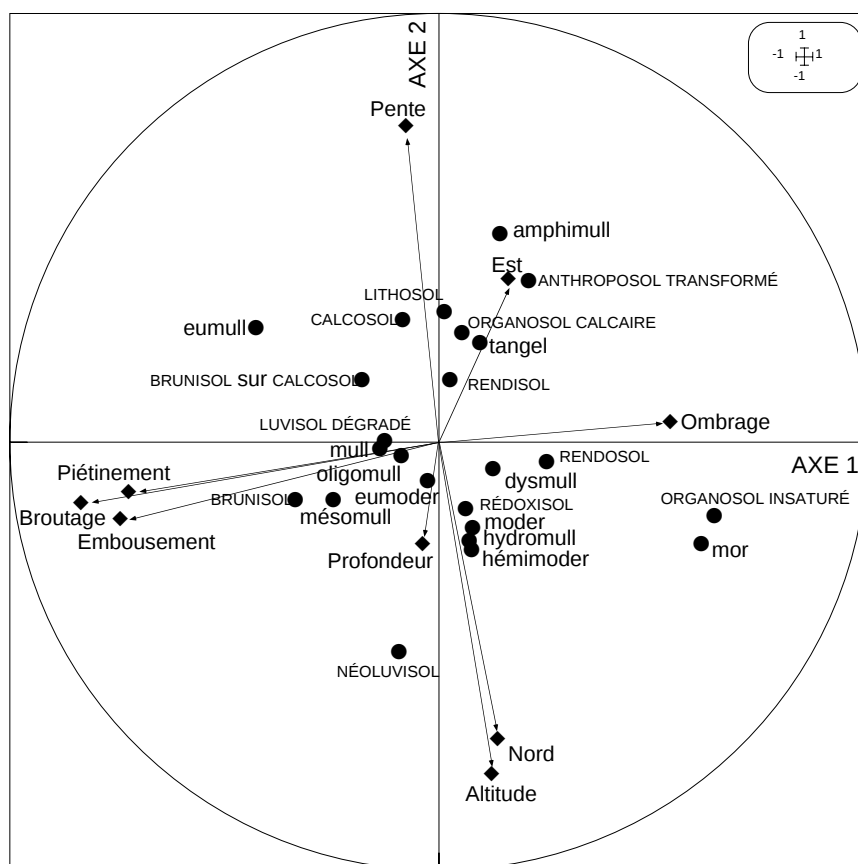


Fig. 4.8b : Projection des variables explicatives sur les axes 1 et 2 de l'analyse en composantes principales:

- ◆ variables quantitatives
- variables qualitatives

Le long de l'axe 1 positif, on trouve deux groupes de sols (16 et 17) dont l'utilisation pastorale ne présente aucun intérêt (RENDOSOL et ORGANOSOL INSATURÉ). Ils sont liés au facteur "ombrage" pour des raisons évidentes d'absence d'activité humaine de défrichement. Les ORGANOSOLS INSATURÉS sont plus éloignés de l'origine sur l'axe 2 négatif, corrélé avec l'altitude. Leurs horizons humifères correspondent à des mors, car l'activité biologique est très ralentie en raison du froid et de la nature de la litière (résineux).

L'axe 2 du plan 1/2 oppose 2 facteurs principaux : du côté positif, il est corrélé avec la position topographique, dans sa partie négative avec l'altitude et l'exposition nord (voir § 4.3.4).

Dans la partie supérieure du graphe, parallèlement à l'axe 1 et du côté positif de l'axe 2 (facteur "pente"), on observe un gradient formé par les groupes 3, 2, 7, 8, 9, 10 et 15. Il s'agit essentiellement de sols dépendants du calcaire (CALCOSOL, BRUNISOL SUR CALCOSOL, LITHOSOL, RENDISOL et ORGANOSOL CALCAIRE) avec, toutefois, une occurrence de BRUNISOL leptique. Ils sont liés à des stations de basse à moyenne altitude (600 à 1000 m) et leur gradation se marque dans les épisolums humifères EUMULL du côté négatif de l'axe 1 à DYSMULL et OLIGOMULL du côté positif. Parallèlement, on observe une augmentation du facteur "ombrage" vers la droite et un passage des groupements végétaux eutrophes à des groupements oligotrophes.

No sol	Type de sol	groupe ACP
146	CALCOSOL	groupe 1
211	BRUNISOL OLIGO-SATURE	
343	BRUNISOL MESOSATURE	
202	CALCOSOL	groupe 2
143	ORGANOSOL CALCAIRE	
142	BRUNISOL sur CALCOSOL	groupe 3
203	BRUNISOL sur CALCOSOL	
141	BRUNISOL sur CALCOSOL	groupe 4
205	NEOLUVISOL	
431	LUVISOL DEGRADE	
395	BRUNISOL OLIGO-SATURE	
462	BRUNISOL sur CALCOSOL	groupe 5
443	BRUNISOL OLIGO-SATURE	
314	NEOLUVISOL	groupe 6
461	NEOLUVISOL	
491	NEOLUVISOL	
541	NEOLUVISOL	
201	BRUNISOL MESOSATURE	groupe 7
227	BRUNISOL sur CALCOSOL	
181	CALCOSOL	
207	LITHOSOL	groupe 8
145	LITHOSOL	
213	LITHOSOL	
294	LITHOSOL	
131	CALCOSOL	groupe 9
228	CALCOSOL	
212	CALCOSOL	groupe 10
206	RENDISOL	
214	BRUNISOL OLIGO-SATURE	groupe 11
344	BRUNISOL sur CALCOSOL	
292	NEOLUVISOL	
296	NEOLUVISOL	
741	CALCOSOL	
441	BRUNISOL OLIGO-SATURE	
295	RENDOSOL	
341	CALCOSOL	
422	BRUNISOL sur CALCOSOL	
268	BRUNISOL OLIGO-SATURE	
401	NEOLUVISOL	
381	BRUNISOL MESOSATURE	
311	BRUNISOL OLIGO-SATURE	
271	REDOXISOL	groupe 12
531	REDOXISOL	

No sol	Type de sol	groupe ACP
542	NEOLUVISOL	groupe 13
254	NEOLUVISOL	
253	NEOLUVISOL	
242	NEOLUVISOL	
249	NEOLUVISOL	
204	ANTHROPOSOL TRANSFORME	groupe 14
132	ORGANOSOL CALCAIRE	
144	ANTHROPOSOL TRANSFORME	
133	CALCOSOL	groupe 15
147	CALCOSOL	
226	CALCOSOL	
169	CALCOSOL	
293	BRUNISOL sur CALCOSOL	
411	RENDOSOL	groupe 16
412	RENDOSOL	
392	RENDOSOL	
333	ORGANOSOL INSATURE	
391	ORGANOSOL INSATURE	groupe 17
413	ORGANOSOL INSATURE	
414	ORGANOSOL INSATURE	
382	ORGANOSOL INSATURE	groupe 18
251	BRUNISOL OLIGO-SATURE	
442	CALCOSOL	
248	BRUNISOL OLIGO-SATURE	groupe 19
208	BRUNISOL OLIGO-SATURE	
229	BRUNISOL OLIGO-SATURE	
394	CALCOSOL	
529	BRUNISOL sur CALCOSOL	
393	CALCOSOL	
342	CALCOSOL	
345	CALCOSOL	groupe 20
312	BRUNISOL sur CALCOSOL	
291	NEOLUVISOL	
421	CALCOSOL	
171	NEOLUVISOL	
269	BRUNISOL OLIGO-SATURE	
241	BRUNISOL OLIGO-SATURE	
402	BRUNISOL OLIGO-SATURE	groupe 21
252	NEOLUVISOL	
313	NEOLUVISOL	
331	CALCOSOL	groupe 21

Tab. 4.3 : Groupes formés à partir de l'analyse en composantes principales

Le groupe 14, très éloigné de l'origine, se trouve à la suite du gradient évoqué précédemment. Il est formé par deux ANTHROPOSOLS TRANSFORMÉS et un ORGANOSOL CALCAIRE. Ce groupe se différencie des autres par une très forte déclivité et un ombrage absolu. Les formes d'humus sont également particulières ; il s'agit d'AMPHIMULLS et d'un TANGEL.

Dans la partie inférieure du graphe, quatre groupes s'individualisent. Ils ont situés dans la partie négative de l'axe 2 et dépendent avant tout de l'altitude. Tous se trouvent au-dessus de 1'000 m. Parmi ces quatre groupes, on en distingue deux formés uniquement de NÉOLUVISOLS. L'un (groupe 6) renferme des NÉOLUVISOLS avec des formes d'humus du type mull, dans des stations de pâturage ouvert et une végétation à tendance eutrophe. L'autre est caractérisé par des formes d'humus moins actives (DYSMULL à MOR) et une végétation acidocline et sciacline. Le groupe 12 comprend uniquement deux RÉDOXISOLS avec une forme d'humus bien particulière HYDROMULL.

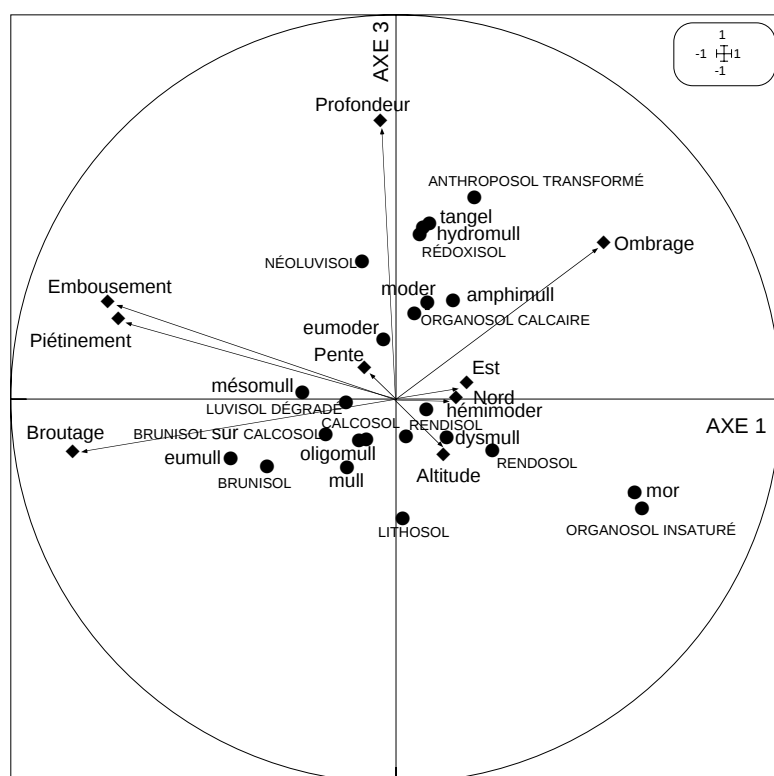


Fig. 4.9b : Projection des variables explicatives sur les axes 1 et 3 de l'analyse en composantes principales:

- ◆ variables quantitatives
- variables qualitatives

dent à des conditions moyennes tant pour l'altitude, la profondeur, que pour les autres facteurs considérés. Ils comportent des types de sol très différents (CALCOSOL à NÉOLUVISOL), mais la forme d'humus dominante est le DYSMULL. On les distingue du groupe 19 (également pédologiquement hétérogène) par une déclivité faible à nulle.

4.3.6 ACC sol - végétation

Dans cette analyse canonique de correspondances, la matrice des synusies a été contrainte avec une matrice de 32 variables pédologiques. Les descripteurs édaphiques contiennent des données qualitatives (noms des sols, des humus) et des données quantitatives (par ex. : profondeur du sol, pH des divers horizons, taux d'accumulation de la matière organique...). L'ensemble de ces variables permet d'extraire environ 43% de la variance totale. Cela représente un pourcentage considérable et démontre, si besoin était, l'importance des facteurs édaphiques. Le test de Monte-Carlo effectué sur l'ensemble des données est significatif à 1%.

Dans la première représentation (fig. 4.10), les groupements végétaux, caractéristiques de conditions édaphiques particulières (voir § 4.4.7), tirent la représentation graphique en une étoile à trois branches dont ils occupent les extrémités.

La branche de l'étoile située parallèlement à l'axe 1, dans sa partie positive, regroupe toutes les synusies dépendantes d'une accumulation de la matière organique non décomposée. C'est le cas, en particulier, des synusies h209, h216 et h240. Fortement corrélée avec cet axe, on trouve la variable ORGANOSOL INSATURÉ dont l'humus

correspond à un mor, et les formes d'humus relevant des moders. La branche supérieure de l'étoile est formée de syntaxons liés aux sols superficiels, à savoir des LITHOSOLS ou des CALCOSOLS leptiques. Les synusies h233 et h223 se trouvent exclusivement sur ce type de sol. La branche de l'étoile qui pointe vers le bas regroupe les syntaxons hydromorphes h215 et h237.

Les groupements qui présentent une forte dépendance vis-à-vis de variables explicatives particulières obligent les autres objets projetés à se regrouper dans le centre du plan 1-2. La figure 4.11 représente un agrandissement de ce secteur. On y observe une série de vecteurs (flèches) qui décrivent les variables quantitatives. Le vecteur "accumulation de matière organique" corrélé avec l'axe 1 est opposé à celui de l' "activité biologique". En effet, plus celle-ci est importante, plus l'intégration de la litière est rapide, sous l'influence des vers de terre, et il ne peut y avoir d'accumulation.

Les vecteurs représentant les valeurs de pH jusqu'à 30 cm de profondeur, la réaction aux carbonates (HCl) et la proportion de squelette calcaire du sol apparaissent, du fait de leur petite distance angulaire, étroitement corrélés entre eux. Ils déterminent la présence d'un groupe de syntaxons franchement calcicoles.

La partie négative de l'axe 2 est corrélée avec la profondeur, celle-ci étant elle-même liée à l'hydromorphie et, dans une moindre mesure, à l'activité biologique et au pH à plus de 30 cm de profondeur.

C'est dans la partie négative de l'axe 1, s'étalant entre le pôle calcicole et le pôle profondeur, que se situe l'essentiel des synusies fortement broutées par le bétail. On trouve là une confirmation indirecte de l'effet de l'utilisation anthropozoogène des pâturages sur les processus d'intégration de la matière organique dans les sols.

4.3.7 Relations entre les formes d'humus, les sols et la végétation

Par le biais de la statistique de Mantel, les relations entre les matrices "humus", "sol" et "végétation", obtenues indépendamment, ont été testées (tab. 4.4). En choisissant un seuil de rejet de l'hypothèse nulle de 0,05 (5%), on peut conclure que la relation entre les sols et la végétation est hautement significative (1‰), celle entre les sols et les formes d'humus est encore significative ($p = 0,015$) alors que celle existant entre la végétation et les humus dépasse ce seuil ($p = 0,089$). Il serait pourtant malvenu d'accepter ces résultats sans une vision critique. Le test de Mantel décèle des relations linéaires entre les matrices fournies alors que le système étudié est perçu en contexte multivariable.

La végétation herbacée et le type de sol sont fortement corrélés, parfois de manière directe (nardaie sur NÉOLUVISOL acide), souvent de manière indirecte ; l'homme intervient en élevant le pH des horizons de surface par la fumure, particulièrement des sols issus de loess. On observe alors des prés méso- ou eutrophes sur des NÉOLUVISOLS dont l'horizon A possède un pH proche de la neutralité. Les caractéristiques physico-chimiques d'un sol se répercutent sur la pédofaune qui, à son tour, influence la formation des épisolums humifères. La relation entre sols et formes d'humus est significative.

Pour la relation entre les formes d'humus et la végétation, un exemple pris dans la région des Breuleux (Havlicek & Gobat, 1998) démontre avec pertinence qu'il est nécessaire de tenir compte des différents descripteurs et qu'on ne peut se contenter de variables synthétiques comme la référence nomenclaturale d'un sol ou la présence d'un syntaxon végétal. En effet, les sols décrits sous les profils d'humus de

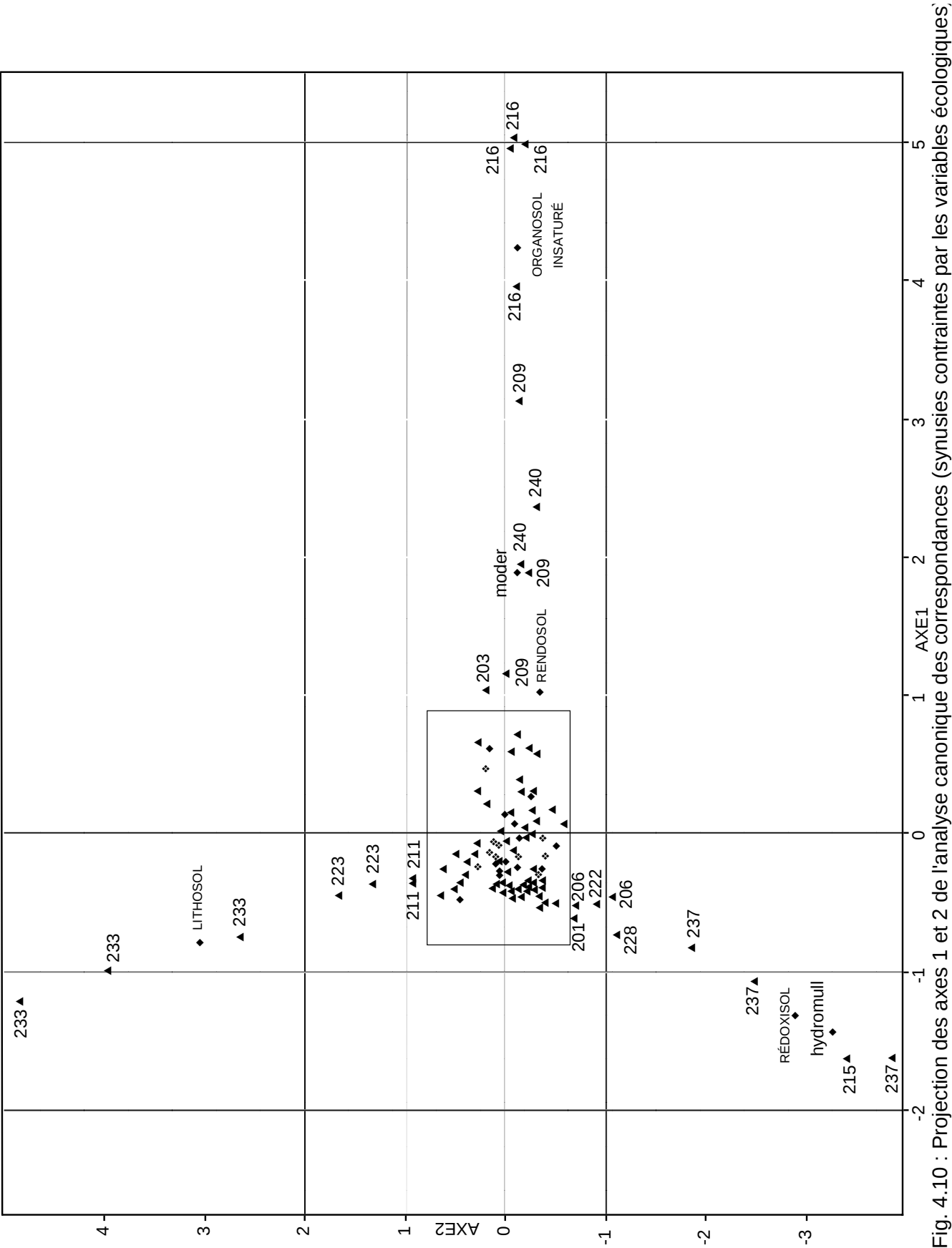
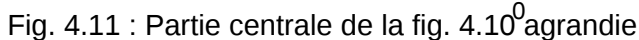


Fig. 4.10 : Projection des axes 1 et 2 de l'analyse canonique des correspondances (synusies contraintes par les variables écologiques;



- cette étude se rangent dans la référence des NÉOLUVISOLS. Néanmoins, ils comportent trois formes d'humus aux caractéristiques différentes. L'installation d'une forme d'humus dépend ici de la combinaison de plusieurs variables : le pH de surface, le degré d'hydromorphie, le type de litière et la présence des arbres, qui est à son tour corrélée avec la litière et l'hydromorphie. De même, une synusie unique (h203) peut générer selon sa position par rapport à la strate arborescente des épisolums humifères dissemblables.

PROGRAMME MANTEL

Version Béta 3.0 par A. Vaudor

Département de sciences biologiques, Univ. de Montréal

C.P. 6128, succursale A, Montréal, Québec H3C 3J7

Nombre d'objets : 70

Nombre de descripteurs : 70

Nombre d'itérations : 999

Test unilatéral à gauche ou à droite : les probabilités sont significatives près de zéro.

PP signifie plus petits, EG égaux et PG plus grands que la statistique originale.

La valeur originale est ajoutée aux Egaut, suivant Hope (1968).

Matrice sol / matrice syntaxons herbacés

Calcul:					Permutations	Approximation	
r	r stand.	PP	EG	PG	Prob. r	t	Prob. T
0.13199	1.00000	999	1	0	0.00100	6.61292	0.00000

Matrice sol / matrice humus

Calcul:					Permutations	Approximation	
r	r stand.	PP	EG	PG	Prob. r	t	Prob. T
0.05899	0.71552	985	7	8	0.01500	2.64228	0.00412

Matrice humus / matrice syntaxons herbacés

Calcul:					Permutations	Approximation	
r	r stand.	PP	EG	PG	Prob. r	t	Prob. T
0.03135	0.31983	911	39	50	0.08900	1.56924	0.05830

Tab. 4.4 : Résultats du test de Mantel (3 matrices testées : types de sol, formes d'humus, syntaxons herbacés)

4.4. Discussion

4.4.1. Typologie et répartition des sols

4.4.1.1. Les types de sol du massif jurassien

Le massif jurassien présente une grande diversité de types de sol. Presque tous les sols de climat tempéré peuvent y être identifiés et de nombreuses publications les décrivent. Bruckert & Gaiffe (1980) recensent une grande partie des sols jurassiens en pays calcaire glaciaire et karstique, depuis les sols peu évolués (alluviaux, lithocalciques) jusqu'aux sols podzolisés (sols ocres podzoliques) en passant par tous les types calcimagnésiques, brunifiés et lessivés. Ils évoquent également les sols hydromorphes (tourbes calciques et acides, sols à gley). Ce travail représente une bonne référence de base pour qui s'intéresse aux sols jurassiens. Les HISTOSOLS ont été caractérisés par Gobat *et al.* (1986) dans les milieux naturels, mais aussi dans les milieux modifiés par l'homme et leur potentiel de régénération a été déterminé. Aubert *et al.* (1979) s'intéressent plus particulièrement aux sols du Haut-Jura vaudois et décrivent des séquences d'évolution entre les sols issus du limon argileux

allochtone et les sols peu évolués humifères ou les sols calcimagnésiques. D'autres travaux, plus récents, décrivent des processus particuliers comme la rubéfaction de sols bruns (Jouaffre, 1989) ou de sols lessivés (Guenat, 1987). Vadi & Gobat (1998) apportent la preuve définitive de l'existence des véritables podzols humo-ferrugineux sur le massif jurassien liés à des substrats particuliers, alors que, généralement, le matériel parental des sols contient trop de fer pour permettre la podzolisation (Michalet, 1982 ; Michalet & Bruckert, 1986).

En résumé, malgré l'idée préconçue, déjà relevée, que les sols du Jura se forment en grande partie sous influence du calcaire, on constate que la diversité des sols est très importante et que même des sols aussi étrangers au calcaire que les PODZOSOLS y ont leur place.

4.4.1.2. Les types de sol des pâturages boisés

Par définition, les pâturages boisés (Gallandat *et al.*, 1995) sont une création de l'homme. On rencontre certes ce genre de formation semi-boisée dans des milieux naturels mais, dans ce cas, il s'agit de conditions particulières, rencontrées par exemple à la limite supérieure de la forêt. Par conséquent, l'échantillonnage des types de sol des pâturages boisés ne sera pas représentatif des sols jurassiens dans leur ensemble.

Lors de la colonisation du Haut-Jura, les premiers colons ont défriché prioritairement, et sur la base de connaissances empiriques, les sols les plus fertiles (Rieben 1957 ; Havlicek & Gobat, 1996). Les sols à vocation agronomique, portant des groupements végétaux à valeur pastorale élevée, sont essentiellement des BRUNISOLS et des BRUNISOLS sur CALCOSOL, donc des sols formés à partir de dépôts de limons éoliens. Leur taux d'argiles, issues de la dégradation de ces limons, parfois alliées à des argiles de décarbonatation, est relativement important et permet, avec la matière organique, une structuration favorable du sol. Cette caractéristique est une des qualités primordiales pour une bonne fertilité du sol (Duchaufour, 1983). Une importante fraction fine (argiles et limons) garantit également une réserve hydrique bénéfique à la croissance des végétaux. L'absence ou la faible présence d'éléments grossiers dans les 10 à 30 premiers centimètres est garante d'une pénétration optimale des racines. Dans sa clé dichotomique de classement des sols agricoles, Bruckert (1987) utilise la texture et la pierrosité (après le climat général) comme facteurs déterminants pour l'aptitude des sols à l'utilisation agricole. La présence du calcaire en profondeur fournit une réserve de cations basiques et maintient des pH favorables à la vie des organismes du sol. Lorsqu'ils sont dépourvus de caractères hydromorphes, les NÉOLUVISOLS possèdent les mêmes propriétés intéressantes pour la mise en culture. Sur le massif jurassien, s'ils ne sont pas situés sur des dépôts éoliens trop épais, ils présentent des caractéristiques agronomiques comparables à celles des BRUNISOLS, ceci malgré des pH plus bas.

Le quatrième type de sol bien représenté dans l'échantillonnage est le CALCOSOL. Ce sol se développe essentiellement sur les pentes où le dépôt initial des limons éoliens n'a pu se maintenir en raison de la gravité. Même s'il est très filtrant et ne réagit que faiblement aux améliorations agricoles, il permet l'installation d'une végétation de pâturages oligotrophes à mésotrophes.

Les sols azonaux (ANTHROPOSOL TRANSFORMÉ, ORGANOSOLS CALCAIRE et INSATURÉ, RÉDOXISOL), ainsi que les sols à valeur agronomique faible ou nulle (LITHOSOL, RENDISOL, RENDOSOL, LUVISOL DÉGRADÉ) ne représentent qu'une petite part de l'échantillonnage.

Leur présence est due au fait que l'échantillonnage a été conduit sur la base des synusies herbacées afin d'avoir une correspondance entre tous les groupements végétaux et leur sol. Par rapport à l'ensemble du massif jurassien, ces sols sont certainement sous-estimés dans ce travail.

L'ANTHROPOSOL TRANSFORMÉ mérite une remarque particulière. Ce concept est dévolu aux "sols" entièrement fabriqués par l'homme ou à ceux qui ont été tellement transformés que le solum originel n'est plus reconnaissable (Baize & Girard, 1995). Dans notre cas, les ANTHROPOSOLS TRANSFORMÉS résultent d'une pratique ancestrale commune à tous les pays calcaires. Ils se sont développés sur les murgiers formés par l'homme lors de l'épierrage des pâturages. Leurs caractéristiques morpho-physiques montrent une convergence avec les RENDOSOLS, voire avec les ORGANOSOLS CALCAIRES. Au départ, on peut les considérer comme des annexes minérales du sol (Gobat *et al.*, 1998). Cependant, et selon la fréquence de leur réalimentation en cailloux, une colonisation végétale permet une évolution plus ou moins rapide vers un sol. Leur origine est donc anthropique mais le développement est régi par les lois d'une pédogenèse naturelle. A long terme, c'est un biotope évolutif dont les caractéristiques originelles disparaîtront au profit d'un "aspect" naturel.

4.4.2. Caractéristiques physico-chimiques

Les analyses ont été effectuées dans un but descriptif, sur des profils présentant des caractéristiques modales, et ceci pour quatre types de sol seulement. Il est intéressant de les comparer avec les données obtenues par Aubert *et al.* (1979) et Bruckert & Gaiffe (1980) sur des sols similaires (tab. 4.5).

Localisation auteur	Type de sol	Horizon	pH H ₂ O	Corg (%)	Ntot (%)	C/N	argile	limon f.	limon g.	sable	Ca	Mg	K	S/T
							(%)				(cmol ⁺ /kg)			
Les Cluds PB1551	NEOLUVISOL	A	5.0	6.0	0.30	19	39.7	36.5	19.3	4.5	11.6	1.0	0.9	*
		AE	5.2	1.8	0.20	8	33.5	39.8	22.4	4.3	4.4	0.4	0.3	30.5
		BT	6.3	0.6	0.20	4	39.3	39.0	17.7	4.0	14.7	0.3	0.4	27.8
Mt-Tendre (Aubert <i>et al.</i> , 1978) (p. 16)	b.lessivé	A1	5.9	7.4	0.73	10	36.5	34.0	25.0	4.5	13.2	2.3	0.6	60.0
		A2	5.7	3.6	0.40	9	32.5	30.0	32.0	4.5	8.5	1.7	0.2	54.0
		B21t	5.6	1.5	0.18	8	43.5	38.0	17.5	1.0	6.0	1.8	0.3	49.0
Laveron (Bruckert & Gaiffe, 1980) (p. 59)	b. lessivé	A1	5.1	4.9	0.32	15	17.0	40.0	33.0	10.0	5.5	0.6	0.3	31.8
		A2	4.9	2.5	0.18	14	25.0	45.0	20.0	10.0	2.1	0.4	0.1	20.2
		Bt1	5.1	0.5	*	*	35.0	39.0	21.0	5.0	3.6	0.2	0.2	28.6
Muriaux PB269	BRUNISOL	A	5.5	5.4	0.60	10	42.1	27.3	23.1	7.5	20.9	1.1	1.2	42.0
		S	5.6	2.8	0.30	8	39.6	26.4	26.4	7.6	19.7	0.5	0.7	35.7
Begnines (Aubert <i>et al.</i> , 1978) (p. 32)	b.calcique	A1	5.7	6.5	0.28	14	42.0	44.5	13.0	0.5	20.3	0.9	0.5	74.0
		A3	5.5	6.1	0.25	14	47.0	41.5	11.0	0.5	42.9	0.8	0.5	100.0
		(B)	6.7	5.8	0.22	15	54.0	34.0	11.5	0.5	45.0	0.8	0.5	100.0
Mt-Tendre (Aubert <i>et al.</i> , 1978) (p. 22)	b.calcique	A1	6.2	7.9	0.77	10	34.0	24.0	37.0	5.0	12.2	0.8	0.4	44.0
		A3	6.5	4.0	0.34	12	37.0	23.0	33.0	6.5	14.7	0.4	0.3	56.0
		(B)/C	6.8	2.5	0.23	11	39.0	23.0	32.0	5.5	24.0	0.3	0.8	92.0
La Sagne PB741	CALCOSOL	A	6.5	13.6	1.30	11	60.7	27.5	9.8	2.0	45.4	1.7	0.6	34.7
		Sca	7.4	10.9	1.10	10	51.8	36.0	10.5	1.5	54.1	0.9	0.5	42.2
Bonnevaux (Gaiffe, 1987) (p. 55)	b.calcaire	A1	7.7	6.6	0.52	13	47.8	27.8	18.0	6.2	26.5	0.8	0.4	100.0
		(B)	7.9	3.5	*	*	43.5	33.7	17.3	5.5	21.7	0.5	0.2	100.0

Tab. 4.5 : Comparaison des analyses de 3 types de sols (NEOLUVISOL, BRUNISOL ET CALCOSOL) avec les données de Aubert *et al.*, Bruckert & Gaiffe et Gaiffe pour les mêmes sols (* valeurs manquantes)

NÉOLUVISOL

Les données obtenues pour le NÉOLUVISOL des Cluds offrent une bonne concordance avec celles du Mont-Tendre (Aubert *et al.*, 1979) et, dans une moindre mesure, avec celle du Laveron (Bruckert & Gaiffe, 1980). Le taux d'argile de l'horizon BT (B21t, chez Aubert *et al.*), même s'il n'est pas beaucoup plus élevé que celui de l'horizon AE (A2), répond à la définition d'un horizon d'illuviation d'un NÉOLUVISOL avec un indice de différenciation texturale $IDT = E + 9\%$ (AFES, 1995). Dans un LUVISOL TYPIQUE, la teneur en argile du BT doit être plus élevée (teneur en argile : $BT = E + 24\%$). Les NÉOLUVISOLS issus de limons éoliens dans le massif jurassien y ont atteint leur climax. La présence de calcium au bas du profil, nettement perçue pour le BT des Cluds ($Ca^{2+} = 14,7\%$), ainsi qu'une teneur élevée en oxydes ferriques du matériau allochtone (Pochon, 1978, Aubert *et al.*, 1979), bloque le lessivage des argiles et empêche la pédogenèse de se poursuivre vers un LUVISOL TYPIQUE (Duchaufour, 1983). En comparant les valeurs de calcium et de fer total des horizons lessivés du NÉOLUVISOL (Aubert *et al.*, 1979) avec celles des horizons BT provenant de deux LUVISOLS DÉGRADÉS développés sur limons éoliens (Bouma *et al.*, 1968 ; Magniant *et al.*, 1973), il s'avère que le fer doit jouer un rôle prépondérant dans le blocage de la pédogenèse (voir § 5.3). Les valeurs de calcium (exprimées en $cmol^+/kg$) sont similaires dans les trois cas : BTd = 6,5 à 9,15, BT = 6,0 à 9,4, mais la teneur en fer total (exprimée en %) est plus importante dans le BT (5,34 à 6,78) que dans les BTd (2,73 à 3,24).

BRUNISOL

Le BRUNISOL de Muriaux est comparé à deux sols décrits par Aubert *et al.* (1979) et classés parmi les sols bruns calciques (CALCISOLS). L'un se forme à partir de matériel allochtone sur le Mont-Tendre alors que le deuxième (Begnines), situé au fond d'une combe anticlinale avec soutirage karstique, est strictement autochtone (Pochon, 1978).

La composition granulométrique des sols de Muriaux et du Mont-Tendre ne diffère pas fondamentalement. On peut même noter que la teneur en argile est similaire à celle des NÉOLUVISOLS. Par contre, on n'observe pas d'horizon illuvial. L'origine allochtone de ces deux sols est avérée, mais la présence de calcaire à faible profondeur dans le profil (à moins de 25 cm de la surface) permet une pédogenèse brunifiante mais non lessivante (voir chap. 5). Le taux de saturation est comparable dans l'horizon organo-minéral, mais il augmente dans les horizons A3 et (B)/C du sol du Mont-Tendre alors qu'il diminue dans l'horizon Sci du BRUNISOL de Muriaux. Dans le premier cas, le sol possède des éléments grossiers calcaires jusqu'à 10 cm de la surface, dans le deuxième ils apparaissent seulement à 25 cm de profondeur. Toutefois, les deux sols présentent de grandes similitudes et on peut les classer parmi les BRUNISOLS.

Ces deux BRUNISOLS se distinguent nettement du CALCISOL (brun calcique véritable) des Begnines. La différence se marque (outre les analyses minéralogiques) dans la composition granulométrique. La teneur en argile est globalement plus élevée dans le CALCISOL alors que les limons fins y sont deux fois moins importants. Les sables sont très peu représentés dans le spectre granulométrique autochtone. L'origine calcaire se marque également dans le taux de saturation et la teneur en calcium du CALCISOL. Cet élément a des valeurs fortes, à l'exception de l'horizon de surface où sa teneur est égale à celle de l'horizon A du BRUNISOL de Muriaux. Dans ce dernier cas, l'augmentation concordante de magnésium et de potassium indique qu'il s'agit d'apports d'engrais.

CALCOSOL

Le CALCOSOL de la Sagne est comparé à un sol brun calcaire de Bonnevaux (Gaiffe, 1987). Une faible teneur en limons grossiers, ainsi qu'une proportion d'argile assez importante indiquent la parenté de ces sols avec leur substratum calcaire. Une analyse minéralogique des CALCOSOLS des pâturages boisés (Havlicek & Gobat, 1996) montre que l'assemblage minéralogique caractéristique des limons éoliens est également détecté dans ces sols. Cependant, l'épaisseur de ce dépôt est trop faible pour lui permettre de s'exprimer nettement dans une pédogenèse globalement sous influence calcaire (Havlicek & Gobat, 1996). Le CALCOSOL de Muriaux est malgré tout un sol à double origine ; la teneur en carbonate de calcium est faible, même dans l'horizon S. Alors que l'horizon (B) du sol brun calcaire de Bonnevaux contient 18,6% de CaCO_3 , on n'en mesure que 0,6% dans l'horizon S de Muriaux.

BRUNISOL sur CALCOSOL

Ce dernier type de sol, bien représenté dans les pâturages boisés est d'abord défini par sa morphologie. Il possède une séquence d'horizons S / IISca avec une discontinuité brutale entre les deux, ce qui le distingue d'un CALCOSOL qui peut avoir un horizon Sci surmontant un horizon Sca ; dans ce cas, la limite sera progressive. La démarche de rattachement à une référence (Baize & Girard, 1995) n'est pas univoque. Selon la vitesse d'évolution, l'épaisseur initiale du dépôt allochtone et la nature de la roche calcaire sous-jacente, le BRUNISOL sur CALCOSOL peut être considéré comme un sol composé et l'on peut utiliser la démarche de rattachement double. Ici, on ne souhaite pas privilégier une référence aux dépens de l'autre et on choisit, pour rendre compte de la réalité observée sur le terrain, de placer ce type de sol dans les espaces périmodaux de deux références. Il est difficile, pour ne pas dire impossible, de justifier ce choix par une interprétation des données analytiques, étant donné qu'un seul solum a été analysé. La composition granulométrique se rapproche de celle du CALCOSOL (dominance des argiles, faible teneur en limons grossiers), la teneur en calcium est importante (plus de $30 \text{ cmol}^+/\text{kg}$) mais le solum est totalement décarbonaté. D'après ces caractéristiques, on pourrait placer ce type de sol parmi les CALCISOLS. Mais son évolution est différente, puisque la partie supérieure du solum ne s'est pas différenciée par la seule voie de la décarbonatation.

Le BRUNISOL sur CALCOSOL correspond probablement aux sols bruns à pellicule calcaire définis par Bruckert & Gaiffe (1980, 1985). Ils sont caractérisés par une couche poudreuse très mince entre la roche et la terre fine. Cette couche réagit fortement à l'acide chlorhydrique alors que la terre fine est totalement décarbonatée. Bruckert & Gaiffe expliquent ce phénomène par des raisons climatiques (forte pluviosité) et pensent que ces sols régionaux seraient ailleurs du type brun calcique. Morphologiquement, ils présentent de fortes similitudes avec les BRUNISOLS sur CALCOSOL dont l'origine allochtone a été prouvée. Si l'hypothèse de l'allochtonie des sols bruns à pellicule calcaire était également démontrée, il faudrait reconsidérer leur mode d'évolution qui ne serait pas uniquement dépendant du climat.

4.4.3. Evolution des sols jurassiens

A conditions climatiques semblables, le facteur déterminant de l'évolution des sols est l'épaisseur du dépôt de loess (voir chap. 5), associé à la porosité de la roche et à la limite physiologique d'enracinement de la végétation. Jusqu'à 35 cm d'épaisseur, la pédogenèse reste sous l'influence primordiale du calcium (Michalet &

Bruckert, 1986). Malgré la présence de limon éoliens, les *CALCOSOLS* conservent leur caractéristiques morphologiques et fonctionnelles (Havlicek & Gobat, 1996). C'est également le cas de tous les autres sols à ambiance calcaire ou calcique comme les *RENDOSOLS*, les *RENDISOLS* ou les *ORGANOSOLS CALCAIRES*.

Le processus d'éluviation des argiles, qui donne naissance aux sols lessivés, ne se réalise que lorsque l'épaisseur du dépôt est supérieure à 35 cm environ ou, si le dépôt est inférieur à 35 cm, lorsque le sol repose sur une dalle calcaire compacte, ne libérant que peu de cations basiques (*NÉOLUVISOL*, *LUVISOL DÉGRADÉ*). Le rôle du degré de fragmentation de la roche sur l'évolution des sols jurassiens a déjà amplement mis en évidence (Bruckert & Gaiffe, 1980 ; 1989 ; Gaiffe & Bruckert, 1990 ; 1991).

Les *BRUNISOLS*, dont la profondeur moyenne se situe autour des 35 cm critiques de dépôt éolien, présentent des caractères inhérents à leur double origine. Leur texture est essentiellement limoneuse. Le pH, variable, dépend du degré de fragmentation et de la porosité de la roche sous-jacente qui induisent une disponibilité plus ou moins importante du calcium. La présence du calcium va détourner l'évolution de la voie acide, conséquence naturelle d'une pédogenèse sur matériel silicaté. Le calcium, par la hausse du pH, bloque cette voie au profit de la brunification. Par le biais des remontées biologiques, la végétation (Pochon, 1978 ; Salsac, 1980 ; Duchaufour 1983 ; Havlicek & Gobat, 1996 ; Havlicek *et al.*, 1998) contrecarre la forte lixiviation du calcium observée sous climat jurassien et peut même contraindre l'évolution vers une voie calcique secondaire qui aboutit à des sols recalcifiés.

4.4.4. Influences anthropiques

Il est difficile, sur la base des solums décrits, d'évaluer l'influence humaine, qu'elle soit directe ou non. On peut néanmoins cerner les impacts principaux. Le premier et le plus important sans conteste est le défrichement. La mise en lumière des sols a pour effet d'accélérer le turnover de la matière organique (Gobat *et al.*, 1998). Dans certains cas, l'abattage des arbres provoque une augmentation de l'hydromorphie car les arbres ne jouent plus leur rôle naturel de pompe (Lemée 1978 ; Lévy 1990). L'effet des racines sur l'extraction d'eau du sol et plus généralement sur les modifications du régime hydrique du sol a été étudiée par Angers & Caron (1998). L'assèchement du sol par les racines peut intervenir en synergie avec la formation des agrégats et l'accroissement de la stabilité structurale. La zone d'impact des arbres affecte les sols dans un périmètre de 10 m autour des individus, alors que, pour les arbustes et la végétation herbacée, cette zone ne représente que 1-5 m et 0,1-0,5 m respectivement (Binkley & Giardina, 1998).

Dans les Franches-Montagnes, l'hydromorphie peut se manifester sous forme de nappe perchée. Ce phénomène a été décrit par Bruckert & Gaiffe (1989) qui mettent en évidence l'existence de coussins d'air piégés entre un plancher imperméable et la nappe de surface d'origine pluviale. Dans ces conditions le sol devient particulièrement sensible au piétinement du bétail qui compacte les horizons de surface.

Les amendements, essentiellement pratiqués sur les sols profonds (Gallandat *et al.*, 1995), sont perceptibles dans les horizons supérieurs des sols où ils sont responsables d'une hausse du pH. C'est notamment le cas des *NÉOLUVISOLS*, dont il est important de noter qu'ils sont très sensibles aux engrais, particulièrement aux amendements potassiques. Soltner (1987) montre que l'apport de potassium peut induire une décalcification de sols déjà désaturés au départ, l'échange de ions K^+ contre des

ions Ca^{2+} , puis la lixiviation de ces derniers. Ce problème a déjà été évoqué par Haller-Rohner (1990) pour les pâturages du Creux-du-Van (Jura neuchâtelois).

La présence du bétail joue également un rôle important, à deux niveaux. La fertilisation directe par les restitutions biologiques (bouses, pissats), tout comme le piétinement qui favorise l'enfouissement de la litière, ont pour effet d'élever le pH des horizons de surface ; à son tour ceci contribue à augmenter l'activité biologique (Havlicek & Gobat, 1998).

4.4.5. Couverture pédologique et géomorphologie jurassienne

Le massif jurassien est une vaste surface calcaire plissée dont l'évolution est marquée par les phénomènes karstiques. Il en résulte une morphologie particulière organisée en diverses unités structurales : plateaux calcaires, anticlinaux, synclinaux, combes anticlinales (Aubert, 1975).

La nature des différentes couches géologiques intervient dans le modelé du paysage et dans l'organisation de la couverture pédologique. Le degré de fragmentation de la roche revêt un aspect particulièrement important (voir § 4.4.3).

Mais, entre le sol et le substratum géologique, il existe souvent une formation superficielle qui intervient dans la pédogenèse des sols d'une région (Duchaufour, 1988) : moraines, limons éoliens (d'âge, de formation et de composition différents), terra fusca, terra rossa.

Le relief intervient dans la formation de chaînes de sols par d'importants déplacements de matière, spécialement dans le contexte des processus de pente (Ellis & Mellor, 1995). En zone montagneuse, le dynamisme du système géomorpho-pédologique dépend d'une combinaison de facteurs qui intègrent l'activité tectonique, les fluctuations climatiques mais aussi les mouvements de masse ou les modifications de l'utilisation du paysage (Gerrard, 1992). Des mouvements latéraux emportent par colluvionnement ou reptation le matériel des sommets qui va s'accumuler dans les dépressions. Les sols formés au bas d'une pente sont donc largement dépendants des apports fournis par les sols situés en amont et possèdent ainsi, au moins partiellement, la même origine minéralogique. On observe également des transports verticaux dépendants du soutirage karstique (Aubert et al., 1979 ; Gaiffe & Bruckert, 1985 ; Duchaufour 1988).

Les NÉOLUVISOLS et les BRUNISOLS se forment de préférence dans les larges dépressions remplies par le dépôt loessique primaire auquel s'ajoutent les limons de colluvionnement secondaire. Dans certaines régions, comme celle des Breuleux (Jura), on peut soupçonner sous la couche de limons éoliens la présence de terra fusca, originaire de la glaciation rissienne (voir § 3.3.1.3).

Les pentes et les replats sur roche calcaire fragmentée, surmontée d'une couche plus ou moins mince de limons éoliens, sont le domaine des CALCOSOLS et des BRUNISOLS sur CALCOSOL.

Les calcaires compacts du Kimméridgien ou du Portlandien, lorsqu'ils sont associés au climat rude du Haut-Jura qui favorise l'accumulation de la matière organique, génèrent des ORGANOSOLS INSATURÉS.

Enfin, des conditions hydrologiques particulières, liées à la présence d'un substrat imperméable et de nappes d'eau, permettent l'installation de sols hydromorphes auxquels se rattachent les RÉDOXISOLS décrits.

On rencontre fréquemment une structure originale que l'on pourrait qualifier de "marches d'escalier" (fig. 4.12). C'est une alternance de replats (marches) et de

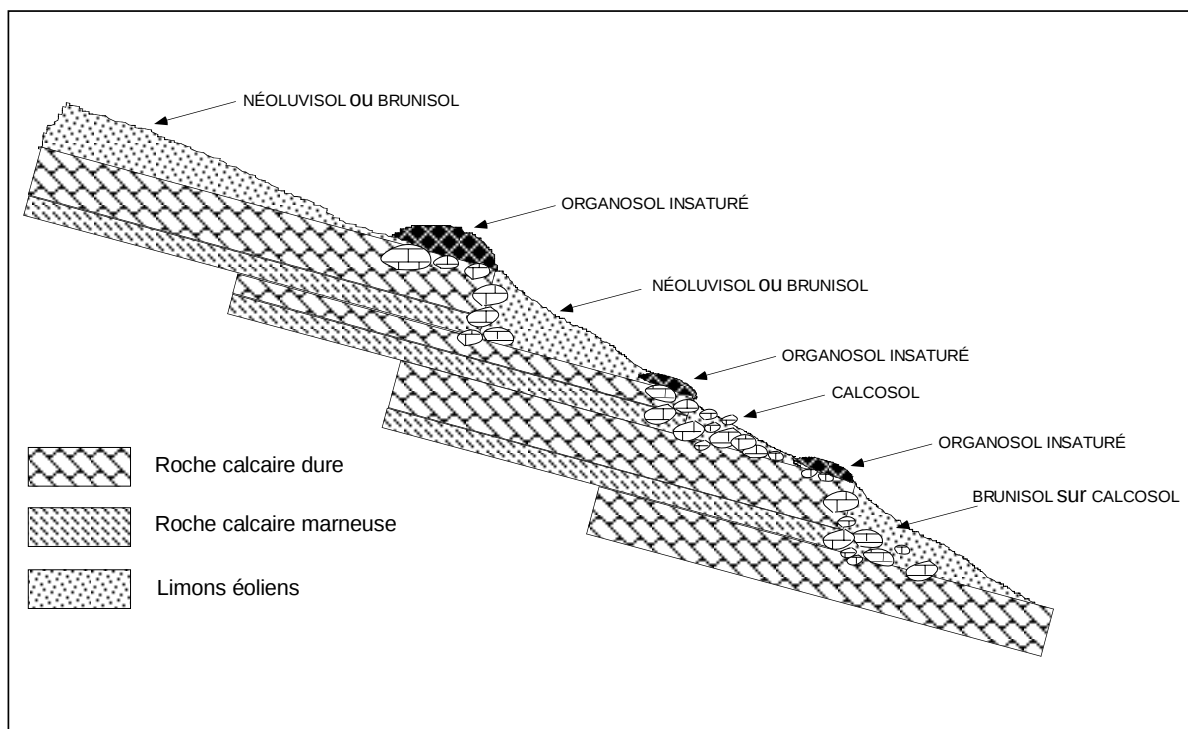


Fig. 4.12 : Représentation schématique de la structure en "marches d'escalier" due à la diversité lithologique. Répartition des sols.

bancs calcaires (contre-marche) perpendiculaires à la pente. Elle est décrite dans la région du Marchairuz (Gallandat *et al.*, 1995). Il s'agit d'une formation issue de la diversité lithologique des couches géologiques. Le Portlandien, étage affleurant dans cette région (Rieder, 1994), ne présente pas une stratigraphie homogène. On y observe une alternance de calcaires plus ou moins purs, ce qui entraîne une résistance différenciée aux phénomènes érosifs (Béguin, 1970 ; Aubert, 1975). Le pendage des couches, pas tout à fait conforme à la pente, permet à la lithologie de s'exprimer en offrant divers faciès à l'action de l'érosion. Les têtes de banc, formées de calcaires purs, résistent à la désagrégation et forment un affleurement continu parallèle à la pente alors que les niveaux plus hétérogènes se désagrègent pour former des cuvettes étendues sous les têtes de banc. Sur les premières, on recense des sols minces (LITHOSOL, ORGANOSOL INSATURÉ), tandis que les secondes sont occupées par des sols typiques des calcaires fragmentés (CALCOSOL, BRUNISOL SUR CALCOSOL). Finalement, dans les dépressions où s'accumule la terre fine colluvionnée, souvent d'origine allochtone, on observe des BRUNISOLS ou des NÉOLUVISOLS. Rieben (1957) et Aubert (1975) cernent bien ce phénomène lorsqu'ils décrivent l'action du sous-sol géologique sur le façonnement du relief qui détermine à son tour la genèse des sols.

4.4.6. Relation des sols avec l'environnement

Le sol est le point de rencontre entre le monde minéral et le monde vivant. Il reflète les conditions de l'environnement. Il est admis que la compréhension des écosystèmes n'est pas possible sans faire appel à la pédologie (Duchaufour & Toutain, 1985). Le développement d'un sol est intimement lié à celui de la végétation (Lepart & Escarre, 1983). La première analyse multivariable effectuée lors de ce travail (§ 4.3.4) est une analyse canonique des correspondances où la répartition des types de

sol est contrainte par des variables biotiques et abiotiques. Ce sont ces dernières qui prévalent sur les deux premiers axes explicatifs. L'épaisseur du dépôt éolien est le facteur déterminant pour l'orientation de la pédogenèse. L'influence anthropique n'apparaît que sur l'axe 3. Cette vision un peu simpliste ne tient toutefois pas compte des formes d'humus. A la charnière entre le sol et la végétation, l'épisolum humifère, plus que le sol entier, est la clé de la compréhension de l'écosystème. En 1965 déjà, Duchaufour estime que l'évolution convergente des humus, et non seulement des sols, constitue un critère de base de l'identification des climax climatiques. La classification des sols est basée sur l'altération et la transformation de la matière minérale. Si cela est vrai pour les sols tropicaux, en climat tempéré, l'influence de la matière organique et par là des formes d'humus est primordiale (Duchaufour, 1976). La connaissance de ces dernières permet de juger l'état d'équilibre d'une station (Brun, 1978). Plus tard, Duchaufour & Toutain (1985) insistent sur le temps de latence court, par rapport à celui des sols, de transformation des humus à la suite de la modification de la végétation. Ce temps de réaction rapide d'un profil d'humus est souvent mis en avant (Babel, 1971 ; Klinkæt *al.*, 1990 ; Bernier 1992 ; Bernier *et al.*, 1993 ; Havlicek & Gobat, 1996 ; Havlicek *et al.*, 1998).

Le rôle de l'humus ne peut ainsi être négligé et, pour cette raison, la deuxième analyse multivariable inclut la matrice des humus (§ 4.3.5). De plus, ces données ont été soumises à une analyse en composantes principales afin de les laisser s'exprimer sans contrainte. L'axe 1, en principe le plus explicatif, prend en compte les facteurs liés à l'utilisation anthropique. Ce n'est que sur le deuxième axe, avec toutefois une absorption de la variance à peine inférieure, que les facteurs abiotiques (pente, altitude) s'expriment. Duchaufour & Toutain (1985) définissent trois types d'équilibre sol - végétation :

- l'équilibre climatique (zonal),
- l'équilibre stationnel,
- l'équilibre anthropique.

Les sols azonaux des pâturages boisés (RÉDOXISOL, ORGANOSOL INSATURÉ, LITHOSOL), avec des formes d'humus soit analogues soit convergentes, se retrouvent dans les zones distales du graphe, loin de l'origine. Ils sont régis par un équilibre stationnel, les facteurs du milieu jouant un rôle fondamental. L'utilisation de ce milieu par l'homme est pratiquement impossible, le facteur stationnel présente une grande inertie par rapport aux transformations.

Inclure la forme d'humus comme variable supplémentaire permet la dispersion des sols en une multitude de groupes, dépendants d'une convergence de facteurs abiotiques et biotiques. Braun-Blanquet (1964, cité par Lepart & Escarre, 1983) observe que, dans les régions où la végétation a été profondément transformée par l'homme, le climax n'est plus qu'une hypothèse. On peut cependant penser que ce sont surtout les sols climaciques (BRUNISOL, BRUNISOL SUR CALCOSOL, NÉOLUVISOL) qui ont subi les transformations anthropiques. Une évolution régressive a déterminé les formes d'humus divergentes qui permettent aujourd'hui leur séparation en différents groupes. Contrairement au climax stationnel, souvent dépendant d'un facteur "fort", le climax climatique (au sens de mosaïque, selon Lepart & Escarre, 1983) est régi par une combinaison de facteurs exogènes et / ou endogènes. Ceux-ci peuvent être modifiés par l'homme avec une moindre dépense d'énergie.

En définitive, le pâturage boisé reste un milieu fortement anthropisé, même si à petite échelle on observe un équilibre dynamique, et le schéma théorique des corrélations

lations sol - humus - végétation n'est pas pleinement vérifié. A l'échelle spatiale sol – synusie herbacée, il existe une corrélation statistiquement significative entre les syntaxons herbacés et les sols ($p = 0,001$). Cette corrélation se vérifie moins bien pour la relation sol - humus ($p = 0,015$) et encore moins pour la relation végétation - humus ($p = 0,089$). Dans ce milieu constamment soumis à des facteurs anthropiques, la cause est probablement d'origine temporelle. Le déterminisme des épisolums humifères est complexe ; le rôle de la litière ne fait qu'atténuer ou renforcer l'action du milieu extérieur (Toutain & Védý, 1975), la modification des propriétés physico-chimiques du sol induit la transformation de la pédofaune et donc de l'humus.

4.4.7. Déterminisme édaphique des syntaxons herbacés

Le déterminisme édaphique des groupements herbacés (26 syntaxons) les plus fréquents est discuté ci-dessous. La description détaillée de ces groupements fait partie du rapport PATUBOIS (Gallandat *et al.*, 1995). On se bornera ici à donner une description succincte.

h201 (*Alchemillo monticolae* – *Poetum supinae*)

Pré piétiné eutrophe de l'étage montagnard et subalpin, héliophile, répandu sur les chemins herbeux

La synusie h201 occupe des sols aussi différents que peuvent l'être un NÉOLUVISOL, un BRUNISOL ou un CALCOSOL. Néanmoins, la profondeur du sol est corrélée, sur le plan 1/2, avec la présence de cette synusie. La profondeur, comme facteur déterminant, entretient une relation indirecte avec la végétation. Celle-ci est conditionnée par le piétinement du bétail qui lui-même choisit ses lieux de passage dans les replats où l'accumulation de sédiment est la plus prononcée. Une bonne rétention de l'eau, voire une légère hydromorphie, ainsi qu'une activité biologique élevée caractérisent les sols de h201. Les humus appartiennent à la forme mull.

h203 (*Carici piluliferae* – *Nardetum strictae vaccinietosum myrtilli*)

Pelouse acidophile de l'étage montagnard supérieur, sciacline, sur sol profond, modérément piétiné et non engraisé

La nardaie à myrtille, h203, est un groupement extrêmement spécialisé. On ne le rencontre, dans les limites du domaine étudié, que sur des NEOLUVISOLS assez profonds, très acides (pH : 4,0-4,5 en surface) et présentant volontiers des traces d'hydromorphie. Les points d'échantillonnage se répartissent le long du vecteur "matière organique", qui correspond à une accumulation importante de litière plus ou moins décomposée. On trouve essentiellement ce syntaxon en altitude. Ce facteur, lié à l'acidité des sols, détermine principalement des humus à décomposition très ralentie de la matière organique (mor, eumoder, hémimoder).

H205 (*Stellario gramineae* – *Poetum pratensis*)

Refus temporaires eutrophes, en couronne autour des épicéas isolés ou à l'emplacement des déjections du bétail

Ce groupement de refus est lié à des sols plutôt profonds, souvent engraisés, avec une importante activité biologique. Les pH de surface, même sur des NEOLUVISOLS, sont au moins de 5,0, conséquence de l'activité humaine. Les humus se rangent parmi les différentes références appartenant aux mulls.

h206 (*Alchemillo monticolae* – *Cynosuretum cristati ranunculetosum repentis*)

Pré pâturé eutrophe de l'étage montagnard moyen, hygrocline, sciacline et acidocline, sur sol hydromorphe

Les caractéristiques hygrophiles de h206 sont le reflet de celles des sols. Relevant de différentes références typologiques (NEOLUVISOL, RENDOSOL), les sols présentent pourtant un point commun, l'hydromorphie. Celle-ci détermine leur position éloignée de l'origine le long du vecteur " hydromorphie ". Dans l'analyse écologique, h206 se situe dans le groupe des synusies relativement engraisées et piétinées, avec des humus biologiquement assez actifs (oligomull, dysmull).

h207 (*Alchemillo monticolae* – *Cynosuretum cristati festucetosum rubrae*)

Pré pâturé eutrophe de l'étage montagnard supérieur, pauvre en espèces, héliophile, mésophile, sur des replats à sols fertiles

La synusie h207 croît sur des sols de types divers mais issus de loess, moyennement profonds (25-30 cm), avec des carbonates disponibles au moins au bas du profil. Lorsqu'ils sont soumis comme ici à une forte influence anthropique, ces sols se révèlent être parmi les plus fertiles des pâturages boisés. Biologiquement actifs, ils présentent des humus du type eumull, voire oligomull ou dysmull lorsque le pH de surface est un peu plus acide.

h209 (*Galio rotundifolii* – *Oxalidetum acetosellae*)

Sous-bois hémicryptophytique-géophytique de l'étage montagnard moyen, sciaphile, acidocline, sous les épicéas isolés ou en bosquets, sur sol mésotrophe modérément piétiné

Le facteur primordial régissant la présence de h209 est l'accumulation de la matière organique. La répartition des échantillons le long de l'axe 1, axe étroitement corrélé avec la présence de matière organique non décomposée, est à ce titre significative. En effet, à une exception près, les humus de h209 se classent parmi les mors et les moders (hémimoder, mor). Par contre, les sols présentent également ici de grandes disparités. Leur profondeur s'échelonne entre 7 et 80 cm, les types sont aussi variés que NÉOLUVISOL, BRUNISOL, BRUNISOL SUR CALCOSOL, ORGANOSOL INSATURÉ. Le point commun de ces sols, qui permet d'expliquer la présence d'une unique synusie, se manifeste par des pH peu élevés en surface et des humus à turnover de matière organique très ralenti, dû à la litière acidifiante des épicéas qui surplombent h209.

h211 (*Gentiano verna* – *Brometum erecti*)

Pelouse maigre calcicole de l'étage montagnard moyen et supérieur, héliophile, neutrophile, sur sol calcaire superficiel

Le pâturage calciphile h211 se rencontre essentiellement sur sols superficiels calcaires, légèrement désaturés en surface : les CALCOSOLS. L'éloignement de l'origine sur le plan 1/2 indique un groupement spécialisé. La décomposition et l'intégration de la matière organique dans le sol est variable et semble dépendre d'une part du pH de surface et d'autre part de la présence de bryophytes parmi les espèces végétales. On y rencontre donc autant des mulls (eumull, dysmull) que des moders (hémimoder).

H212 (*Sileno dioicae – Urticetum dioicae*)

Friche nitrophile et sciacline, autour des arbres et des souches, sur des replats à sol frais et profond

Un seul échantillon de cette synusie a été traité dans les analyses multivariées. Dans la mesure où il est concordant avec les caractéristiques écologiques de H212 obtenues par un autre biais (valeurs indicatrices de Landolt), il en a été tenu compte. Les sols prospectés par H212 sont plutôt épais, avec une bonne rétention hydrique (BRUNISOL). Le turnover de la matière organique est légèrement ralenti, on assiste à un épaississement de l'horizon OF, même si l'horizon organo-minéral reste biologiquement très actif. L'humus est un dysmull.

h213 (*Gpt. à Helleborus foetidus et Fragaria vesca*)

Ourlet bas calcicole, sciacline et thermoxérocline, des fourrés et des manteaux des pâturages extensifs de l'étage montagnard

La caractéristique commune des sols de h213 est une charge calcaire prononcée. Les deux exemples décrits se rattachent au CALCOSOL d'une part et à un ANTHROPOSOL sur ancien RENDOSOL d'autre part. Désaturés en surface, les sols bénéficient pourtant d'un pH élevé et ils sont humifères. Leurs épisolums humifères, développés sous couvert forestier (dysmull, amphimull), sont caractérisés par une légère accumulation de litière, mais restent néanmoins actifs. Un réseau dense de racines assure la cohésion du sol.

h214 (*Alchemillo monticolae – Cynosuretum cristati poetosum alpinae*)

Pré pâturé eutrophe de l'étage subalpin, héliophile, sur replats à sols profonds

Ce groupement d'altitude explore des sols profonds (45-50 cm) rattachés à la référence des NÉOLUVISOLS. Un squelette calcaire, présent dès 25-35 cm, permet une hausse des valeurs de pH, du moins en profondeur, et assure un apport de cations basiques dans la zone prospectée par les racines. La texture limono-argileuse est responsable d'une capacité hydrique favorable à la végétation et permet la fixation des éléments nutritifs. Les humus sont des oligomulls et des mésomulls, à turnover de matière organique assez rapide.

h215 (*Gpt. à Juncus articulatus et Glyceria plicata*)

Pré piétiné hygrophile des dépressions argileuses détrempées, héliophile

La synusie h215 est un groupement végétal très spécialisé des sols hydromorphes (RÉDOXISOL). Fortement piétinée par le bétail, sa litière est complètement intégrée dans le sol et il n'y a pas d'accumulation de matière organique. L'humus correspond à un hydromull. Ces sols se rencontrent dans des conditions microtopographiques particulières (dépressions, creux), peu répandues dans le domaine étudié.

h216 (*Homogyno alpinae – Vaccinietum vitis-idaeae*)

Sous-bois chamaephytique de l'étage subalpin, sciaphile, acidophile, sur d'anciennes souches ou des lapiaz recouverts d'humus brut

Groupement étroitement lié à un type de sol particulier, h216 n'a été observée que sur des ORGANOSOLS INSATURÉS. Ceux-ci, constitués principalement de matière orga-

nique non décomposée, se développent en altitude, sous climat froid, sur des roches calcaires dures, non fragmentées. L'humus, un mor (pH :4,0-5,0) correspond à la quasi-totalité des profils qui atteignent 12 à 40 cm. Les quatre échantillons sont regroupés à l'extrême droite de l'axe 1 qui représente l'accumulation maximale de matière organique.

h219 (*Luzulo luzuloidis* – *Poetum chaixii*)

Ourlet hémicryptophytique bas de l'étage montagnard supérieur, sciacline, acidocline, autour des bosquets de hêtre

La synusie h219 se développe sur des sols modérément acides et relativement peu profonds, CALCOSOL et BRUNISOL. La structure de la végétation, particulièrement les gaines des graminées, conditionne celle de l'humus, un dysmull à fonctionnement biologique ralenti.

h220 (*Carici sylvaticae* – *Agrostietum capillaris*)

Pré pâturé mésotrophe, sciacline et acidocline de l'étage montagnard moyen

La synusie h220 occupe des sols modérément profonds (30 cm), du type BRUNISOL et NEOLUVISOL. Malgré la présence de carbonates au bas du profil, la moitié supérieure du sol reste acide à peu acide et rend possible l'installation de h220, acidocline. La texture du sol, provenant des limons éoliens, génère des sols frais. Ceci, lié à l'ombrage dû aux arbres et au piétinement du bétail, explique la présence d'espèces hygroclines dans certains relevés de h220. La décomposition des litières est ralentie, on est en présence d'un oligomull.

h221 (*Plantagini atratae* – *Poetum alpinae*)

Pré pâturé mésotrophe de l'étage subalpin, souvent en bas de pente, sur sols limoneux peu profonds

Sous la synusie h221, on trouve toute la gradation des sols du CALCOSOL au BRUNISOL, en passant par les sols composés BRUNISOLS sur CALCOSOL. Mais, quelle que soit la référence, le sol est toujours décarbonaté en surface. Situés en altitude, sous climat assez rude où la décomposition des litières est freinée, ces sols supportent des humus moins actifs que les mulls typiques que l'on pourrait s'attendre à trouver sous les pâturages (oligomull, dysmull).

h222 (*Moehringio trinerviae* – *Stellarietum mediae*)

Ourlet thérophytique de l'étage montagnard, sciaphile, nitrophile, des reposoirs très piétinés sous les épicéas

Bien qu'il n'y ait pas de relation causale, ce groupement est lié à des sols de profondeur variable, mais jamais superficiels ORGANOSOL CALCAIRE, CALCOSOL, BRUNISOL (20-35 cm). Le facteur déterminant la présence de h222 est le piétinement du bétail qui utilise les abris sous les arbres pour le repos. Dans ce cas, le type de sol sera en relation avec la synusie arborescente qui domine h222. L'incorporation de la matière organique dans le sol dépend des différentes sources de litière (aiguilles d'épicéa, h222, excréments du bétail), du brassage zoogène et des caractéristiques des horizons de surface. Dans le cas présent, ces interactions conduisent à des mulls plus ou moins actifs (eumull, oligomull et dysmull).

h224 (*Ranunculo montani – Agrostietum capillaris cynosuretosum cristati*)

Pelouse maigre calcicole de l'étage montagnard inférieur, thermophile, héliophile

Cette synusie, amplement broutée par le bétail, se cantonne sur des sols où le calcium est disponible pour la végétation. Il s'agit de CALCOSOLS, de BRUNISOLS sur CALCOSOL ou de BRUNISOLS peu profonds avec un squelette calcaire présent dès 20 cm. La litière se décompose assez rapidement et tous les humus se rangent dans le groupe des mulls.

h230 (*Gentiano luteae – Cynosuretum cristati*)

Pré pâturé mésotrophe calcicole, héliophile, de l'étage montagnard

La synusie h230 explore des sols aux caractéristiques diverses, des CALCOSOLS aux BRUNISOLS, de profondeur variable (20-40 cm), mais elle nécessite néanmoins une disponibilité du ion calcium pour les racines. Les humus, influencés par un feutrage dense de racines fines des graminées, se rangent dans la classe des mulls et bénéficient d'un turnover relativement rapide de la matière organique (eumull, oligomull, dysmull).

h231 (*Saniculo europaei – Mercurialetum perennis caricetosum albae*)

Sous-bois géophytique-hémicryptophytique de l'étage montagnard inférieur, sciaphile, calcicole et thermoxérophile, dans des bosquets de feuillus et de pins

Le facteur déterminant la présence h231 est un squelette calcaire abondant et un pH neutre jusqu'en surface. Cette synusie est liée à une accumulation importante de matière organique. L'humus, un amphimull, indique un double fonctionnement biologique, où les horizons holorganiques sont en discontinuité brutale avec un horizon organo-minéral actif.

h232 (*Saniculo europaei – Mercurialetum perennis geranietosum robertiani*)

Sous-bois géophytique-hémicryptophytique de l'étage montagnard, sciaphile, neutrophile et nitrocline, sous les bosquets de feuillus et de résineux

Cette synusie a été trouvée sur deux sols en apparence très différents (ANTHROPOSOL TRANSFORMÉ, BRUNISOL). Ils partagent pourtant des caractéristiques communes, en particulier un fort taux de matière organique dans les horizons. Si L'ANTHROPOSOL TRANSFORMÉ contient un squelette important, le BRUNISOL est posé, dès 25 cm, sur une couche de calcaire fragmenté que les racines de la végétation colonisent. Les deux profils présentent un pH de 5,0 en surface, ce qui semble être un facteur de différenciation par rapport à la synusie h231. Comme h231, h232 se développe sous couvert forestier et présente des processus ralentis d'intégration de la litière dans le sol.

h233 (*Sedo acris – Poetum alpinae*)

Pelouse maigre calcicole ouverte de l'étage montagnard inférieur à moyen, héliophile, neutrophile, sur dalles calcaires

Typiquement liée aux LITHOSOLS, cette synusie colonise les dalles compactes recouvertes de quelques centimètres de terre fine. Celle-ci est modérément acide à neutre. L'effervescence à HCl se manifeste uniquement au contact de la roche. La synusie h233 est un groupement pionnier hautement spécialisé. L'humus se rattache au type mull plutôt actif (eumull, oligomull).

h235 (*Alchemillo conjunctae* – *Seslerietum albicantis*)

Pelouse maigre calcicole de l'étage subalpin, héliophile, sur sols caillouteux superficiels

Groupement d'altitude, h235 colonise des sols aux caractéristiques diverses (CALCOSOL, RENDOSOL, BRUNISOL). Même si les pH sont modérément acides, les carbonates de calcium sont disponibles, soit dans tout le profil, soit près de la dalle calcaire, le long de laquelle on peut observer un feutrage de racines fines. Les humus sont du type mull à fonctionnement ralenti (oligomull, mésomull, dysmull).

h236 (*Alchemillo monticolae* – *Cynosuretum cristati lolietosum perennis*)

Pré pâturé eutrophe et piétiné de l'étage montagnard

Ce groupement de pâturage de basse à moyenne altitude est particulièrement lié à des sols assez profonds (40 cm en moyenne) : BRUNISOL sur CALCOSOL, BRUNISOL, NEOLUVISOL. Les pH en surface sont modérés, 5,0-6,0 (voire 4,5 dans un cas). Il est à noter que tous les sols sous la synusie h236 présentent un fort taux d'activité biologique, les vers de terre y sont toujours très abondants. Cette caractéristique est propre aux sols des pâturages fertiles. Les humus, par conséquent, appartiennent, avec une nette prédominance, à la forme la plus active : eumull. La découverte de charbons fossiles dans cinq sols sur sept atteste du défrichement intense de ces lieux et confirme leur statut de pâturages très fertiles (dans le contexte des pâturages boisés).

h237 (*Stellario nemori* – *Chrysosplenietum alternifolii*)

Microphorbiaie hygrophile, sciacline, des bois pâturés et pâturages très boisés de l'étage montagnard moyen

Résolument hygrophile, h237 se situe à l'extrémité du vecteur " hydromorphie ". Cette synusie occupe des sols variés, entretenant, néanmoins, des relations étroites avec une hydromorphie prononcée (CALCOSOL humide, BRUNISOL rédoxique ou RÉDOXISOL). Un piétinement intense du bétail sur le CALCOSOL permet l'intégration de la matière organique et génère un EUMULL. Dans les autres cas, on rencontre des hydromulls, humus actifs dans lesquels l'eau exerce une influence importante.

h240 (*Valeriano montanae* – *Polygonatetum verticillati*)

Sous-bois géophytique-hémicryptophytique de l'étage subalpin, sciaphile, acidocline, sur sol caillouteux et humifère

Cette synusie se rencontre sur un type de sol particulier, le RENDOSOL. Il est caractérisé par une importante charge calcaire, par la présence de carbonates dans la majeure partie du profil et par un taux de matière organique élevé. La décomposition de la litière est notablement ralentie par la présence du calcium et on assiste à la mise en place d'un épisolum humifère relativement épais (3-5 cm) qui relève des dysmulls ou des hémimoders. La position de ces échantillons, loin de l'origine sur l'axe 1 qui est corrélé avec l'accumulation de la matière organique, est significative.

h241 (*Carici piluliferae – Nardetum strictae trifolietosum pratensis*)

Pré pâturé mésotrophe acidophile de l'étage montagnard supérieur, héliophile. sur sol profond, légèrement engraisé

La présence conjuguée d'espèces acidophiles, comme *Nardus stricta* et *Vaccinium myrtillus*, et d'espèces nitratophiles, comme *Trifolium pratense*, indique clairement le double déterminisme des sols de cette synusie. Les nardaies jurassiennes se situent quasi exclusivement sur des sols issus de loess, ayant subi le lessivage : NEOLUVISOL ou même LUVISOL DÉGRADÉ. La tendance mésotrophe due à l'utilisation humaine de ces nardaies, exprimée dans la végétation par la sous-association " *trifolietosum* ", est marquée dans le sol par une élévation légère mais constante du pH de surface (4,5). Une hydromorphie modérée, due au défrichement et au piétinement par le bétail, va également dans ce sens. La différence avec les sols des nardaies " pures " se marque essentiellement dans le processus d'intégration de la matière organique. En effet, les humus rencontrés (eumull et oligomull) sont des marqueurs de l'utilisation anthropique des pâturages. La discontinuité entre les potentialités de ces sols et leur utilisation actuelle ressort de leur position sur le plan 1-2, à gauche de l'origine, dans un groupe de synusies qui expriment plutôt des conditions mésophiles.

4.5. Conclusion

Le pâturage boisé est un écosystème très complexe. Contrairement à un agrosystème cultural, fortement dominé par le facteur anthropique et en déséquilibre dynamique, l'écosystème sylvo-pastoral est une mosaïque de milieux naturels et semi-naturels, les relations entre ses divers éléments étant partiellement sous influence humaine. Le choix d'une échelle spatiale et temporelle revêt ici, plus qu'ailleurs, une grande importance. Ainsi, les relations qui existent entre la couverture pédologique et les groupements végétaux n'ont été étudiés qu'au niveau de la synusie herbacée qui répond relativement rapidement aux changements des conditions édaphiques, tant sur le plan spatial que temporel. L'étude intègre également les formes d'humus, dont l'approche se situe à la même échelle que celle des groupements herbacés.

Le modelé géomorphologique du Jura est un facteur dominant pour la répartition des types généraux de sols; leur profondeur, dépendante de l'accumulation du dépôt allochtone dans les dépressions topographiques, est la variable la plus explicative. Elle permet une distinction générale entre les sols peu profonds, liés au calcaire et ceux, plus épais, liés au dépôt du loess. L'altitude sépare les sols à forte accumulation de matière organique des sols où l'activité biologique de dégradation est plus forte. Il existe aussi des sols stationnels, étroitement attachés à la présence d'un facteur local (hydromorphie, murgiers...).

La corrélation entre les groupements végétaux et le type de sol est surtout exprimée dans les situations où l'homme n'intervient pas. Dans les autres cas, spécialement pour les NEOLUVISOLS et les BRUNISOLS, l'impact anthropique modifie les caractéristiques chimiques des sols et complexifie les relations entre le sol et la végétation (voir chap. 4). C'est dans ces situations que la relation tripartite apparemment simple entre les sols, la végétation et les formes d'humus devient particulièrement complexe et ne peut être expliquée par le schéma habituel: végétation → humus → sol (voir chap. 6).

Chapitre 5 Pédogenèse des BRUNISOLS

Résumé

Les BRUNISOLS représentent plus de 20% des sols des pâturages boisés du Jura suisse. Longtemps, ils ont été considérés comme des CALCISOLS, issus de la décarbonatation du substrat calcaire. Lorsque l'on admet que le loess est leur matériel parental, il est nécessaire de reconsidérer leur évolution.

Des analyses des différentes formes du fer (fer total, « libre » et amorphe) permettent de revoir leur statut d'étape évolutive entre le RÉGOSOL et le NÉOLUVISOL. Le rapport fer « libre » / fer total révèle une altération poussée des minéraux primaires et suggère que les BRUNISOLS, dans les conditions actuelles, ont atteint leur état mature et que leur pédogenèse est achevée.

L'épaisseur originelle du dépôt éolien et le degré de fracturation de la roche calcaire sont les facteurs-clé qui orientent l'évolution. Tant que la végétation a accès au calcium, le cycle biogéochimique ne permet pas le lessivage des argiles et les BRUNISOLS se maintiennent dans un état d'équilibre avec les facteurs environnementaux.

L'étude de ce processus permet de reconsidérer de manière critique la théorie des séries évolutives pédogénétiques et de proposer une vue systémique, avec des « sols-attracteurs », dépendants des conditions initiales.



5.1. Objectifs de la recherche

5.1.1. Introduction

Depuis un peu plus de vingt ans, les sols du Jura ont été l'objet de nombreuses recherches. De l'étage submontagnard jusqu'à l'étage subalpin, les auteurs se sont attachés à la description des types de sols (Aubert *et al.*, 1979 ; Bruckert & Gaiffe, 1980 et 1985), aux processus régissant l'évolution de ces sols (Boulaine, 1972 ; Bouyer *et al.*, 1978 ; Balesdent, 1982 ; Michalet & Bruckert, 1986 ; Guenat, 1987 ; Gaiffe, 1987 et 1990 ; Marion, 1988 ; Jouffé, 1989 ; Bruckert, 1989 a et b ; Bruckert & Gaiffe, 1989), ainsi qu'à leurs relations avec les facteurs écologiques et avec la végétation (Gaiffe & Schmitt, 1980 ; Michalet, 1982 ; Blondel *et al.*, 1986 ; Gobat *et al.*, 1989 ; Bruckert & Bekkary 1992 ; Bruckert & Gaiffe, 1993 ; Gallandat *et al.*, 1995). L'origine des sols et leur substrat géologique ont également suscité l'intérêt des chercheurs (Béguin & Pochon, 1971 ; Pochon 1973 et 1978 ; Bruckert & Gaiffe, 1980 ; Gaiffe & Bruckert, 1990 ; Havlicek & Gobat, 1996).

5.1.2. Les sols du massif jurassien

Contrairement à une opinion encore répandue parmi de nombreux pédologues "non-jurassiens", les sols du Jura ne se limitent pas aux **RENDOSOLS** ou **CALCOSOLS** ! Leur variété est bien plus importante : les sols lessivés sont fréquemment cités et on peut même observer dans certaines conditions des sols podzolisés (Richard, 1961 ; Michalet & Bruckert, 1986 ; Vadi & Gobat, 1998). Parmi toutes les références, le **CALCISOL** est maintes fois mentionné. Par définition, un **CALCISOL** dérive d'un **CALCOSOL** par décarbonatation. Il possède des caractéristiques physico-chimiques bien définies. Le pH de l'horizon S, en particulier, doit être supérieur à 6,5 (Baize & Girard, 1995). Cependant, le pH mesuré dans les **CALCISOLS** jurassiens est souvent inférieur à cette valeur. Cette observation, liée à d'autres caractéristiques (texture limoneuse homogène avec peu ou pas d'éléments grossiers, limite très nette entre le substrat calcaire et les horizons pédologiques) amène à l'hypothèse que ces sols ne sont pas issus de la décarbonatation des **CALCOSOLS**, mais qu'ils ont suivi une voie pédogénétique acide à partir des limons allochtones. L'attribution nomenclaturale de ces sols serait donc le **BRUNISOL**.

5.1.3. Origine des **BRUNISOLS**

La présence d'un matériel allochtone a été identifiée pour la première fois dans le Jura par Pochon (1973 ; 1978). Cette découverte a été reprise dans des travaux postérieurs, même si elle n'a pas été complètement exploitée. Les étapes de ces recherches sont reprises par Havlicek & Gobat (1996).

5.1.4. Objectifs

La révision du statut nomenclatural des **BRUNISOLS** du Jura implique la reconsidération des paramètres analytiques et des processus pédogénétiques. Une caractérisation physico-chimique des **BRUNISOLS** dans cette nouvelle optique s'impose. Le Référentiel Pédologique distingue quatre références du concept général des **BRUNISOLS** (**BRUNISOL SATURÉ**, **BRUNISOL MÉSOSATURÉ**, **BRUNISOL OLIGO-SATURÉ** et **BRUNISOL RESATURÉ**) en fonction du rapport S/T dans l'horizon S. Ce critère analyti-

que ne permet pas la distinction des quatre références sur le terrain. Un des objectifs de cette étude est de vérifier si la relation entre le pH et le rapport S/T de l'horizon S des BRUNISOLS du massif jurassien est constante et si l'on peut utiliser le pH pour un diagnostic rapide des quatre références.

Enfin, la pédogenèse des BRUNISOLS dans le Jura doit être reconsidérée et les facteurs qui l'orientent doivent être définis.

5.2. Matériel et méthodes

5.2.1. Choix des profils

Huit profils ont été choisis pour la caractérisation des BRUNISOLS. Ils sont répertoriés ci-dessous (tab. 5.1). Les dessins des profils se trouvent avec les résultats d'analyses au paragraphe 5.3.2. Le numéro du profil est composé de la manière suivante : les deux (ou trois) premiers chiffres font référence au numéro des stations PATUBOIS. Le dernier chiffre est l'identificateur du sol. Les trois premiers profils (*) ont été décrits durant la campagne de terrain PATUBOIS (et se trouvent également en annexe 3), les autres ont été décrits et prélevés plus tard. Un seul sol fait exception, le numéro 2001, qui provient du travail de Haller-Rohner (1990) effectué à l'Université de Neuchâtel. Les échantillons ont été conservés à la pédothèque et la description provient de son travail de diplôme. Ce sol a été choisi *a posteriori* pour une raison géographique (fig. 5.1). L'objectif poursuivi était d'avoir une série de profils répartis assez uniformément sur l'aire d'étude. Pour la relation entre le pH et le taux de saturation, des BRUNISOLS du Vercors ont également été inclus dans l'analyse (voir chap. 3).

Profil	Commune	Canton	Carte		Coord.	Altitude	Géologie
208*	Glovelier	Jura	1085	St-Ursanne	581.550 / 243.400	600 m	Kimméridgien
229*	Cormoret	Berne	1125	Chasseral	570.050 / 224.850	840 m	Portlandien
248*	Les Breuleux	Jura	1124	Les Bois	566.150 / 227.000	1'030 m	Portlandien ou lehm d'altération ¹
399	Le Chenit (Marchairuz)	Vaud	1221	Le Sentier	507.750 / 158.600	1'330 m	Portlandien calcaires dolomitiques
749	La Sagne	Neuchâtel	1144	Val de Ruz	551.700 / 211.600	1'260 m	Séquanien
791	Saint-Imier (Chasseral)	Berne	1125	Chasseral	568.950 / 219.850	1'440 m	Séquanien
2001	Gorgier (Creux du Van)	Neuchâtel	1163	Travers	546.050 / 198.150	1'430 m	Kimméridgien ³
2101	Bullet (Chasseron)	Vaud	1182	Ste-Croix	531.450 / 188.400	1'450 m	Séquanien calcaires oolithiques

Tab. 5.1 : Localisation et géologie des BRUNISOLS

Tous les BRUNISOLS ont été échantillonnés dans des pâturages, car c'est sous cette formation végétale qu'ils sont le mieux représentés. Cependant, pour les sols prélevés après la campagne de terrain PATUBOIS, l'attribution de la végétation à une synusie n'a pas été faite. Le classement des BRUNISOLS parmi les références du Référentiel Pédologique a été effectué *a posteriori*, en se fondant sur les résultats du pH (voir § 5.3.6.4).

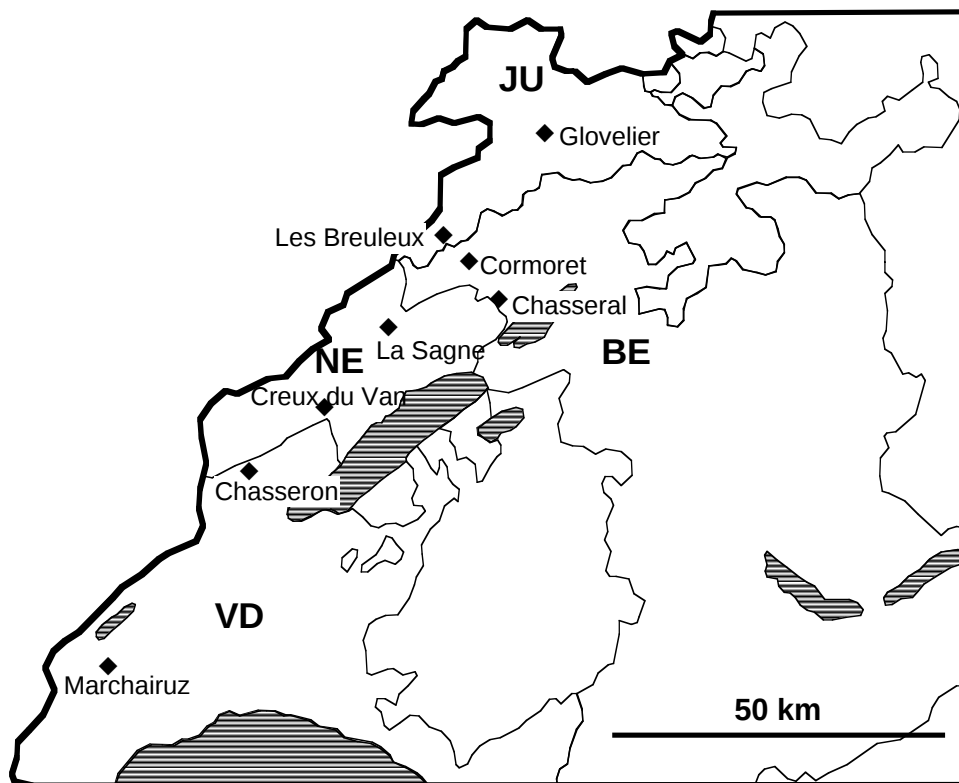


Fig. 5.1: Situation géographique des BRUNISOLS étudiés

5.2.2. Analyses physico-chimiques

La majeure partie des analyses a été décrite succinctement dans le paragraphe 4.2.3. On se bornera ici à la présentation des analyses des formes du fer et d'une modification de l'analyse granulométrique.

Fer total (Fet)

Par fer total, on entend toutes les formes du fer susceptibles d'être extraites par la fusion au métaborate de strontium (Jeanroy, 1974 ; 1983). Par cette méthode, on obtient l'ensemble des atomes de fer, présents sous une forme ou une autre dans le sédiment :

- le fer des formes organiques chélatées
- le fer organo-minéral,
- le fer minéral amorphe,
- le fer minéral mal cristallisé,
- le fer minéral bien cristallisé («libre» ou compris dans les réseaux silicatés).

L'analyse a été réalisée à l'IATE - Pédologie de l'EPF de Lausanne selon la méthode de Jeanroy (1974), légèrement modifiée. L'échantillon de sol (1-2 g), finement broyé et séché à 105 °C est mis à calciner une nuit à 900 °C. On pèse 1 g de métaborate de strontium dans un creuset de graphite et on y ajoute 100 mg de terre calcinée. Le mélange est homogénéisé et porté à 1100 °C dans un four protégé de l'air pendant 10 minutes. Puis, on coule la perle obtenue dans un bécher contenant une solution nitrique (100 ml de HNO₃ 2%). La solution est agitée jusqu'à la dissolution de la perle, puis le liquide est transvasé dans un ballon jaugé de 200 ml et complété avec de l'eau. Les cations sont dosés par absorption atomique.

Fer «libre» (Fed)

La notion de fer libre recouvre en réalité tout le fer qui n'est pas compris dans le réseau silicaté (Jeanroy, 1983 ; Baize, 1988). Il correspond généralement au fer extractible par la méthode de Mehra-Jackson. Il comprend les formes organo-minérale, amorphe et cristallisée (à l'exclusion du fer cristallisé des réseaux silicatés).

La méthode d'analyse a été reprise de l'IATE – Pédologie, à partir de Mehra & Jackson (1960). Le dosage a été effectué dans ce laboratoire. La méthode consiste en une solubilisation des formes cristallisées du fer (Al et Mn) à pH 7,3. Le réactif utilisé combine l'effet :

- réducteur du dithionite de sodium.
- complexant du citrate de sodium,
- tampon du bicarbonate de sodium.

Il s'agit d'une attaque à chaud à 80 °C avec la solution tampon de citrate – bicarbonate. Au milieu de la période de chauffage, on ajoute le dithionite de sodium. Le tout est centrifugé puis dilué avant le dosage. Le fer est dosé à l'aide du spectromètre d'émission plasma.

Fer amorphe (Feo)

L'extraction du fer «amorphe» est réalisée d'après la méthode Tamm (1922, in Schwertmann, 1964). On obtient toutes les formes citées plus haut, à l'exclusion du fer bien cristallisé, qu'il soit compris ou non dans les réseaux silicatés. Toutefois, Jeanroy (1983) estime qu'une partie des formes bien cristallisées pourrait être extraite.

La méthode Tamm permet la solubilisation des formes amorphes du fer dans l'oxalate d'ammonium, tamponné à pH 3. Pendant 4 heures, le sol est attaqué à l'obscurité et à froid par la solution d'oxalate. Après centrifugation et dilution, le fer est dosé par spectromètre d'émission plasma. Comme précédemment, le dosage est effectué au laboratoire de l'IATE – Pédologie.

Fer silicate (Fesi)

Le fer silicate correspond au fer contenu dans le réseau cristallin des silicates ; constituants primaires des roches cristallines (péridots, pyroxènes, amphiboles, etc...) ou minéraux phylliteux (chlorites, micas, etc...). On l'obtient par soustraction du fer «libre» au fer total.

Fer oxyde

Il s'agit d'oxydes (hématite, maghémite et magnétite) ou d'oxyhydroxydes (goethite ou lépidocrocite) de fer qui ne sont pas inclus dans les réseaux silicatés. Fer oxyde = fer «libre» moins fer «amorphe».

Granulométrie

La méthode employée et décrite dans le chapitre 4 a subi une modification pour la fraction inférieure à 50 µm. Les fractions limoneuses et argileuses ont été dosées par un appareil au laser (Oriel) à l'Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel.

Dans un travail récent, Konert & Vanderberghe (1997) ont comparé les résultats d'analyses granulométriques provenant de deux méthodes : le "Laser Particle Sizer"

et la méthode des tamis et des pipettes. Ils ont sélectionné 158 échantillons provenant d'un matériel de référence. Les résultats montrent une excellente corrélation pour les fractions sableuse et limoneuse. La fraction argileuse est, par contre, sous-estimée lorsqu'elle est mesurée au laser. La raison en est que, si aucune des deux méthodes ne montre des résultats "justes", chacune mesure des propriétés différentes du même matériel. Ce problème peut être contourné si l'on adapte le niveau de lecture des fractions argileuses à 8 µm comme le proposent Konert & Vanderberghe (1997).

5.2.3. Nomenclature

Bien entendu, le choix d'une nomenclature a été arrêté une fois pour toutes dans ce travail (voir chap. 4). Cependant, il n'est pas inutile de préciser, notamment pour les sols brunifiés, les raisons de ce choix. Il semble que les sols bruns bénéficient, plus que tout autre, d'une pléthore d'appellations ! Entre les sols bruns à pellicule calcaire, les sols bruns oligotrophes, les sols bruns acides, il est difficile de faire un choix, d'autant plus que toutes ces appellations s'appliquent au même type général de sol. Elles recouvrent l'aspect morphologique (à pellicule calcaire), le niveau trophique (brun oligotrophe) et une caractéristique chimique (brun acide). Paton *et al.* (1995) critiquent vertement la prolifération de termes, fondée souvent sur des différences morphologiques dont la pertinence ne paraît pas évidente. Appliquée dans un contexte de sols tropicaux, ils proposent une rationalisation en reconnaissant d'abord les aspects fondamentaux, basés sur les processus (*«In other words a progressive analysis, based on process, will help to abolish the tyranny of unnecessary names.»* p. 118). La nomenclature du Référentiel Pédologique semble fondée sur ce concept et les différences morphogénétiques locales peuvent être exprimées à la suite de la référence par une série d'adjectifs. Le Référentiel Pédologique permet une grande souplesse d'utilisation dans un cadre régional (par l'adjonction de qualificatifs) tout en offrant un cadre bien défini pour le concept central de chaque référence.

5.3. Caractéristiques des BRUNISOLS

5.3.1. Traits morphologiques dominants des BRUNISOLS

L'ensemble des BRUNISOLS jurassiens présentent une morphologie relativement similaire qui permet de les caractériser déjà sur le terrain. Quatre critères visuels et tactiles peuvent être utilisés :

- La limite inférieure de l'horizon diagnostique S se situe généralement entre 20 et 30 cm de profondeur. Elle est presque toujours très nette.
- L'absence quasi totale d'éléments grossiers dans cet horizon frappe d'emblée l'observateur sur le terrain, d'autant plus que l'horizon sous-jacent C est essentiellement formé de cailloux calcaires, voire d'une dalle compacte.
- La couleur de l'horizon S est également constante ; elle se situe dans la gamme de 7.5YR 5/3 à 5/4, entre le brun et le brun jaunâtre.
- Enfin, ces sols sont limoneux et ils contiennent très peu de sables.

Ces critères les distinguent des autres types de sol apparentés que l'on peut rencontrer dans la même région. À de rares exceptions près, les NÉOLUVISOLS sont plus profonds (profondeur modale : 60 cm) et possèdent bien sûr un horizon agilluvial. Les CALCOSOLS et les CALCISOLS s'en distinguent par la présence d'éléments grossiers dans presque tout le profil et une couleur plus foncée.

5.3.2. Description des profils et analyses physico-chimiques

Les symboles utilisés pour les dessins des profils se trouvent dans la figure 5.10.

Profil 208 Glovelier

Le profil 208 (fig. 5.2, tab. 5.2) correspond à un BRUNISOL MÉSOSATURÉ, leptique, lumbrique, anthracique, à charge calcaire profonde. Il se trouve à la frontière avec les BRUNISOLS SATURÉ en effet, le pH de l'horizon S est proche de 7,0 et il est difficile de trancher à partir de ce paramètre. Peu profond, il se développe sur un substrat calcaire fracturé, sous un pré pâturé eutrophe, sur une pente légère (5 °), à l'étage montagnard inférieur. Il contient des charbons enfouis, témoins d'un ancien défrichement. L'horizon A est nettement plus argileux que celui des autres sols.

Profil 229 Cormoret

Localisé à l'étage montagnard inférieur, le profil 229 (fig. 5.3, tab. 5.3) est un BRUNISOL MÉSOSATURÉ, lumbrique, anthracique, à charge calcaire profonde. Il contient des charbons enfouis à différentes profondeurs qui indiquent plusieurs phases de défrichement ou, étant donné qu'il se trouve sur une pente plus importante que le profil précédent (15 °), des phénomènes de reptation du sol. Ce profil possède un horizon OH incorporé par bioturbation aux premiers centimètres de l'horizon A. Le profil se situe à la limite d'une couronne de pin (*Pinus sylvestris*), dont la litière génère un épisolum humifère modérément actif. On n'assiste cependant pas à une accumulation de matière organique non décomposée, car le milieu global est un pâturage biologiquement actif (lombrics très présents) et bénéficie d'apports d'engrais (taux de potassium élevé dans l'horizon A).

Profil 248 Breuleux

Le profil 248 (fig. 5.4, tab. 5.4), un BRUNISOL OLIGO-SATURÉ, leptique, lumbrique, anthracique, à charge calcaire profonde, se trouve à l'étage montagnard moyen, dans un milieu relativement boisé. L'accès aux engins motorisés est rendu difficile par la répartition des bosquets d'épicéas et aucun apport d'engrais n'a lieu sur ce site. Le faible taux de calcium dans l'horizon A est probablement dû à l'absence de chaulage. Cependant, une végétation de pré pâturé mésotrophe et les lombrics sont les témoins d'une minéralisation rapide de la matière organique ; la forme d'humus peut être classée parmi les mulls.

Profil 399 Marchairuz

Le profil 399 (fig. 5.5, tab. 5.5) est un BRUNISOL OLIGO-SATURÉ, leptique, surrédoxique, lumbrique, anthracique. Il se développe sur une légère pente, à l'étage subalpin inférieur. Le taux de carbone organique de l'horizon A est assez élevé en raison du climat froid. Parmi les cations échangeables, seul le potassium présente un pic dans l'horizon supérieur du sol, suggérant l'apport de fumure NPK. On observe un horizon rédoxique vers 5 cm de profondeur, de caractère temporaire, lié à la fonte des neiges à la fin du printemps.

Profil 749 La Sagne

Le profil 749 (fig. 5.6, tab. 5.6) est localisé à l'étage montagnard supérieur, sous un pré pâturé eutrophe. Il s'agit d'un BRUNISOL OLIGO-SATURÉ, surrédoxique, anthracique. Comme le sol précédent, il présente des caractères rédoxiques dans un horizon proche de la surface, de type temporaire. Il possède également, sous des blocs, des zones de réduction grisâtres entourées d'une gangue oxydée. L'horizon A a probablement bénéficié d'apports de NPK ; le dernier élément y présente un pic. Ce sol possède un horizon OF et aucun signe d'activité des lombrics n'a été observé.

Profil 791 Chasseral

Le profil 791 (fig. 5.7, tab. 5.7) présente des similitudes avec les deux profils précédents. C'est un BRUNISOL OLIGO-SATURÉ, leptique, surrédoxique, anthracique. Il se développe également sur une dalle calcaire relativement compacte et possède un horizon rédoxique temporaire. Il a subi des apports de NPK (taux de potassium élevé dans l'horizon A) et probablement aussi un chaulage (taux de calcium élevé). Il est situé à l'étage subalpin, sur une pente régulière (25 ° en moyenne) et l'horizon A est relativement humifère, avec des poches de OF intégrées par piétinement.

Profil 2001 Creux-du-Van

Le dessin du profil (fig. 5.8) et les analyses (tab. 5.8) de ce BRUNISOL MÉSOSATURÉ leptique sont tirés du travail de diplôme de Haller-Rohner (1990). Ce profil se trouve à l'étage subalpin inférieur, sous une pelouse à séslerie (*Seslerio-Caricetum sempervirentis*), sur une légère pente. Dans l'horizon AS, très légèrement carbonaté, on trouve quelques galets calcaires entourés d'une gangue d'altération. Ce sol présente une particularité par rapport à tous les autres profils ; le taux de fer total est inférieur à 30‰, qui pourrait être dû à une composition minéralogique des limons éoliens légèrement différente du reste des BRUNISOLS analysés.

Profil 2101 Chasseron

Le profil 2101 (fig. 5.9, tab. 5.9) est un BRUNISOL OLIGO-SATURÉ, légèrement colluvionné en surface, à charge calcaire profonde. Il se développe sous un pâturage eutrophe, sur une légère pente, à l'étage subalpin inférieur. On observe des lentilles sableuses, de couleur ocre clair, incluses à différentes profondeurs au sein de l'horizon A. Elles témoignent d'un remaniement modéré de l'horizon de surface, provoqué par le piétinement du bétail et accentué par la position de ce solum dans une vaste pente. Le bétail est également responsable de l'intégration de lentilles de matière organique non décomposée (OF) dans l'horizon organo-minéral.

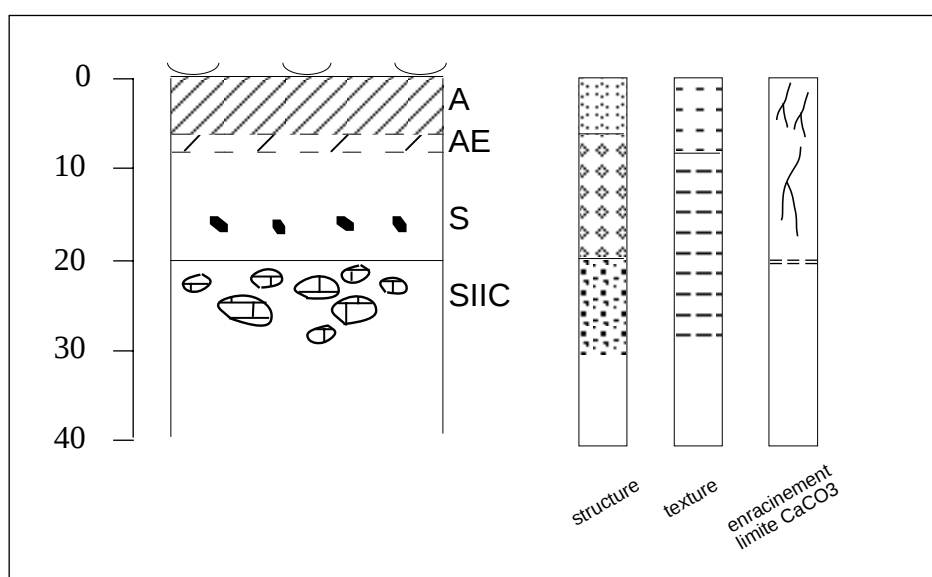


Fig. 5.2: Profil 208 (Glovelier)

N°ana	Horizon	pH H ₂ O	pH KCl	CaCO ₃ (%)	Corg (%)	Ca méq/100g	Mg méq/100g	K méq/100g
25	A	6.4	5.0	0	5.0	45.9	1.23	0.24
26	S	6.9	5.3	0	3.9	48.3	0.56	0.20

N°ana	Horizon	Fet (‰)	Fe si (‰)	Fed (‰)	Fe oxyde (‰)	Feo (‰)	Feo/Fed	Fed/Fet
25	A	44.6	9.6	35.0	28.6	6.4	0.18	0.79
26	S	51.2	16.0	35.2	29.8	5.4	0.15	0.69

N° ana	Horizon	sable %	lim %	arg %
25	A	5.3	33.6	61.1
26	S	nd	nd	nd

Tab. 5.2: Profil 208 (Glovelier)

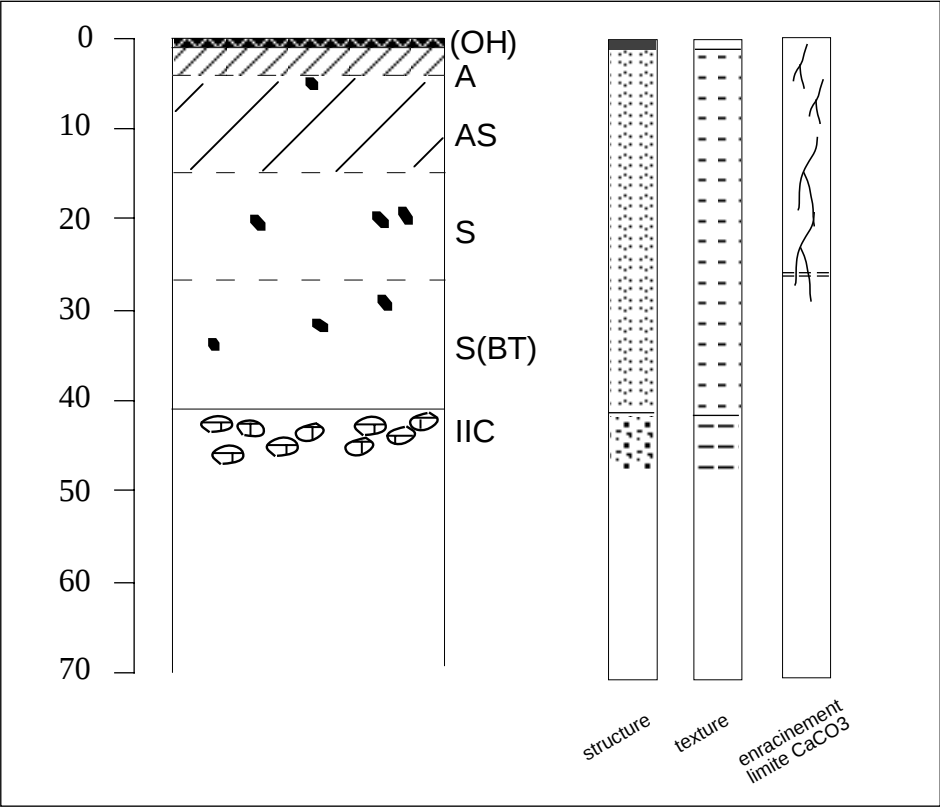


Fig. 5.3: Profil 229 (Cormoret)

N°ana	Horizon	pH H ₂ O	pH KCl	CaCO ₃ (%)	Corg (%)	Ca méq/100g	Mg méq/100g	K méq/100g
29	A	5.9	4.7	0	5.8	28.2	1.45	0.46
30	S	6.7	4.8	0	2.0	27.5	0.40	0.22
31	S(BT)	7.2	5.2	0	1.4	30.9	0.26	0.19

N°ana	Horizon	Fet (‰)	Fe si (‰)	Fed (‰)	Fe oxyde (‰)	Feo (‰)	Feo/Fed	Fed/Fet
29	A	33.7	13.4	20.3	12.6	7.7	0.38	0.60
30	S	38.6	15.9	22.7	16.2	6.5	0.29	0.59
31	S(BT)	41.5	18.5	23.0	16.8	6.2	0.27	0.55

N° ana	Horizon	sable %	lim %	arg %
29	A	3.4	53.3	43.3
30	S	2.8	82.7	14.5
31	S(BT)	2.7	80.7	16.6

Tab. 5.3: Profil 229 (Cormoret)

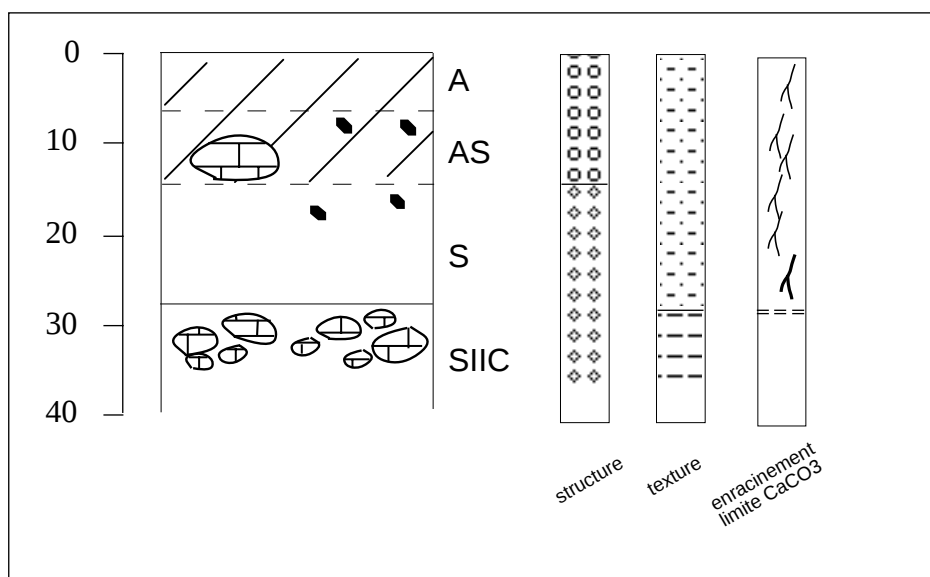


Fig. 5.4: Profil 248 (Breuleux)

N°ana	Horizon	pH H ₂ O	pH KCl	CaCO ₃ (%)	Corg (%)	Ca méq/100g	Mg méq/100g	K méq/100g
37	A	4.8	3.4	0	4.9	8.2	0.48	0.19
38	S	5.7	4.0	0	2.2	16.9	0.14	0.11

N°ana	Horizon	Fet (%)	Fe si (%)	Fed (%)	Fe oxyde (%)	Feo (%)	Feo/Fed	Fed/Fet
37	A	35.7	9.0	26.7	13.4	13.3	0.50	0.75
38	S	41.5	10.3	31.2	15.7	15.6	0.50	0.75

N° ana	Horizon	sable %	lim %	arg %
37	A	nd	nd	nd
38	S	7.2	73.7	19.1

Tab. 5.4: Profil 248 (Breuleux)

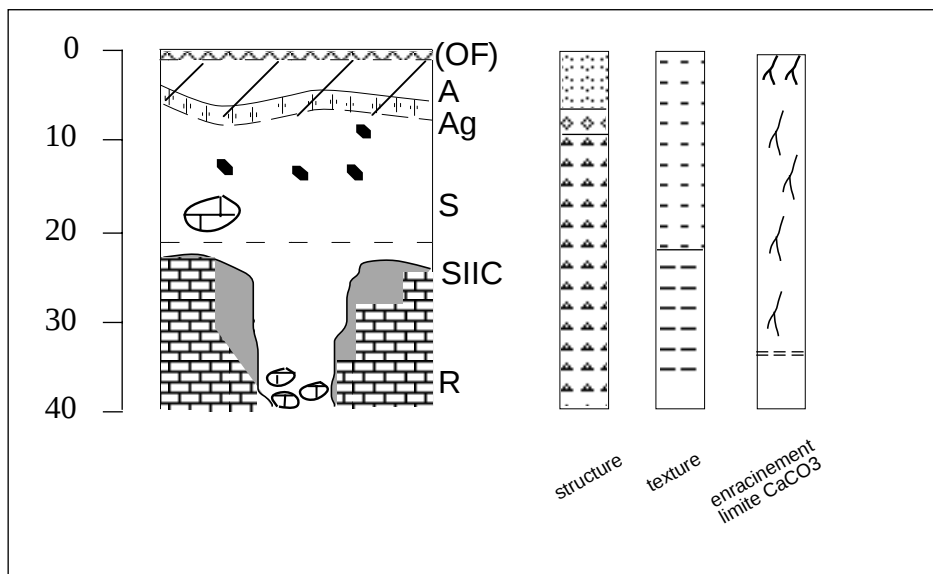


Fig. 5.5: Profil 399 (Marchairuz)

N°ana	Horizon	pH H ₂ O	pH KCl	CaCO ₃ (%)	Corg (%)	Ca méq/100g	Mg méq/100g	K méq/100g
98	A	4.9	3.6	0	7.4	14.0	1.28	0.30
99	Ag	4.8	3.4	0	4.4	7.1	0.69	0.17
100	S	5.2	3.4	0	1.8	8.4	0.32	0.07
101	SIIC	7.2	5.9	0.3	1.3	36.1	0.29	0.18

N°ana	Horizon	Fet (‰)	Fe si (‰)	Fed (‰)	Fe oxyde (‰)	Feo (‰)	Feo/Fed	Fed/Fet
98	A	30.6	8.4	22.2	12.8	9.3	0.42	0.72
99	Ag	30.4	7.6	22.8	13.6	9.2	0.40	0.75
100	S	34.9	9.1	25.8	18.1	7.8	0.30	0.74
101	SIIC	47.0	12.3	34.8	29.9	4.9	0.14	0.74

N° ana	Horizon	sable %	lim %	arg %
98	A	9.4	70.9	19.7
99	Ag	11.6	68.0	20.4
100	S	10.5	69.9	19.6
101	SIIC	8.4	69.0	22.6

Tab. 5.5: Profil 399 (Marchairuz)

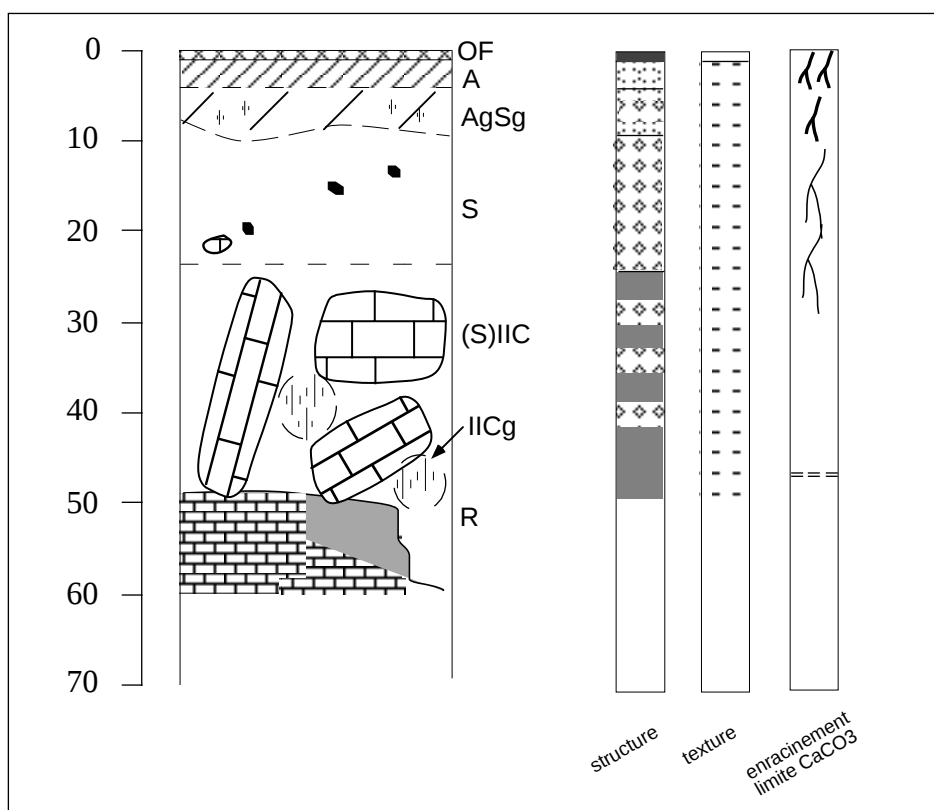


Fig. 5.6: Profil 749 (La Sagne)

N°ana	Horizon	pH H ₂ O	pH KCl	CaCO ₃ (%)	Corg (%)	Ca méq/100g	Mg méq/100g	K méq/100g
103	A	4.6	3.3	0	6.4	7.3	0.87	0.41
104	AgSg	4.8	3.4	0	5.2	8.9	0.77	0.20
105	S	5.1	3.5	0	2.4	10.7	0.44	0.13
106	(S)IIC	6.6	5.0	0	1.2	31.3	0.33	0.21
107	IICg	6.4	4.5	0	nd	nd	nd	nd

N°ana	Horizon	Fet (‰)	Fe si (‰)	Fed (‰)	Fe oxyde (‰)	Feo (‰)	Feo/Fed	Fed/Fet
103	A	39.0	12.5	26.5	15.3	11.2	0.42	0.68
104	AgSg	40.2	13.3	26.9	15.2	11.8	0.44	0.67
105	S	44.6	15.9	28.8	18.6	10.2	0.35	0.64
106	(S)IIC	51.2	17.9	33.3	24.0	9.3	0.28	0.65
107	IICg	41.8	16.0	25.9	14.2	11.7	0.45	0.62

N° ana	Horizon	sable %	lim %	arg %
103	A	nd	nd	nd
104	AgSg	3.1	81.6	15.3
105	S	4.4	78.2	17.4
106	(S)IIC	16.4	72.5	11.1

Tab. 5.6: Profil 749 (La Sagne)

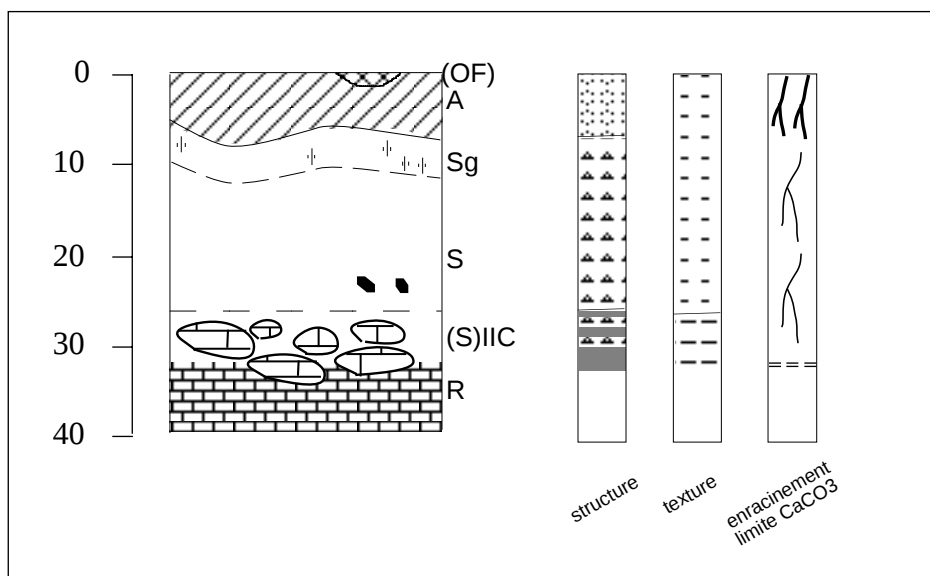


Fig. 5.7: Profil 791 (Chasseral)

N°ana	Horizon	pH H ₂ O	pH KCl	CaCO ₃ (%)	Corg (%)	Ca méq/100g	Mg méq/100g	K méq/100g
109	A	5.5	4.4	0	9.0	25.2	2.74	0.44
110	Sg	5.2	3.8	0	4.8	15.8	1.21	0.16
111	S	5.3	3.7	0	2.1	17.3	0.46	0.11
112	(S)IIC	7.2	5.8	0.6	1.5	37.7	0.42	0.20

N°ana	Horizon	Fet (‰)	Fe si (‰)	Fed (‰)	Fe oxyde (‰)	Feo (‰)	Feo/Fed	Fed/Fet
109	A	32.2	8.9	23.3	9.0	14.3	0.61	0.72
110	Sg	35.0	5.6	29.4	13.3	16.1	0.55	0.84
111	S	37.6	8.3	29.4	17.6	11.8	0.40	0.78
112	(S)IIC	45.2	16.3	28.9	22.2	6.8	0.23	0.64

N° ana	Horizon	sable %	lim %	arg %
109	A	7.7	81.2	11.1
110	Sg	27.3	61.9	10.8
111	S	9.9	78.8	11.3
112	(S)IIC	5.7	76.8	17.5

Tab. 5.7: Profil 791 (Chasseral)

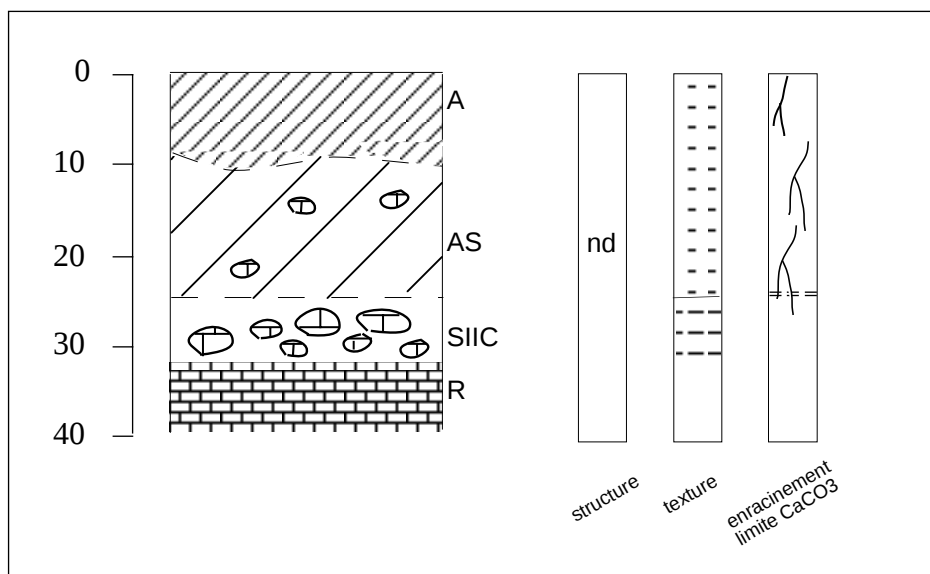


Fig. 5.8: Profil 2001 (Creux du Van)

N°ana	Horizon	pH H ₂ O	pH KCl	CaCO ₃ (%)	Corg (%)	Ca méq/100g	Mg méq/100g	K méq/100g
720	A	5.7	4.7	0	8.7	39.1	1.83	0.14
721	AS	6.6	5.7	0.2	nd	45.0	0.90	0.10
722	SIIC	7.3	6.5	1.1	5.7	45.7	0.53	0.09

N°ana	Horizon	Fet (‰)	Fe si (‰)	Fed (‰)	Fe oxyde (‰)	Feo (‰)	Feo/Fed	Fed/Fed
720	A	25.3	7.4	17.9	12.9	5.0	0.28	0.71
721	AS	26.4	7.8	18.6	13.0	5.6	0.30	0.70
722	SIIC	27.8	7.2	20.6	14.8	5.8	0.28	0.74

N° ana	Horizon	sable %	lim %	arg %
720	A	7.3	72.6	20.1
721	AS	nd	nd	nd
722	SIIC	nd	nd	nd

Tab. 5.8: Profil 2001 (Creux du Van)

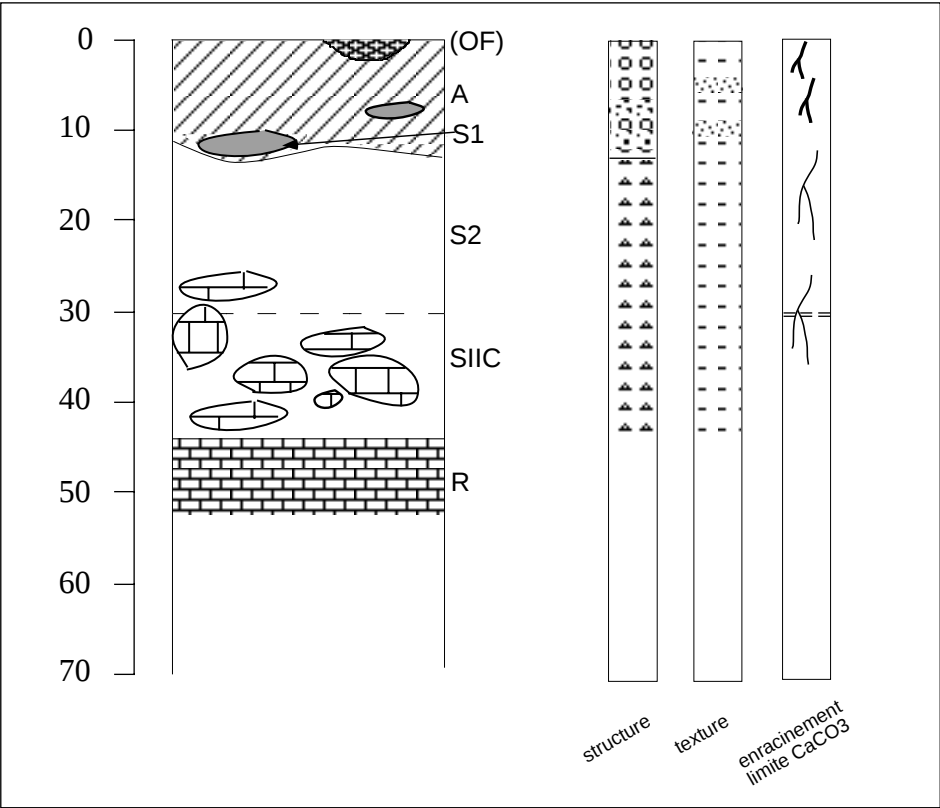


Fig. 5.9: Profil 2101 (Chasseron)

N°ana	Horizon	pH H ₂ O	pH KCl	CaCO ₃ (%)	Corg (%)	Ca méq/100g	Mg méq/100g	K méq/100g
95	A	5.0	3.7	0	6.2	10.7	1.03	0.47
96	S2	5.3	3.8	0	2.4	5.6	0.27	0.26
97	SIIC	6.6	5.0	0.3	2.2	22.6	0.22	0.15

N°ana	Horizon	Fet (‰)	Fe si (‰)	Fed (‰)	Fe oxyde (‰)	Feo (‰)	Feo/Fed	Fed/Fet
95	A	38.4	13.1	25.3	15.1	10.3	0.41	0.66
96	S2	43.1	16.9	26.3	15.3	11.0	0.42	0.61
97	SIIC	43.9	15.5	28.5	18.7	9.7	0.34	0.65

N° ana	Horizon	sable %	lim %	arg %
95	A	26.0	64.6	9.4
96	S2	1.8	84.1	14.1
97	SIIC	2.5	80.1	17.4

Tab. 5.9: Profil 2101 (Chasseron)

Nature de la roche		Horizons holorganiques et organo-minéraux	
	roche calcaire		horizon OL
Texture			horizon OF
	sableuse		horizon OH
	limono-sableuse		horizon A, peu de matière organique
	limoneuse		horizon A, matière organique normalement abondante
	limono-argileuse	Divers symboles	
Structure			éléments grossiers calcaires
	fondue		taches ocres ou rouille (fer)
	microgrumeleuse		limite supérieure des carbonates
	grumeleuse		racines
	subanguleuse		racines denses
	anguleuse		charbons
	particulaire		lentille sableuse
	compacte		

Fig. 5.10: Légende

5.3.3. Analyses granulométriques

5.3.3.1. Présentation et discussion des résultats

Les résultats analytiques confirment les observations faites sur le terrain : en effet, presque tous les échantillons révèlent une dominance de la fraction limoneuse. Globalement, celle-ci représente 45 à 65% (moyenne : 56%) de la terre fine alors que les argiles en forment le 20 à 45% (moyenne : 35%) et les sables généralement moins de 10%.

La majeure partie des échantillons est caractérisée par la dominance des limons fins (mode 16-32 μm dominant), avec toutefois quelques exceptions (annexe 3). Celles-ci se manifestent dans l'horizon S des Breuleux, ainsi que les horizons IIC du Chasseron et de Chasseral, où l'on observe, à côté du pic 16-32 μm , un pic légèrement plus réduit dans le mode 4-8 μm . Une influence plus marquée du substrat calcaire dans ces horizons profonds explique l'apparition des limons fins. Les échantillons provenant du profil du Marchairuz présentent tous le double mode dans la fraction limoneuse. Dans ce cas, une importante fraction de limons très fins peut provenir d'un mélange de matériaux originels dû à un colluvionnement. Celui-ci est d'autant plus probable que le lieu de prélèvement se trouve en bas d'une pente et que les pâturages boisés ont subi, ou subissent encore, des défrichements. La présence de charbons enfouis dans plusieurs des sols corrobore cette hypothèse. Ainsi, les limons très fins pourraient être issus de l'altération des calcaires et avoir été remaniés avec les limons allochtones.

Dans deux cas seulement (sols de Glovelier, 208 et de Cormoret, 229), l'horizon de surface est très riche en argile (respectivement 88 et 67%). Il est difficile d'interpréter cette augmentation du taux d'argile sur la base de deux échantillons. Toutefois, une hypothèse peut être émise en relation avec une altération du matériau original plus importante, d'origine biologique. Il s'agit en effet des deux sols de plus basse altitude, inférieure à 900 m, et on peut supposer une activité biologique plus marquée. On peut également suspecter des ruissellements fins avec un tri granulométrique.

L'horizon A du sol du Chasseron (2101) contient, quant à lui, une plus forte proportion de sables. Sur le terrain, des lentilles de texture plus grossière étaient visibles dans cet horizon. On peut les imputer à des phénomènes de solifluxion, avec tri granulométrique dû à une dynamique hydrique. Un phénomène similaire, dû à des flux latéraux, peut être invoqué pour expliquer le taux de sables important dans l'horizon Sg de Chasseral (791). Le massif du Chasseron étant constitué de calcaires marneux oolithiques du Séquanien, on pourrait chercher l'origine des sables dans le résidu insoluble de ces roches.

De manière générale, la faible proportion de sables des sols étudiés confirme une caractéristique majeure des sols du Haut-Jura et du Jura Central, qu'ils soient issus de l'altération du calcaire ou des apports limoneux allochtones (Pochon, 1978 ; Aubert *et al.*, 1979 ; Bruckert & Gaiffe, 1980 ; Gaiffe, 1987 ; Bruckert & Bekkary 1991 ; Michalet, 1980). Ces auteurs ont étudié des sols reposant sur les couches du Jurassique supérieur (Kimméridgien, Portlandien, Séquanien, ainsi que les marnes calcaires de l'Argovien) ou du Jurassique moyen (Bathonien) (tab. 5.10). Dans le Jura central, près de Champagnole, la majeure partie des sols étudiés par Jouaffre (1989), qui reposent sur des couches du Crétacé inférieur, révèlent une fraction granulométrique sableuse plus importante (généralement > 30%). Les sols du pied

auteurs	sol/géologie	horizon	sable	sf	sg	limon	lf	lg	argile
Gaiffe (1987) (Risol 73)	humo-calcaïque Kimméridgien	A1	2.3	1.1	1.2	48.4	25.8	22.6	49.3
Gaiffe (1987) (Risol 69)	brun calcaïque Kimm. dolom.	A1	1.4	1.4	0.0	75.0	36.5	38.5	23.5
		(B)	1.9	1.6	0.3	70.3	37.7	32.6	27.6
Bruckert & Gaiffe (1980) (profil 16)	ocre podzolique	A1	33.7	31.6	2.1	59.7	12.2	47.5	6.6
		Bh1	27.9	27.6	0.3	64.4	13.1	51.3	7.6
	sable et limon sur Séquanien	Bh2	20.3	19.9	0.4	69.2	16.4	52.8	10.5
		Bs	18.1	18.1	0.0	72.3	13.3	59.0	9.6
Pochon (1978) (p. 49)	b. calcaïque	A1	1.8			46.5	30.5	16.0	47.3
		A3	1.5			52.0	31.0	21.0	47.0
	loess sur Kimméridgien	(B)	2.8			44.8	30.3	14.5	51.8
		groise RI	3.0			42.0	32.0	10.0	55.0
		substrat RI	0.3			19.7	18.0	1.7	80.0
Pochon (1978) (p. 54)	b. calcaïque	A1	0.5			57.5	44.5	13.0	42.0
		A3	0.5			52.5	41.5	11.0	47.0
	Argovien	(B)	0.5			45.5	34.0	11.5	54.0
		R	0.5			38.4	23.2	15.2	61.0
Guenat (1987) (ann. 33)	lessivé	A1	39.0	26.3	12.7	43.6	23.9	19.7	17.2
		A2Bt	41.4	24.2	17.2	45.1	23.9	21.2	13.4
	moraine alpine	A2Bt	41.8	23.4	18.4	38.3	19.5	18.8	19.6
		Bt	31.7	18	13.7	27.9	4.5	23.4	40.3
		B C	41.7	17	24.7	25.9	16.1	9.8	32.1
		C	50.6	34.2	16.4	42.5	18.7	23.8	6.8
Guenat (1987) (ann. 32)	b. calcaïque moraine mixte	A1	34.1	18.8	15.3	33.5	21.4	12.1	32.3
		B1	35.7	20.5	15.2	30.8	18.8	12.0	31.4
		BC	51.5	22.4	29.1	30.6	17.6	13.0	17.8
		C1	59.5	20.4	39.1	29.1	19.3	9.8	11.4
		C2	61.8	17.7	44.1	28.1	22.7	5.4	9.9
Gaiffe (1987) (p. 38)	b. lessivé polygénétique	A1	1.5	0.7	0.8	65.0	40.5	24.5	33.5
		A2Bt	1.7	1.1	0.6	66.4	40.9	25.5	32.0
		Bt	2.9	2.1	0.8	57.0	35.6	21.4	40.1
	Bathonien	IIBt	1.8	1.2	0.6	39.8	19.7	20.1	58.4
Gaiffe (1987) (p. 61)	b. colluvial moraine calcaire	AB	5.8	5.2	0.6	48.6	40.0	8.6	45.6
		(B)1	0.3	0.2	0.1	50.5	39.6	10.9	49.2
		(B)2	1.4	1.3	0.1	45.9	37.2	8.7	52.7

Tab. 5.10: Analyses granulométriques tirées de la littérature

du Jura, formés sur des moraines mixtes, contiennent également plus de 25% de sables et, dans la fraction limoneuse, les limons fins dominent toujours sur les limons grossiers (Guenat, 1987). Au contraire, la fraction limoneuse des sols développés sur matériel allochtone se distingue par un mode de 16–32 μm dominant ; la raréfaction des limons grossiers et la quasi-inexistence des sables sont typiques de l'assemblage allochtone (Pochon, 1978). Pye (1987) indique que 10% de sables est une proportion typique pour les loess.

auteurs	sol/géologie	horizon	sable	sf	sg	limon	lf	lg	argile
Jouaffre (1989) (ONG3)	Hauterivien/ Barrémien	A	7.1	5	2.1	47.0	34.8	12.2	45.9
		B	10.1	6.1	4.0	32.6	22.5	10.1	57.3
Jouaffre (1989) (PER1)	Valanginien	A1	47.5	44.7	2.8	23.7	13.9	9.8	28.8
		B1	37.3	34.5	2.8	27.4	16.3	11.1	35.2
		B2	36.4	33	3.4	25.8	13.4	12.4	37.8
		B3	38.4	34.3	4.1	29.3	20.8	8.5	32.3
Jouaffre (1989) (GIL1)	Valanginien	A1	32.2	28.5	3.7	33.0	21.5	11.5	34.8
		B1	36.3	33.1	3.2	26.1	17.0	9.1	37.7
		B2	32.9	29.7	3.2	28.3	18.7	9.6	38.8
Jouaffre (1989) (PER12)	moraine Valanginien	A1	46.6	44.8	1.8	27.8	16.3	11.5	25.6
		B1	46.9	45	1.9	25.1	13.5	11.6	28.8
		B2	48.9	46.8	2.1	26.7	16.5	10.2	24.4

Tab. 5.10 (suite) : Analyses granulométriques tirées de la littérature

5.3.3.2. Conclusion sur les analyses granulométriques

Utilité

D'une manière générale, les analyses granulométriques revêtent une grande importance pour la caractérisation des sols. Baize (1988) estime même que si, par hypothèse, une seule analyse devait être faite, le choix devrait se porter sur l'analyse granulométrique. Elle permet de préciser la filiation pédogénétique entre le substrat et le sol, ce qui présente un intérêt particulier lorsque l'on sait, comme dans le cas des sols étudiés ici, qu'une partie du matériel parental est d'origine allochtone. De plus, la texture conditionne la majeure partie des autres facteurs et caractéristiques d'un sol (régime hydrique, structure, etc.). Ses implications pratiques pour l'agronomie sont également évidentes.

Origine des BRUNISOLS

La proportion granulométrique des limons confirme, si besoin était, l'origine allochtone des BRUNISOLS étudiés. Dans les formations du Séquanien, du Kimméridgien et du Portlandien dolomitique (identiques à celles des BRUNISOLS de ce travail), Pochon (1978) montre que le mode est centré sur la fraction 4-8 μm , alors que les sols présentent un mode centré sur la fraction 16-32 μm ; c'est également le cas des BRUNISOLS étudiés dans ce travail. Il est cependant intéressant de constater que l'influence du résidu insoluble des roches calcaires peut se manifester, particulièrement dans les horizons IIC, par la présence d'un deuxième pic, centré sur le mode 4-8 μm .

Fraction sableuse

Le faible taux de sables est une caractéristique particulière des BRUNISOLS étudiés (fig. 5.11). Elle est bien sûr due à leur origine limoneuse, mais aussi au fait qu'ils reposent sur des formations géologiques dont le résidu insoluble n'en contient que très peu (tab. 5.10). Cela leur confère une texture fine, facilement reconnaissable sur le terrain, qui les distingue de nombreux autres sols jurassiens (fig. 5.12) :

- développés sur moraines alpines ou mixtes (Guenat, 1987 ; Bruckert & Gaiffe, 1980) ;

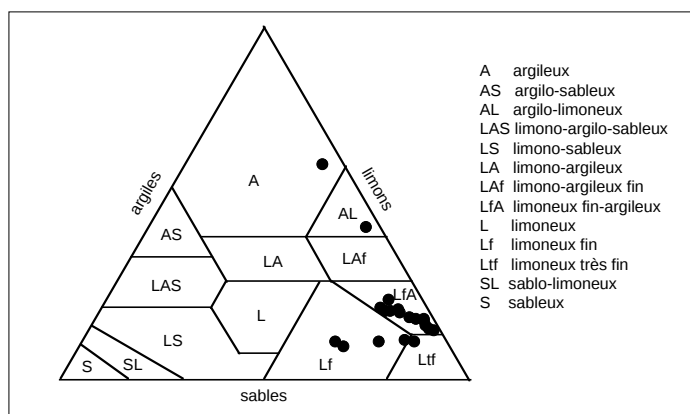


Fig. 5.11 : Triangle granulométrique USDA des BRUNISOLS du Jura

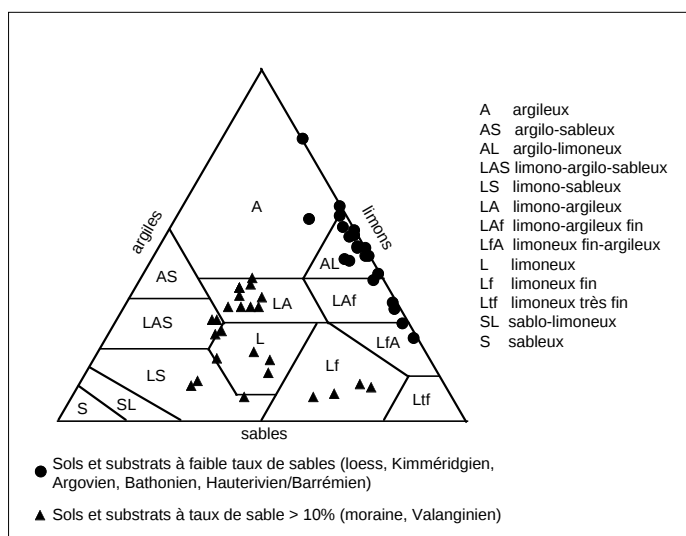


Fig. 5.12 : Triangle granulométrique USDA des sols et substrats tirés de la littérature (voir tab. 5.10)

• développés sur d'autres formations géologiques, qui n'affleurent pas dans le Haut-Jura (Jouaffre, 1989 ; Bruckert & Gaiffe, 1980).

Ce type de texture est probablement assez rare en Suisse ou en Europe et peut être attribué à des matériaux géologiques ou géomorphologiques particuliers. Une étude générale des sols du Plateau vaudois (Gratier, 1980) ne révèle aucun profil avec un faible taux de sables. Dans l'Atlas des sols de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur (Duclos, 1994), sur environ 450 profils de sol décrits, qui représentent plus de 100 références, seuls quelques-uns, issus généralement de substrats du Crétacé, des marnes Oligocènes ou des alluvions récentes, possèdent une texture avec un taux de sables inférieur à 10%.

5.3.4. Matière organique et cations échangeables

En milieu anthropisé, ces deux paramètres, ainsi que le pH, sont dépendants de l'activité agricole actuelle et n'apportent que peu d'information sur le fonctionnement naturel du sol. Le calcium reste le cation dominant du complexe adsorbant, mais varie fortement en fonction de différents facteurs. Il peut s'agir d'une part des apports d'engrais et du chaulage, d'autre part des remontées par le cycle biologique (végétation et/ou pédofaune). Une partie toutefois est certainement d'origine strictement locale ; les horizons IIC contiennent toujours plus de calcium que les horizons A et S.

Le taux de carbone organique diminue fortement entre l'horizon A et l'horizon S, puis reste relativement constant (fig. 5.13). On pourrait s'attendre à des taux plus importants, particulièrement dans les horizons de surface, pour des sols d'altitude supérieure à 1'000 m. Mais l'impact humain, via l'agriculture, agit également sur ce paramètre. L'apport régulier d'engrais, ainsi que le pacage du bétail, permet un fonctionnement biologique actif et contribue à un turnover plus rapide de la matière organique.

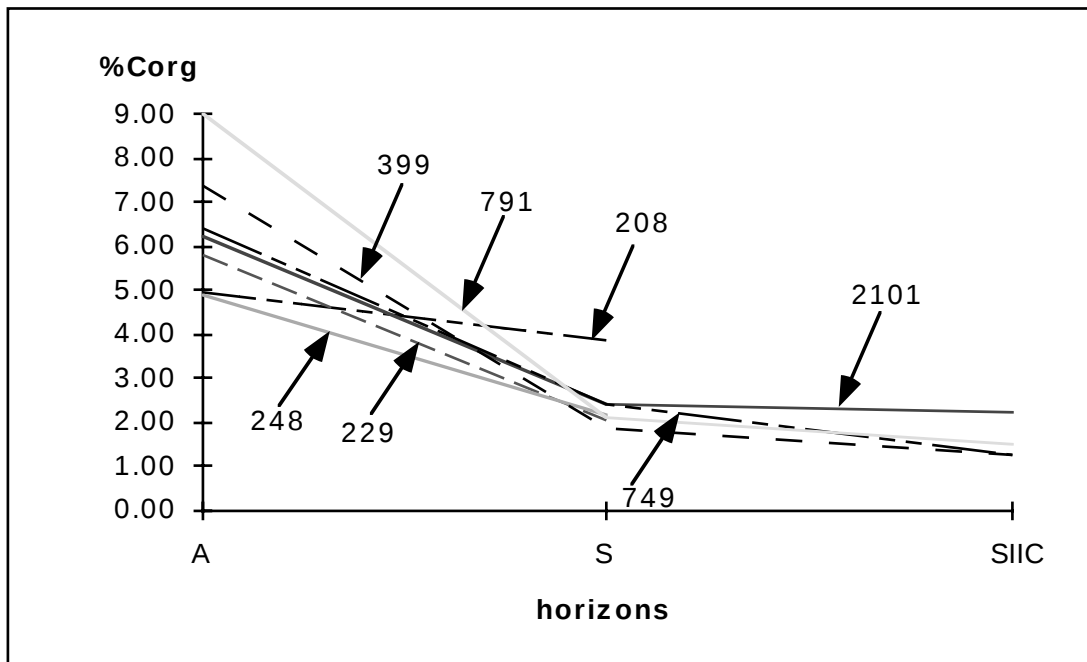


Fig. 5.13: Le taux de carbone organique dans les horizons A / S / SIIC

5.3.5. Dynamique du fer

5.3.5.1. Notions de base

Définition des sols bruns

Les BRUNISOLS sont caractérisés par un profil de type A / S / C et toujours décarbonatés, au moins dans les horizons supérieurs. L'horizon S, en particulier, n'est jamais calcaire. Il est le siège de processus d'altération des minéraux primaires, de libération d'oxyhydroxydes de fer et de minéraux argileux (Baize & Girard, 1995). Sa couleur brune provient des oxydes de fer (amorphes ou cryptocristallins ; Duchaufour, 1994), liés aux argiles. Les BRUNISOLS se développent sur des matériaux bien drainés suffisamment pourvus en fer libre. Le lessivage des argiles et du fer est nul ou faible (Duchaufour, 1994 ; Lozet & Mathieu, 1990). Les BRUNISOLS sur calcaire nécessitent un résidu insoluble suffisant ainsi qu'une absence de recarbonatation par érosion et colluvionnement (Guenat, 1987).

Rappel du processus de brunification

La brunification est un processus caractérisé par la formation de complexes argiles-fer-humus où le fer ferrique joue le rôle de liaison entre les molécules d'acides humiques et les minéraux argileux (Delpech *et al.*, 1985 ; Lozet & Mathieu, 1990). La fixation des acides humiques sur les argiles fait intervenir plusieurs mécanismes (Chamayou & Legros, 1989). Elle peut se réaliser :

- par l'intermédiaire des cations échangeables,
- par les liaisons hydrogène avec l'eau d'hydratation des argiles,
- par les liaisons hydrogène avec la surface des argiles.

Le premier mécanisme est le plus fréquemment cité dans les ouvrages généraux, particulièrement en relation avec les cations de calcium ou de fer (par ex. Gobat *et al.*, 1998). Il est cependant très simplifié et ne rend pas compte de la complexité de la composition de la phase adsorbante (Espiau, 1994). Chamayou & Legros (1989) admettent également que l'étude des liaisons entre la matière organique et la matière minérale est fort complexe et qu'il est nécessaire d'avancer dans la compréhension de ces mécanismes. Il est admis que le fer (élément étudié dans ce paragraphe) joue le rôle de liaison dans les sols bruns sous la forme hydroxyde de fer $-Fe(OH)_3-$ (Chamayou & Legros, 1989 ; Soltner 1987 ; Duchaufour 1994) c'est-à-dire sous sa forme amorphe.

La brunification résulte d'une altération par acidolyse modérée de minéraux ferromagnésiens, libérant les oxydes de fer qui s'associent aux argiles et à la matière organique (Duchaufour, 1994). Dans un sol issu d'un substrat calcaire, la brunification débute après la lixiviation d'une partie des cations Ca^{2+} , qui assurent également la liaison entre les argiles et les composés organiques. Durant la brunification, la quantité de fer libéré croît en fonction du degré d'évolution du sol (Guenat, 1987).

Evolution du fer dans les sols bruns (fig. 5.14)

Ce paragraphe est basé sur la littérature suivante : Bouyer *et al.*, 1978 ; Jeanroy 1983 ; Duchaufour 1983, 1994 ;

Mückenhausen, 1985 ; Chamayou & Legros, 1989 ; Schwertmann, 1993 ; Bruckert, 1994 ; Espiau, 1994 ; Herbillon, 1994.

Le fer contenu dans les minéraux alumino-silicatés est libéré sous forme ionique (Fe^{3+} , Fe^{2+}), en solution dans le sol. En milieu aéré, le fer ferreux est rapidement oxydé en fer ferrique. Les formes ioniques sont instables, sauf en milieu mal aéré ou très acide (sols hydromorphes, sols podzoliques).

L'évolution subséquente des ions ferriques peut suivre deux voies :

- lors d'une faible élévation du pH, ils précipitent directement sous forme d'oxyhydroxyde ($FeOOH$, goethite ou lépidocrocite, formes cristallisées) ;
- si le pH s'élève plus rapidement, l'ion ferrique échangeable évolue vers un hydroxyde de fer $-Fe(OH)_3-$, qui représente la forme amorphe du fer. Ces hydroxydes de fer ont la particularité de présenter des charges variables mais, dans le domaine du pH considéré (<9), ils possèdent des charges positives. Ils forment des revêtements autour des argiles ; comme ce sont des minéraux très adsorbants pour les composés humiques, ils participent activement au complexe argilo-humique. Mais les hydroxydes de fer sont relativement instables et ils tendent, lors du vieillissement et lorsqu'ils ne sont pas stabilisés par adsorption de matière organique, à évoluer vers des formes plus stables cristallisées comme la goethite.

Il faut noter que le fer amorphe peut également provenir de l'altération de la forme oxyde (Jeanroy, 1983 ; Baize, 1988).

Evolution du fer et pédogenèse

Comme on le voit, l'évolution de fer dans les sols est un phénomène très complexe dont l'approche est rendue difficile par les nombreuses formes que le fer peut prendre et qui dépendent d'une combinaison de facteurs très variés, plus ou moins interdépendants.

Cependant, lorsque la méthodologie est standardisée, on peut tirer des conclusions sur l'évolution des différentes formes du fer en relation avec le type de pédogenèse.

D'une manière générale, avec l'âge croissant du sol, le taux de fer silicate diminue au profit des formes amorphe et, surtout, oxyde (Fitze, 1982 ; Jeanroy 1983 ; Arduino

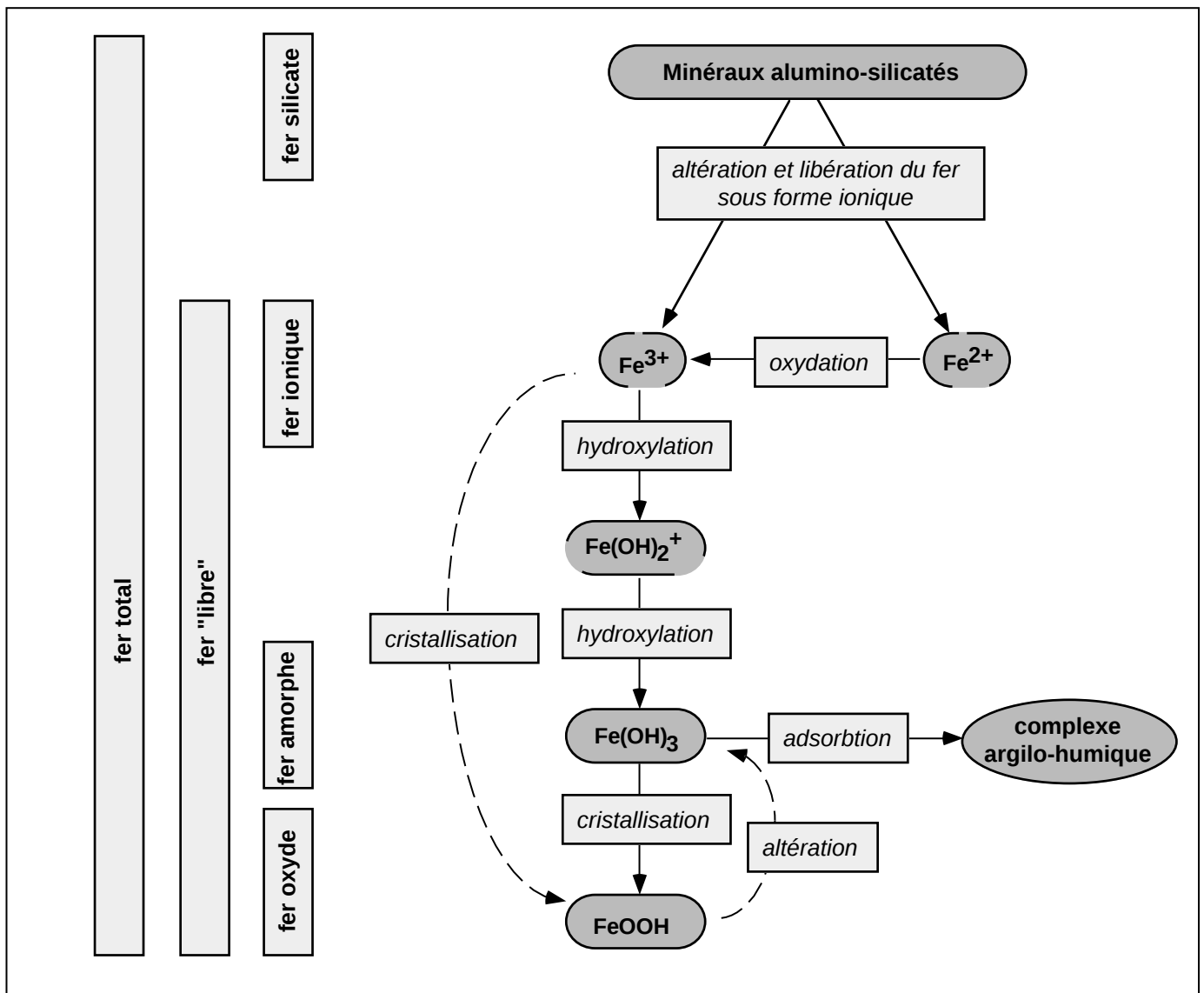


Fig. 5.14 : Schéma général de l'évolution du fer dans les sols

et al., 1984 ; 1986 ; Chamayou & Legros, 1989). Le rapport F_{ed}/F_{et} doit donc augmenter régulièrement dans le temps et dans le profil de sol. Cette évolution est effectivement vérifiée dans la pédogenèse des sols bruns non lessivés, dans la mesure où le milieu est bien drainé et qu'il n'y a pas de redistribution du fer (Bouyer *et al.*, 1978). D'après Souchier (comm. pers. in Baize, 1988), le rapport F_{ed}/F_{et} permet de distinguer les sols non hydromorphes selon leur degré d'évolution. Cet auteur indique que le rapport F_{ed}/F_{et} dans l'horizon S varierait entre 15 et 40%, alors que, dans les horizons BT ou BP, il oscillerait entre 40 et 80%. Pour Duchaufour (1994), ce même rapport, inférieur ou égal à 50% dans les horizons cambiques, exprime l'altération incomplète du matériau originel : le fer libéré reste amorphe ou cryptocristallin.

Toutefois, dans les sols ocreux ou podzoliques, le rapport F_{ed}/F_{et} reste constant à travers tout le profil, car une part du fer libéré des silicates est soustraite à la cristallo-genèse ; elle reste bloquée sous forme amorphe (Jeanroy 1983).

La présence du fer amorphe dans les sols est considérée comme une preuve de jeunesse ou du moins d'une évolution encore actuelle du matériau originel (Segalen, 1964 ; Bouyer *et al.*, 1978). Avec l'âge, dans un horizon donné, et avec la profondeur dans un profil, le rapport F_{eo}/F_{ed} devrait diminuer. Ceci n'est bien entendu

pas respecté dans les sols organiques ou podzolisés où, comme cela a déjà été évoqué, le fer reste bloqué dans les complexes organo-métalliques soit sous forme chélatée (petites molécules mobiles) soit dans les complexes argilo-humiques (grosses molécules immobilisées). Fitze (1982) a déjà constaté ce phénomène en étudiant la datation relative des moraines des Alpes centrales à travers leur évolution pédologique. Dans les sols les plus vieux (PODZOSOLS), il constate que le rapport Feo/Fed augmente fortement et il met ce phénomène en rapport avec le blocage de la cristallogénèse par la présence de complexes organo-métalliques.

5.3.5.2. Résultats et discussion

Contenu en fer total

La plupart des pédologues du domaine jurassien ont étudié les formes du fer, souvent en relation avec la rubéfaction, voire la podzolisation (Michalet & Bruckert, 1986 ; Jouaffre, 1989 ; Bruckert & Bekkary 1991 ; Vadi & Gobat, 1998), mais seuls quelques-uns d'entre eux (Pochon, 1978 ; Bouyer et al, 1978 ; Aubert et al., 1979 ; Guenat, 1987 ; Jouaffre *et al.*, 1991) effectuent la détermination du fer total. Les possibilités de comparaison des résultats sont donc restreintes.

Le taux de fer total est relativement stable dans tous les échantillons de ce travail avec, toutefois, de manière constante dans tous les profils, un léger enrichissement vers le bas. Les valeurs oscillent entre 3 et 5%, excepté pour le BRUNISOL du Creux-du-Van, où elles varient entre 2,5 et 2,7%. Elles sont similaires à celles obtenues par Aubert *et al.* (1979) pour les sols du Haut-Jura sur matériel allochtone. Elles sont assez élevées, nettement plus que dans les calcaires du Malm, qui en contiennent entre 0,1 et 0,8% (Aubert *et al.*, 1979). Mais, si l'on rapporte ce pourcentage au résidu insoluble des roches, on retrouve, pour ces mêmes calcaires, des proportions similaires à celles des sols : 2 à 5,1% (Bouyer *et al.*, 1978). Un faciès du Valanginien contient même 9% de fer.

Il a été démontré par ailleurs (chap. 3) que les BRUNISOLS considérés ici sont d'origine allochtone. La concordance en contenu du fer total entre le sol et le substratum calcaire est donc une relation de simple coïncidence. L'enrichissement en fer total vers la profondeur ne semble pas lié à une translocation en relation avec le lessivage des argiles. Une analyse statistique de régression simple (fig. 5.15) montre une tendance du fer à être lié à la fraction limoneuse, plutôt que la fraction argileuse, même si aucune de ces analyses n'est significative (échantillonnage trop restreint). On peut ainsi postuler que l'enrichissement en fer en profondeur est lié à sa double source : apports allochtone et calcaire. Bouyer *et al.* (1978) évoquent également cette double source, sans toutefois préciser son aire d'influence dans les profils.

Evolution du rapport fer libre / fer total

Il est intéressant de constater que le fer libre (Fed) évolue corrélativement avec le fer total (fig. 5.16) ; son taux augmente avec la profondeur du sol. Cela indique que tous les horizons considérés subissent la même évolution.

D'après la littérature consultée, le rapport Fed/Fet indique le degré d'évolution d'un sédiment. Dans cet ordre d'idée, Duchaufour (1994) juge que l'altération incomplète d'un horizon S s'exprime dans son rapport Fed/Fet inférieur ou égal à 50%. Souchier, quant à lui (in Baize, 1988), indique que ce rapport oscille entre 15 et 40%.

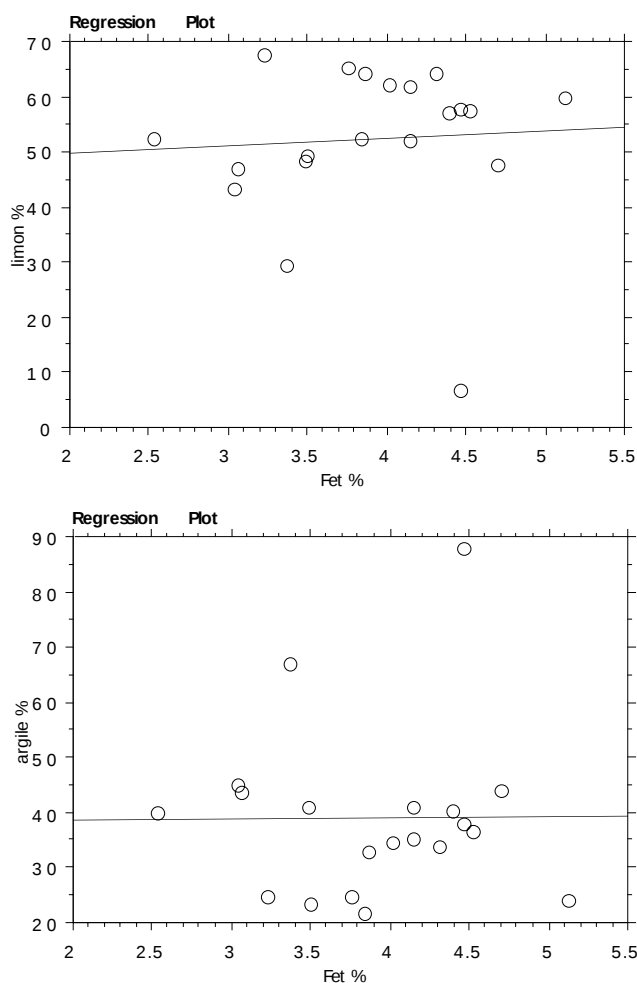


Fig. 5.15: Régressions linéaires entre les fractions limoneuse et argileuse et le fer total (non significatives)

Dans tous les horizons S analysés, ce rapport est bien supérieur à la limite des 50% évoqués par Duchaufour et Baize (tab. 5.11). Il varie entre 59 et 78%, avec une moyenne à 69%. Ces résultats, basés sur huit profils analysés, pourraient être contestés du fait de leur faible nombre. Cependant, les travaux d'Aubert *et al.* (1979) et de Guenat (1987) confirment que la valeur du rapport Fed/Fet des horizons S des sols jurassiens (pied du Jura et Haut-Jura) est supérieure à 60%, quel que soit leur substrat originel (tab. 5.12).

Deux facteurs peuvent expliquer cette observation. D'une part, le matériau originel des sols bruns jurassiens n'est pas une roche compacte, mais un dépôt limoneux allochtone ou morainique, dont l'altération est accélérée par la petite taille des particules. Le fer contenu dans le réseau silicaté est rapidement libéré, car le matériau offre de grandes surfaces d'attaque. D'autre part, les BRUNISOLS du Haut Jura se développent à la faveur d'un dépôt allochtone relativement peu épais (Havlicek & Gobat, 1996 ; s'il est plus épais, la pédogenèse s'oriente vers les NÉOLUVISOLS). Le cycle biogéochimique bloque la pédogenèse au stade du BRUNISOL, mais l'évolution du matériau se poursuit avec l'altération du fer et sa cristallogénèse. Dans ce cas, le rapport Fed/Fet est bien en relation avec la durée d'évolution du sol, mais pas directement avec le type de sol, comme le suggèrent les auteurs cités au début du paragraphe.

Sol	Horizon	Fed/Fet(%)
208 Glovelier	A	79
	S	69
229 Cormoret	A	60
	S	59
	S(BT)	55
248 Breuleux	A	75
	S	75
399 Marchairuz	A	72
	Ag	75
	S	74
	SIIC	74
749 Sagne	A	68
	AgSg	67
	S	64
	SIIC	65
	SIICg	62
791 Chasseral	A	72
	Sg	84
	S	78
	SIIC	64
2001 Creux du Van	A	71
	AS	70
	SIIC	74
2101 Chasseron	A	66
	S	61
	SIIC	65

Tab. 5.11 : Rapport Fed/Fet des horizons S

Auteur	Sol	Horizon	Fed/Fet (%)
Aubert et al. 1979	brun calcique sur limons éoliens	A11	58
		A3	69
		S/C	64
Aubert et al. 1979	brun calcique autochtone	A1	58
		A3	61
		S	61
Guenat 1987	brun calcique sur moraine mixte	A	69
		S	66
		SC	66
		C1	47
		C2	49
Guenat 1987	brun modal rubéfié sur calcaires jurassiens	A	77
		S	75
		SC	74
		C	42

Tab. 5.12 : Rapport Fed/Fet des horizons S
(données d'Aubert et al., 1979 et de Guenat, 1987)

Taux et évolution du fer amorphe

Dans la notion de fer amorphe, on regroupe toutes les formes de fer non cristallisées, liées ou non à la matière organique (Jeanroy, 1983 ; Baize, 1988). Les extractions préférentielles des différentes formes amorphes (oxalate, pyrophosphate, tétraborate) trouvent leur utilité dans la discussion sur la distinction entre les sols bruns, les sols bruns ocreux ou les sols podzolisés (Bruckert, 1994 ; Vadi & Gobat, 1998). Dans le domaine des BRUNISOLS, le rapport Feo/Fed pourrait permettre de confirmer l'influence d'une nappe temporaire, avec un rapport de 20 à 25%, nettement inférieur à celui des sols bien drainés (Baize, 1988). De nombreux auteurs citent la corrélation entre un taux de fer amorphe élevé et la présence accrue des composés organiques (Bouyer *et al.*, 1978 ; Fitze, 1982 ; Jeanroy 1983 ; Mückenhausen, 1985 ; Chamayou & Legros, 1989 ; Bruckert, 1994). Ainsi, on pourrait s'attendre à trouver une relation entre Feo et le taux de carbone organique.

Le taux de fer amorphe varie entre 5 et 16%. Aucune corrélation n'apparaît cependant avec celui du carbone organique (fig. 5.17). Par contre, si l'on effectue une régression linéaire entre le Feo et le pH (fig. 5.18), la relation apparaît comme significative ($p=0,0004$) ; elle s'améliore

encore si on teste le pH en fonction du rapport Feo/Fed (fig. 5.19). Les mêmes relations, testées sur les données de Guenat (1987, seul auteur qui fournit toutes les analyses nécessaires : Cog, Feo, Fed, pH), donnent des résultats similaires (fig. 5.20 et 5.21)). Dans ce cas, les sols étudiés ne font pas seulement partie des BRUNISOLS, mais intègrent également les RENDOSOLS, les NÉOLUVISOLS et les LUVISOLS. La corrélation entre le taux de fer amorphe et le pH pourrait être expliquée indirectement par le taux de saturation du complexe argilo-humique. En effet, lorsque l'ion calcium forme le pont entre les argiles et les composés organiques, la liaison est très stable (Gobat *et al.*, 1998). Cela permet l'adsorption de nombreuses cations basiques et, par là même, une

Regression Summary

Fed vs. Fet

Count	26
Num. Missing	0
R	.849
R Squared	.721
Adjusted R Squared	.710
RMS Residual	2.638

ANOVA Table

Fed vs. Fet

	DF	Sum of Squares	Mean Square	F-Value	P-Value
Regression	1	432.585	432.585	62.174	<.0001
Residual	24	166.983	6.958		
Total	25	599.568			

Regression Coefficients

Fed vs. Fet

	Coefficient	Std. Error	Std. Coeff.	t-Value	P-Value
Intercept	3.899	2.913	3.899	1.339	.1932
Fet	.587	.074	.849	7.885	<.0001

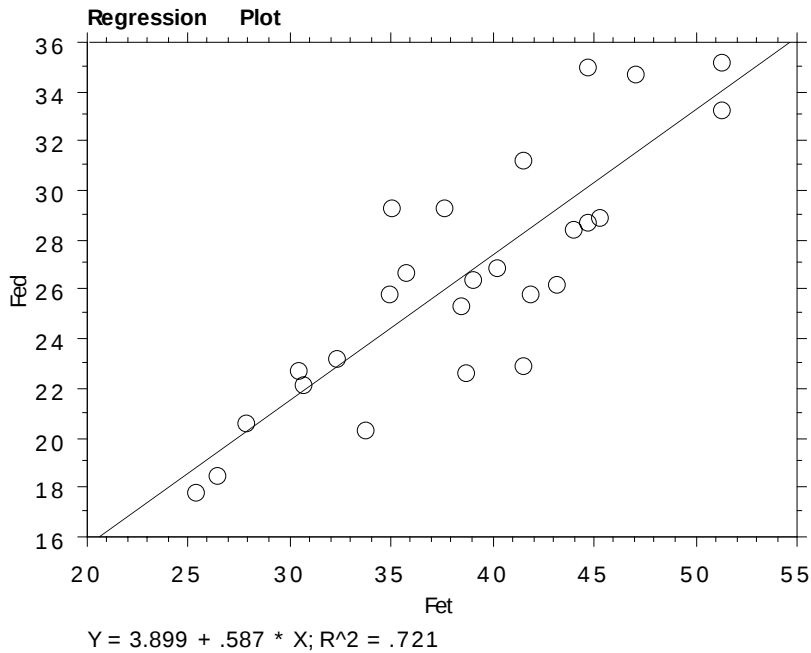


Fig. 5.16 : Régression linéaire entre Fed et Fet

élévation du pH du sol. Au contraire, si les hydroxydes de fer remplacent l'ion calcium, la liaison entre la matière minérale et organique est plus fragile, à cause de la couche d'hydratation qui les entoure (Gobat *et al.*, 1998). Il y a donc déjà une certaine dispersion des argiles, une minéralisation de la matière organique plus rapide et moins de sites susceptibles de retenir les cations basiques : le pH sera plus bas.

En dehors du domaine des sols podzolisés, où la formation et la conservation du fer amorphe sont régies partiellement par d'autres facteurs, il serait intéressant de vérifier cette relation entre pH et Feo, à plus large échelle. Les données de Michalet (1982) par exemple, issues du domaine jurassien, vont également dans ce sens. Le rapport Feo/Fed augmente régulièrement, lorsque l'on passe d'un sol humo-calci-que à un sol brun eutrophe, puis brun mésotrophe et enfin un sol brun oligotrophe (tab. 5.13). C'est également le cas pour quelques sols bruns, rubéfiés ou non, étudiés par Jouaffre *et al.* (1991).

Sol	Horizon	Corg	pH H ₂ O	Feo/Fed
humocalcique	A12	12.0	7.3	0.17
brun eutrophe	B	7.4	7.3	0.21
brun mésotrophe	B	7.8	5.7	0.26
brun oligotrophe	B1	2.6	4.8	0.32

Tab. 5.13 : Rapport Fed/Fet de différents types de sol
(données de Michalet, 1982)

5.3.6. Relation entre pH et taux de saturation

5.3.6.1. Le taux de saturation, un élément de différenciation nomenclaturale

Contrairement à la classification américaine, où le taux de saturation est considéré comme un critère important pour distinguer les grandes unités de sol, par exemple les alfisols (sols lessivés peu évolués) des ultisols (sols lessivés très évolués), dans les classifications génétiques le taux de saturation n'intervient généralement que pour définir les unités inférieures. Ceci d'autant plus que ce facteur peut être modifié par l'homme. Dans les processus d'altération de certains cycles courts, comme la brunification, on utilise le taux de saturation pour distinguer les sols bruns eutrophes des sols bruns acides (Duchaufour, 1983), particulièrement dans les horizons d'altération. Dans les horizons organo-minéraux, on peut observer une convergence des propriétés, notamment du pH et de la capacité d'échange, car ils sont sous une dépendance étroite du processus d'humification. Au contraire, les horizons S diffèrent selon le type de matériau originel. Dans le Référentiel Pédologique (Baize & Girard, 1995), dont la nomenclature a été choisie pour ce travail, le taux de saturation permet de distinguer les références réunies dans l'ensemble cognat des BRUNISOLS.

5.3.6.2. Rappel des notions de base

Il est généralement admis qu'il existe une certaine corrélation entre le pH d'un sol et le taux de saturation de ce sol (Mückenhausen, 1985 ; Bruckert & Rouiller, 1994 ; Duchaufour, 1994 ; Gobat *et al.*, 1998, pour ne citer que des ouvrages généraux). L'équilibre final du cycle des cations détermine à la fois le taux de saturation et le pH. Cette corrélation existe surtout dans les cas extrêmes, dans les valeurs de pH < 4,5 et > 6,5.

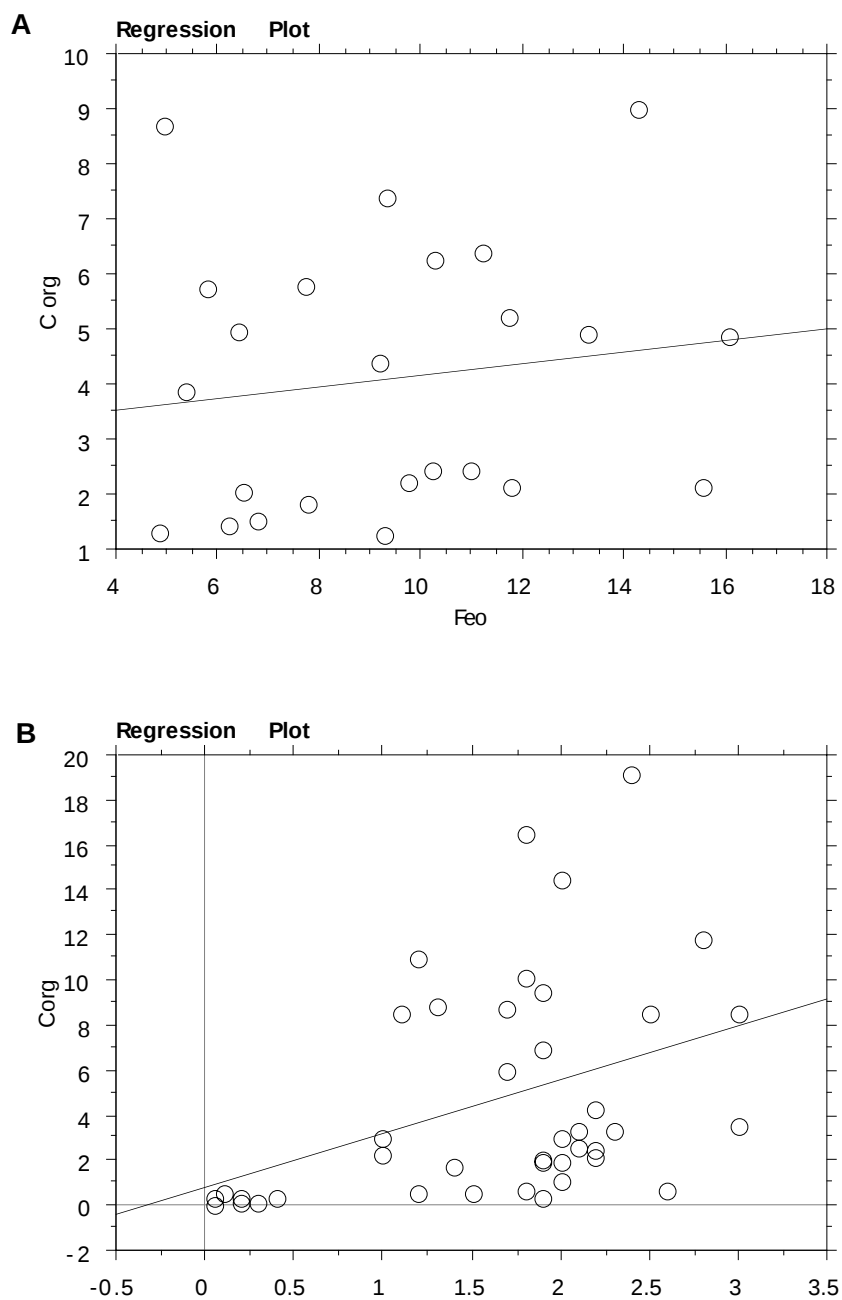


Fig. 5.17 : Régression linéaire entre le carbone organique et le fer amorphe
(A : données de ce travail, B: données de Guenat, 1987)

Regression Summary**pH vs. Feo**

Count	25
Num. Missing	0
R	.649
R Squared	.421
Adjusted R Squared	.396
RMS Residual	.712

ANOVA Table**pH vs. Feo**

	DF	Sum of Squares	Mean Square	F-Value	P-Value
Regression	1	8.494	8.494	16.738	.0004
Residual	23	11.673	.508		
Total	24	20.167			

Regression Coefficients**pH vs. Feo**

	Coefficient	Std. Error	Std. Coeff.	t-Value	P-Value
Intercept	7.509	.430	7.509	17.481	<.0001
Feo	-.180	.044	-.649	-4.091	.0004

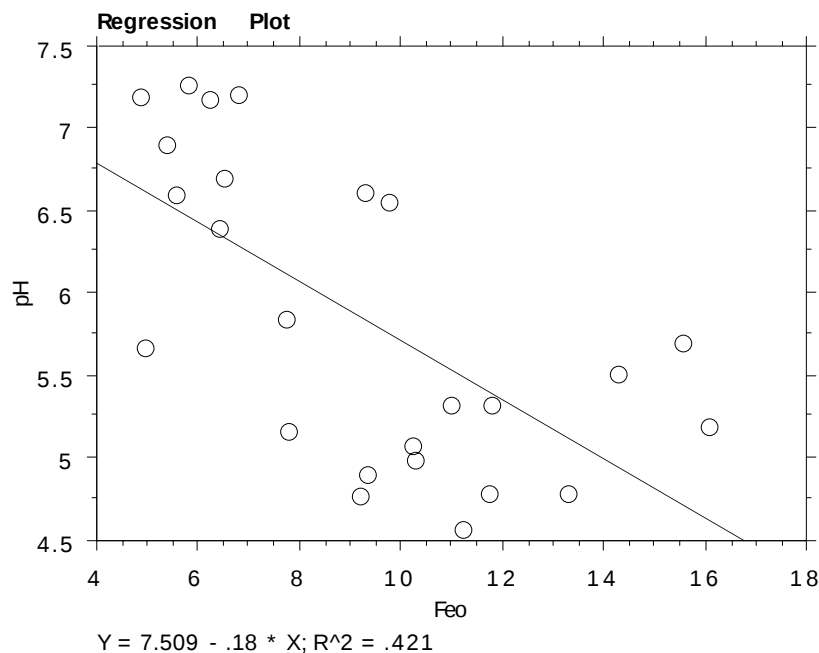


Fig. 5.18 : Régression linéaire entre le pH et Feo

Regression Summary

pH vs. Feo/Fed

Count	25
Num. Missing	0
R	.717
R Squared	.514
Adjusted R Squared	.493
RMS Residual	.653

ANOVA Table

pH vs. Feo/Fed

	DF	Sum of Squares	Mean Square	F-Value	P-Value
Regression	1	10.362	10.362	24.308	<.0001
Residual	23	9.805	.426		
Total	24	20.167			

Regression Coefficients

pH vs. Feo/Fed

	Coefficient	Std. Error	Std. Coeff.	t-Value	P-Value
Intercept	7.798	.416	7.798	18.748	<.0001
Feo/ Fed	-5.506	1.117	-.717	-4.930	<.0001

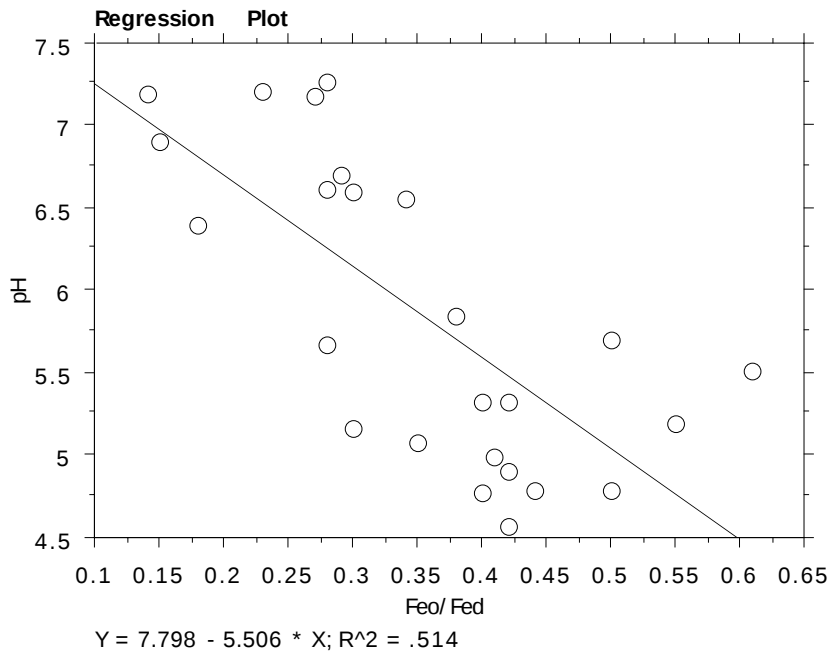


Fig. 5.19 : Régression linéaire entre le pH et le rapport Feo/Fed

Regression Summary**pH vs. Feo**

Count	46
Num. Missing	0
R	.557
R Squared	.310
Adjusted R Squared	.294
RMS Residual	1.112

ANOVA Table**pH vs. Feo**

	DF	Sum of Squares	Mean Square	F-Value	P-Value
Regression	1	24.447	24.447	19.757	<.0001
Residual	44	54.447	1.237		
Total	45	78.895			

Regression Coefficients**pH vs. Feo**

	Coefficient	Std. Error	Std. Coeff.	t-Value	P-Value
Intercept	8.292	.343	8.292	24.165	<.0001
Feo	-.874	.197	-.557	-4.445	<.0001

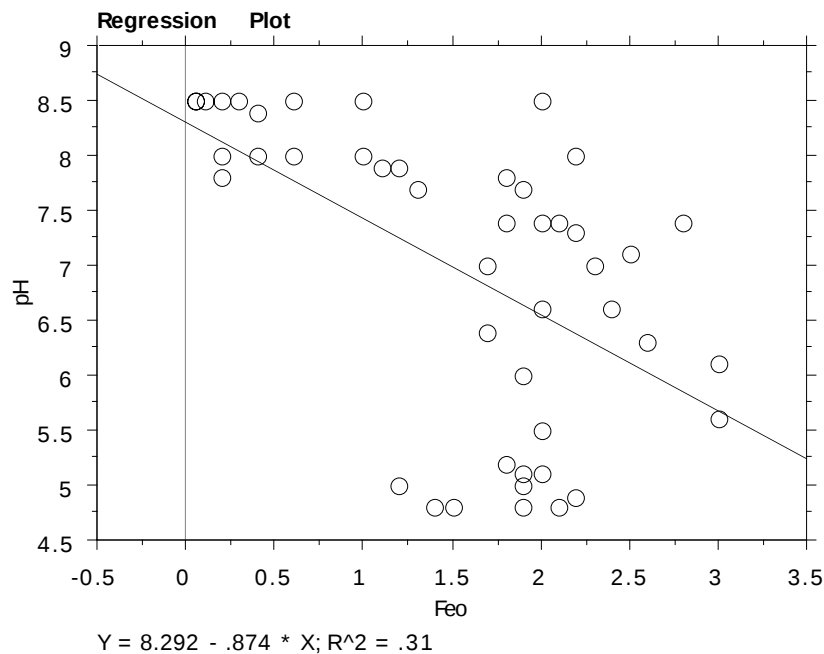


Fig. 5.20 : Régression linéaire entre le pH et Feo
(données de Guenat, 1987)

Regression Summary
pH vs. Feo/Fed

Count	46
Num. Missing	0
R	.485
R Squared	.235
Adjusted R Squared	.217
RMS Residual	1.171

ANOVA Table
pH vs. Feo/Fed

	DF	Sum of Squares	Mean Square	F-Value	P-Value
Regression	1	18.521	18.521	13.498	.0006
Residual	44	60.373	1.372		
Total	45	78.895			

Regression Coefficients
pH vs. Feo/Fed

	Coefficient	Std. Error	Std. Coeff.	t-Value	P-Value
Intercept	8.612	.484	8.612	17.803	<.0001
Feo/ Fed	-17.123	4.660	-.485	-3.674	.0006

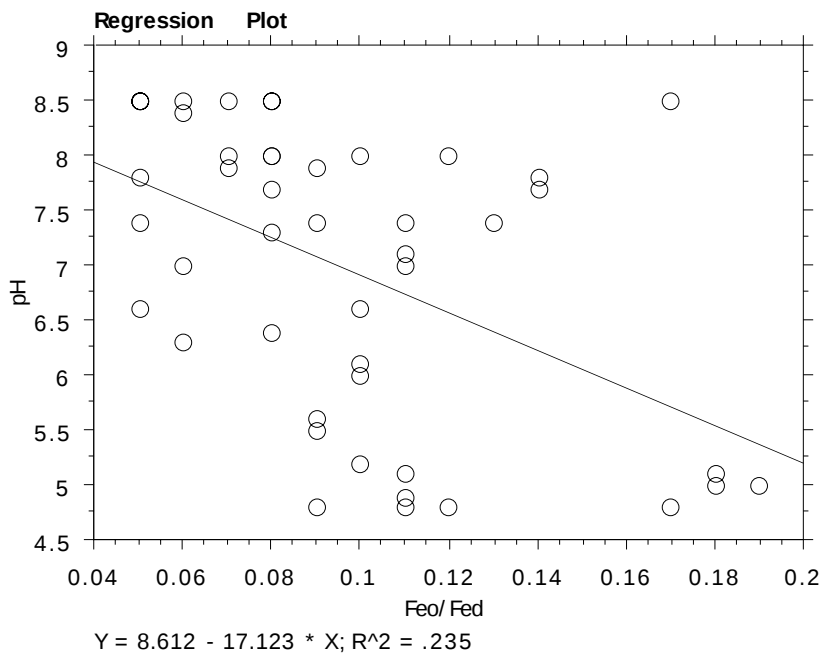


Fig. 5.21 : Régression linéaire entre le pH et le rapport Feo/Fed (données de Guenat, 1987)

Soltner (1987) estime même que ce n'est que dans le domaine des $\text{pH} > 7$ ou < 4 que cette relation existe. En effet, pour un même taux de saturation, le pH peut varier selon :

- la nature des colloïdes (par ex. les ions H^+ fixés sur la montmorillonite se dissocient plus facilement que ceux fixés sur la kaolinite),
- la présence d'ions Al^{3+} et Fe^{3+} (ces ions deviennent échangeables dans les sols acides où leur hydrolyse engendre une augmentation des protons H^+),
- la nature des cations adsorbés (le pH sera d'autant plus élevé que le rapport $\text{Na}^+ + \text{Mg}^{++} / \text{Ca}^{++}$ est élevé),
- de la pression du CO_2 (celle-ci varie entre un échantillon de sol en place ou séché en laboratoire et l'équilibre eau - CO_2 influence les pH alcalins et légèrement acides).

5.3.6.3. Résultats

Des droites de régressions ont été établies sur deux séries d'échantillons. La première série ne contient que les échantillons issus du domaine jurassien, alors que la seconde intègre également les échantillons du Vercors (voir chap. 3). Il a paru intéressant de les inclure dans cette analyse car les BRUNISOLS du Vercors présentent des similitudes avec ceux du Jura, étant également issus d'un matériau d'origine minéralogique cristalline et reposant sur une roche en place calcaire.

Dans les deux cas, en prenant en compte le $\text{pH H}_2\text{O}$, on obtient une droite de régression linéaire bien ajustée, avec des coefficients de détermination similaires (fig. 5.22 et 5.23).

La droite absorbe donc plus de 75% de la variance du nuage de points et la relation entre les deux paramètres considérés est statistiquement significative ($p < 0,0001$), malgré un échantillonnage réduit.

Le $\text{pH H}_2\text{O}$ est susceptible de varier rapidement selon les conditions environnementales, alors que le pH KCl constitue un paramètre plus stable (Bruckert & Rouiller, 1994). Effectivement, pour une analyse toujours significative, la droite de régression entre le pH KCl et le taux de saturation absorbe dans ce cas plus de 83% du nuage de points, que ce soit avec les seuls échantillons du Jura ou ceux combinés du Jura et du Vercors.

Pour des sols issus d'un même matériau originel, ayant subi une même pédogenèse dans un même laps de temps, on peut considérer que la validité de cette relation est suffisante.

5.3.6.4. Proposition de délimitation des BRUNISOLS sur le base du pH

D'après le Référentiel Pédologique, les BRUNISOLS peuvent être classés, d'après leur taux de saturation, dans quatre références :

• BRUNISOL SATURE	taux de saturation compris entre 80 et 100%
• BRUNISOL MESOSATURE	taux de saturation compris entre 50 et 80%
• BRUNISOL OLIGO-SATURE	taux de saturation compris entre 20 et 50%
• BRUNISOL RESATURE	complexe resaturé par la mise en culture (S/T > 80% ; pH > 6,0)

A partir des résultats obtenus, on peut proposer le classement suivant sur la base des valeurs de pH :

$$\text{Jura : } x = (4,502 - y) / 0,028 \quad (r^2 = 0,77)$$

$$x = \text{S/T} \quad y = \text{pH}$$

$$\text{Jura et Vercors : } x = (4,31 - y) / 0,033 \quad (r^2 = 0,76)$$

$$x = \text{S/T} \quad y = \text{pH}$$

Référence	S/T (%)	pH mesuré	pH proposé pour la limite
BRUNISOL SATURE	80 à 100	> 6,7	≥ 7,0
BRUNISOL MESOSTURE	50 à 80	5,9 - 6,7	6,0 - 7,0
BRUNISOL OLIGO-SATURE	20 à 50	5,1 - 5,9	≤ 6,0

Lors d'une étude détaillée qui a pour objet des BRUNISOLS, l'analyse du taux de saturation reste une étape indispensable. Cependant, si l'on cherche à classer rapidement un BRUNISOL sur le terrain, dans l'optique d'une cartographie ou pour une approche des valeurs agronomiques par exemple, l'utilisation d'un pH-mètre de terrain et la connaissance du pH proposé pour la limite permettront une classification rapide et relativement fiable des sols bruns. Sur le massif jurassien, où les BRUNISOLS forment une bonne part des terres agricoles (voir chap. 4), une simple mesure du pH sur le terrain peut s'avérer fructueuse.

Regression Summary**pH H₂O vs. S/T**

Count	14
Num. Missing	0
R	.875
R Squared	.766
Adjusted R Squared	.746
RMS Residual	.372

ANOVA Table**pH H₂O vs. S/T**

	DF	Sum of Squares	Mean Square	F-Value	P-Value
Regression	1	5.428	5.428	39.198	<.0001
Residual	12	1.662	.138		
Total	13	7.089			

Regression Coefficients**pH H₂O vs. S/T**

	Coefficient	Std. Error	Std. Coeff.	t-Value	P-Value
Intercept	4.502	.229	4.502	19.670	<.0001
S/ T	.028	4.536E-3	.875	6.261	<.0001

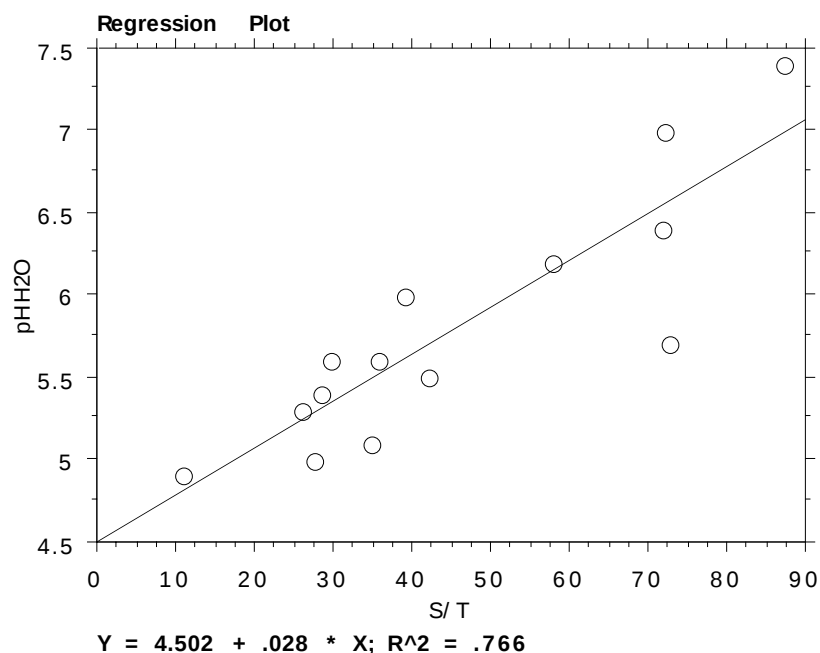


Fig. 5.22 : Régression linéaire entre le pH H₂O et le taux de saturation (horizons AS et S des BRUNISOLS du Jura)

Regression Summary
pH H2O vs. S/T

Count	19
Num. Missing	0
R	.871
R Squared	.758
Adjusted R Squared	.744
RMS Residual	.447

ANOVA Table
pH H2O vs. S/T

	DF	Sum of Squares	Mean Square	F-Value	P-Value
Regression	1	10.663	10.663	53.286	<.0001
Residual	17	3.402	.200		
Total	18	14.064			

Regression Coefficients
pH H2O vs. S/T

	Coefficient	Std. Error	Std. Coeff.	t-Value	P-Value
Intercept	4.310	.221	4.310	19.517	<.0001
S/ T	.033	4.534E-3	.871	7.300	<.0001

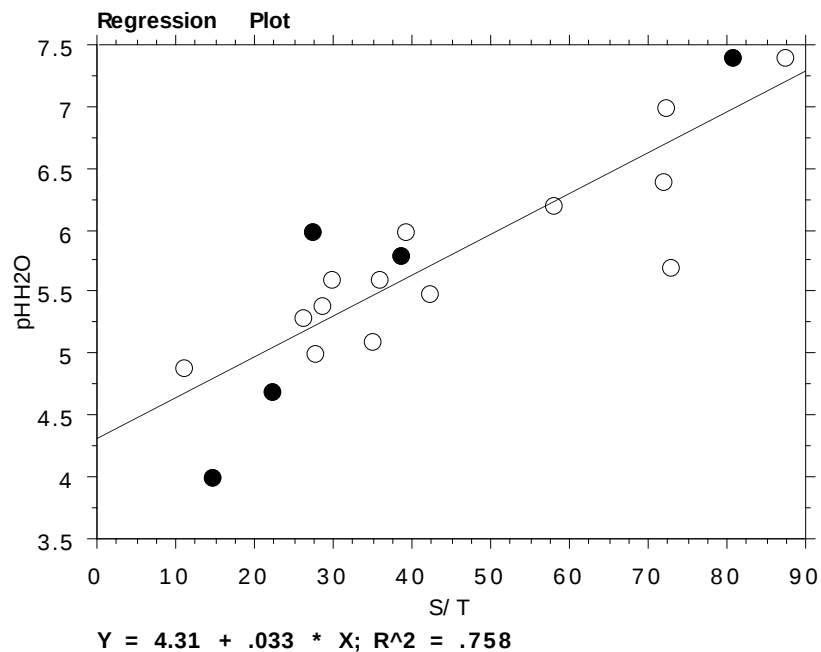


Fig. 5.23 : Régression linéaire entre le pH H₂O et le taux de saturation (horizons AS et S des BRUNISOLS du Jura ○ et du Vercors ●)

5.4. Discussion générale

5.4.1. Facteurs impliqués dans la formation des BRUNISOLS

Depuis les premiers travaux de pédologie menés par Dokouchaev, il a été reconnu que la formation des sols est tributaire de nombreuses influences environnementales. Ces divers facteurs ont été classés de la manière suivante par Mückenhausen (1985) : le climat, la végétation, l'eau, le relief, les animaux, l'homme, la roche et le temps. Cet auteur estime que la roche et le temps ne sont pas réellement des facteurs externes, mais que la roche est soumise à l'action des autres facteurs durant le « temps ». Cette vision ne concorde pas avec une approche plus globale qui a émergé plus récemment. Kuntze *et al.* (1988) regroupent déjà tous les organismes vivants dans une catégorie, mais isolent le facteur « eau », sans l'intégrer au relief ou au climat. Actuellement, les facteurs régissant la pédogenèse sont regroupés en cinq catégories encore plus intégratives (Gerrard, 1992 ; Ellis & Mellor 1995 ; Gobaet *et al.*, 1998) : le climat, les organismes vivants et leur matière organique (biota), le matériel parental, le relief et le temps (âge des sols, degré d'évolution du sol).

Ces facteurs ne sont bien sûr pas indépendants les uns des autres et les relations qui les unissent sont fort complexes. Pour plus de clarté, ils sont traités de manière individuelle dans la suite de la discussion.

5.4.1.1. Matériel parental

Il a été démontré clairement que les BRUNISOLS jurassiens étudiés se développent à la faveur d'un dépôt allochtone d'origine cristalline (chap. 3). La particularité de leur matériel d'origine conditionne fortement leur morphologie et leur fonctionnement (§ 5.3). En particulier, le contenu en fer des limons éoliens oriente la pédogenèse dans la voie brunifiante. Souchier (1971, in Duchaufour, 1994) a mis en évidence que le taux de fer total des granites vosgiens gouverne les voies évolutives :

- < 2% : sols podzoliques ;
- 2 – 4% : sols ocreux ;
- > 4% : sols bruns acides.

La disponibilité en fer dans les BRUNISOLS jurassiens étudiés est relativement élevée : entre 3 et 5%. Aubert *et al.* (1979) trouvent des pourcentages encore plus importants (3 à 7,5%). La richesse relative en fer paraît être due à l'abondance des minéraux alumino-silicatés (éolien) auxquels vient s'ajouter le fer du résidu insoluble du substratum calcaire (Bouyer *et al.*, 1978). Le taux de fer total est donc certainement le facteur primordial pour la mise en place d'une pédogenèse brunifiante. Il bloque par ailleurs la podzolisation (Michalet & Bruckert, 1986).

Les BRUNISOLS ne sont pas pourtant strictement allochtones. La roche calcaire sous-jacente joue un rôle non négligeable dans l'orientation de la pédogenèse.

- Par la présence de calcium accessible dans la limite physiologique de l'enracinement de la végétation. Le flux de calcium « ascendant » est essentiellement régi par le cycle biogéochimique (Salsac, 1980 ; Marion, 1988).

- Par le degré de fracturation de la roche qui gouverne à son tour de nombreux facteurs (la disponibilité en cations basiques, le régime hydrique des sols, le transfert de matières, etc.).

Ces mécanismes ont été amplement étudiés dans le Jura par les chercheurs de Besançon (Gaiffe, 1984 ; Gaiffe & Bruckert, 1984 ; Blondet *et al.*, 1986 ; Bruckert &

Bekkary, 1991 ; Bruckert & Gaiffe, 1993). D'une manière générale, l'effet du matériel parental se manifeste à travers son influence minéralogique et physique (Ellis & Mellor, 1995 ; Gobat *et al.*, 1998). Pour les BRUNISOLS jurassiens, l'influence physico-minéralogique du loess est une donnée invariante, seule l'épaisseur de ce dernier change. Pour une épaisseur donnée, c'est la variabilité des roches calcaires sous-jacentes qui va s'exprimer et orienter la pédogenèse.

Les BRUNISOLS sont donc le véritable produit d'une double influence minéralogique contrairement aux CALCOSOLS et aux NÉOLUVISOLS également répandus. Les CALCOSOLS contiennent aussi des minéraux de l'assemblage allochtone (voir chap. 4), mais l'ambiance calcaire domine. Dans les NÉOLUVISOLS, c'est l'influence de l'éolien qui prédomine, même si la présence de calcium dans le bas du profil empêche une acidification et un lessivage trop prononcés ; les LUVISOLS sont très rares. Les PODZOSOLS, rares dans le Jura (Michalet & Bruckert, 1986 ; Vadi & Gobat, 1998), sont, quant à eux, strictement inféodés à des substrats «anormalement» riches en silicates et à une végétation particulière : la pessière à sphaigne (*Sphagno-Piceetum blechnetosum*).

5.4.1.2. Le relief

Le relief joue un double rôle dans l'origine des BRUNISOLS. D'une part, la topographie post-würmienne a influencé la redistribution primaire des dépôts éoliens ; d'autre part, la topographie actuelle (souvent en relation avec les activités humaines de déboisement) peut avoir un impact sur des phénomènes d'érosion et de redépôt de matériel, ou des phénomènes plus difficiles à percevoir de reptation de sol.

Michalet (1982) observe déjà que les sols brunifiés du Jura sont toujours situés en position plane ou de faible pente. A la fin du Würm, le matériel éolien répandu sur un demi-mètre d'épaisseur environ (Pochon, 1978) a été affecté par des phénomènes de colluvionnement avant sa colonisation et sa stabilisation par la végétation et s'est accumulé dans les dépressions du relief. Selon son épaisseur finale, il oriente la pédogenèse dans les voies calcique, mixte ou acide (fig. 5.24).

Les phénomènes actuels ou sub-actuels de mouvements de terrains sont peu étudiés. Ils existent cependant, la présence de charbons enfouis à diverses profondeurs du sol le prouve. Ceci est particulièrement vrai dans le domaine des pâturages boisés, formation d'origine anthropique, où le déboisement constitue le premier acte des utilisateurs du territoire. Dans le massif jurassien, la présence humaine est attestée depuis le paléolithique. Mais la colonisation par des hommes ayant des connaissances techniques suffisantes pour avoir un impact sur les sols a débuté plus tard. Des vestiges datant de l'âge du Bronze ont été découverts, par exemple, dans l'une des premières vallées jurassiennes, au-dessus de Neuchâtel (Egloff, 1989). Les effets de l'occupation agricole sont probablement sous-estimés. La reptation des sols, mouvement lent de la masse due à la gravité, est difficile à détecter (Paton *et al.*, 1995). Dans le Jura, l'effet particulier de soutirage karstique, via les dolines, a été étudié par Gaiffe & Bruckert (1984) qui utilisent comme marqueurs de mouvement les charbons et les concrétions ferrugineuses patinées. Mais les autres cas possibles de mouvements de sol n'ont pas été abordés dans le cadre jurassien, malgré le fait que, sur les pentes raides, les phénomènes d'érosion non seulement inhibent le développement des sols par exportation de matériel, mais réduisent également le temps disponible pour une pédogenèse en conditions stables (Ellis & Mellor, 1995). Dans les BRUNISOLS, ce mécanisme est probablement réduit mais pourrait jouer un rôle dans la redistribution d'éléments calcaires au bas du profil.

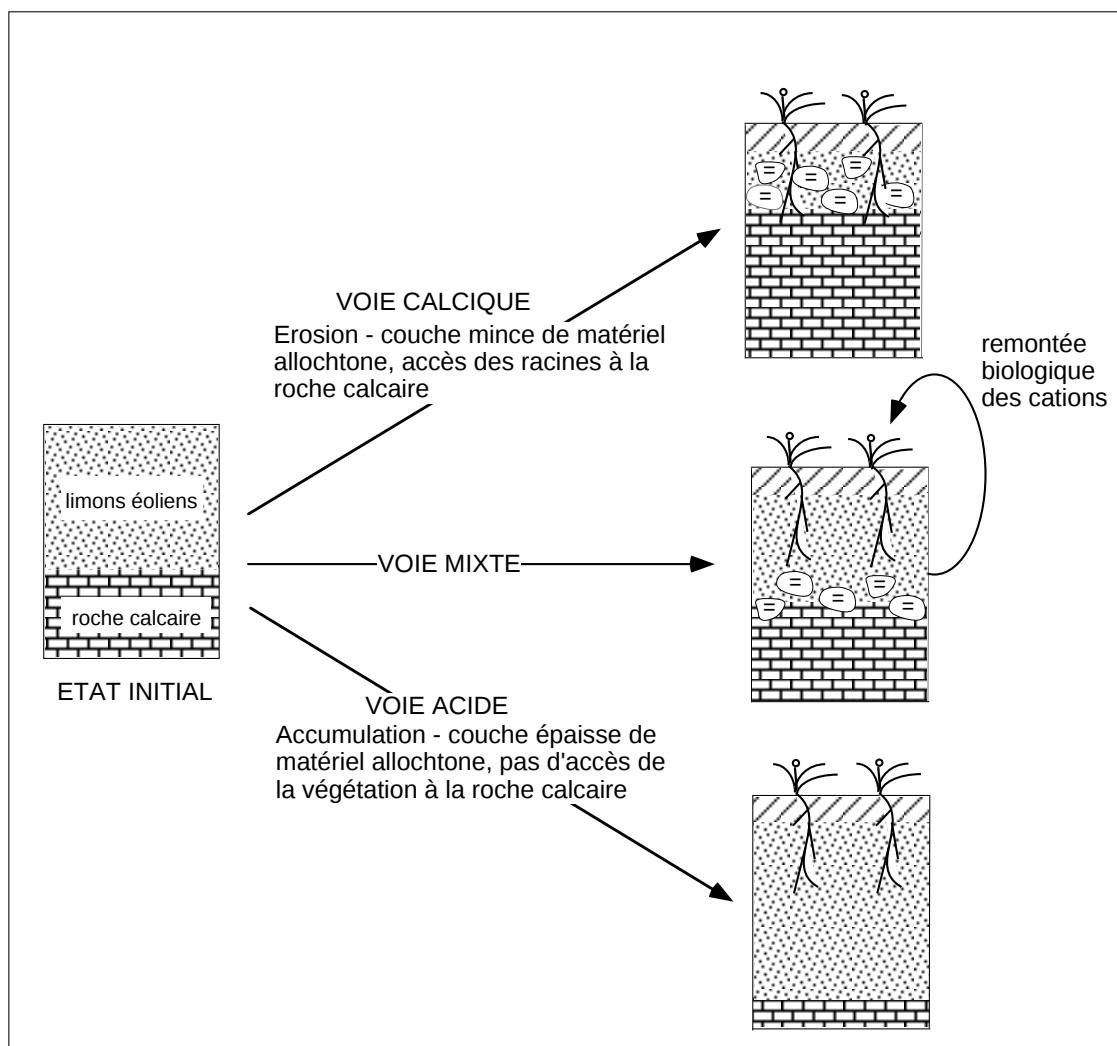


Fig. 5.24 : Orientation de la pédogenèse en relation avec l'épaisseur du dépôt éolien

5.4.1.3. Les organismes vivants

L'homme

Même si l'homme n'est pas l'organisme vivant le plus important dans l'évolution des BRUNISOLS du Jura, il est cité en premier car il peut influencer notablement les deux autres catégories. D'abord, il peut complètement modifier la végétation, en remplaçant la forêt par une végétation herbacée. L'effet de ce changement sur les déplacements latéraux de sols a été évoqué au paragraphe précédent. L'effet du déboisement peut également se manifester sur le régime hydrique (accentuation de l'hydromorphie par suppression de l'effet de pompage des racines, Havlicek & Gobat ; 1998).

Par le biais d'apports (amendements, fumure), l'homme contribue aux modifications chimiques du sol (pH en particulier), qui influencent à leur tour tant la composition de la végétation que celle des organismes du sol. Le bétail peut participer au changement des caractéristiques physiques d'un sol (tassement, régime hydrique).

La végétation

Les influences de la végétation sur l'évolution et le fonctionnement des sols sont multiples et largement discutées dans la littérature. On se bornera ici à évoquer l'effet sur le cycle du calcium (cf. § 5.4.1.1.) qui contrecarre plus ou moins fortement l'acidification des BRUNISOLS et contribue à bloquer la pédogenèse à ce stade.

La composition minéralogique du matériau primaire des BRUNISOLS (chap. 3), l'influence de la pluviosité élevée du climat jurassien (transfert des cations vers le bas, Bouyer *et al.* 1978) entraînent la pédogenèse dans une voie franchement acide, lixivante, voire lessivante. Ceci a d'ailleurs été reconnu, tant dans le Jura (Boulaine, 1972) que dans le Vercors (Bottner & Paquet, 1972). En climat tempéré humide, Boulaine (op. cit.) reconnaît une voie acide sur les roches calcaires dures, alors que sur les calcaires friables, il indique que la formation de sols s'oriente dans une voie basique.

On devrait donc s'attendre à observer une proportion non négligeable de sols bruns acides. Cependant, les BRUNISOLS SATURÉS et MÉSOSATURÉS dominent. La raison de cette réorientation (fig. 5.24) trouve son explication dans ce que Pochon (1978) a nommé une «imprégnation chimique ascendante». Le calcium, comme le magnésium et le potassium, sont absorbés par les racines des plantes à partir de la solution du sol (Foth, 1990) et restitués au sol par la minéralisation de la litière. Ce mécanisme de remontées biologiques de calcium est souvent cité pour expliquer une élévation du pH du sol (Boulaine, 1982, Michalet & Bruckert, 1986, entre autres). Marion (1988), en étudiant le flux de calcium dans les sols calcimagnésiques et brunifiés du Jura, indique que les remontées de calcium par la végétation sont d'autant plus fortes que l'enracinement est important et que la productivité est meilleure. Van Breemen & Finzi (1998) démontrent que le pH de certains sols forestiers varie selon les espèces arborescentes, alors que le matériel parental ne présente pas de différence significative dans le contenu en CaO et MgO.

Dans le domaine des pâturages boisés, le cycle biologique du calcium est probablement un facteur majeur de la formation et du maintien des BRUNISOLS. Il est lié à deux autres facteurs : l'épaisseur de l'éolien et le degré de fracturation de la roche (Havlicek & Gobat, 1996).

Pédofaune

L'étude de la pédofaune et de son action ne fait pas partie des objectifs de ce travail. Néanmoins, on peut citer les lombrics anéciques comme étant des agents possibles de recalcification du sol. L'action des vers de terre dans la pédogenèse est reconnue depuis longtemps. L'ouvrage de Darwin, paru en 1881, est fréquemment cité. Les lombrics sont des agents actifs dans la décomposition de la litière, la redistribution de la matière organique, la structuration du sol, avec tous les effets que cela peut avoir sur le transfert de l'eau et de l'air (Coleman & Crossley, 1996). Ces petites bêtes provoquent une bioturbation très active dans les sols qui peut s'exercer jusqu'à 2,5 m de profondeur (Braun, 1980 ; Patoret *al.*, 1995). Les vers de terre sont sensibles au pH de leur milieu ; ils préfèrent les sols à pH proche de la neutralité (Wood, 1995). De nombreuses espèces possèdent des glandes calcifères qui sont impliquées dans la production de sphérules de carbonates de calcium ; ces dernières ont une influence sur la disponibilité du calcium de certains sols (Wiecek & Messenger, 1972 ; Edwards & Bohlen, 1996). Lee (1985) a rassemblé diverses études sur le contenu en Ca, Mg, K des déjections des lombricidés en comparaison avec

celui des mêmes éléments à la surface des sols et il atteste que le premier est toujours plus riche en cations que le second. Le pH évolue dans le même sens, ceci dans des pays répartis dans le monde entier : Pologne, Nigéria, Ouganda, Japon, Etats-Unis. Les vers de terre contribuent donc à la distribution des carbonates dans les sols (Bal, 1977). De plus, les lombricidés dominent dans les milieux perturbés par l'homme, particulièrement dans les milieux agricoles pas ou peu labourés (Curry et al., 1995, in Coleman & Crossley, 1996 ; Edwards & Bohlen, 1996). Le rôle des lombrics dans la formation et le maintien des BRUNISOLS des pâturages boisés ne peut probablement pas être négligé.

5.4.1.4. Le climat

Le climat jurassien a déjà été évoqué dans le chapitre 2. La pluviosité et la température sont deux facteurs qui exercent une action directe sur les sols.

La pluviosité importante induit un mouvement de matières essentiellement descendant, donc un effet lixiviant. Liée à une évapotranspiration plutôt faible (pas de déficit hydrique à l'étage montagnard), elle détermine un fort drainage climatique (Bruckert *et al.*, 1986). On a vu plus haut (voir § 5.4.1.3) que cela devrait conduire à des sols plutôt acides ou lessivés. A l'étage subalpin des montagnes de la zone climatique tempérée, l'évolution caractéristique serait podzolisante mais, dans le Jura, cette évolution est freinée par la faible épaisseur des profils et un contenu en fer relativement élevé (Michalet & Bruckert, 1982).

L'effet de la température sur l'évolution des sols est bien documenté. La température agit directement sur l'altération et la transformation de la phase minérale. Foth (1990) indique qu'une élévation de 10 °C double le taux de réactions chimiques. Cet ordre de grandeur est également donné par Curtis (1976a, in Ellis & Mellor, 1995) en relation avec l'altération des réseaux cristallins. La vitesse des réactions biochimiques s'intensifie également avec l'accroissement de la température. Lorsque l'humidité ne constitue pas un facteur limitant, le taux de production primaire et de décomposition est plusieurs fois plus élevé dans les forêts tropicales humides que dans les forêts tempérées (Wood, 1995). A l'échelle globale, le taux de décomposition des composés organiques augmente lorsque la latitude diminue (Ellis & Mellor, 1995).

La température du sol est un facteur très important en termes de distribution et d'activité animale et une réduction du turnover de la matière organique lors d'un abaissement de température est souvent la conséquence de la diminution de l'activité microbienne et de la faune du sol (Killham, 1994 ; Coleman & Crossley 1996). Les vers de terre, dont le rôle primordial a été souligné (§ 5.4.1.3), migrent dans la partie inférieure du sol pour éviter les températures extrêmes, comme d'ailleurs un assèchement prolongé (Killham, 1994).

Les températures baissent régulièrement avec l'augmentation de l'altitude, avec une moyenne annuelle de 9.1 °C à Neuchâtel, alors qu'elle n'est plus que de 2.7 °C au Chasseron. L'effet sur la pédogenèse se manifeste globalement par un taux de carbone organique relativement élevé. Selon la nature de la roche-mère (calcaires durs), on observe en altitude des sols holorganiques, complètement abstraits de leur substrat (Gobat *et al.*, 1998). Plusieurs types de sols de moyenne altitude possèdent leur vicariant altitudinal (RENDOSOL – ORGANOSOL CALCAIRE ; RENDISOL – ORGANOSOL CALCAIQUE). Duchaufour (1994) précise par exemple que les sols humo-calcaires des forêts de l'étage subalpin ou montagnard possèdent les caractères des rendzines de plaine, en plus humifère (plus de 20% de matière organique).

Ici aussi, le taux de carbone organique contenu dans les sols ne peut pas être considéré dans une relation linéaire avec la température. Différents auteurs ont étudié les sols depuis le Plateau suisse jusqu'aux bas plateaux français, en passant par le Haut-Jura (Aubert *et al.*, 1979 ; Michalet, 1980 ; Gratier, 1980 ; Gaiße, 1987 ; Guenat, 1987). La comparaison des données portant sur l'altitude (entre 300 et 1700m) et le taux de carbone organique des horizons A, ne donne pas une relation proportionnelle. Outre les caractéristiques physico-chimiques des différents types de sol, la végétation (type de litière, formation végétale) et l'impact humain (cultures, amendements, etc.) déterminent le contenu en matière organique. Cependant, c'est à des altitudes élevées que l'on trouve des sols humifères (humo-calciq, humo-calcaire).

Les BRUNISOLS étudiés se situent tous en milieu pastoral, sous des pâturages plus ou moins engraisés. Le turnover de la matière organique dépend donc en bonne partie de l'influence humaine. Toutefois, le taux de carbone organique est significativement plus élevé dans les horizons organo-minéraux des BRUNISOLS jurassiens (moyenne : 6,7%, minimum 5%) que dans les sols brunifiés du Plateau vaudois ; là, il ne dépasse pas 3% (Gratier, 1980).

5.4.1.5. Temps

Le facteur «temps» peut être considéré selon deux optiques (Gobat *et al.* 1998).

- Le temps chronologique, qui peut être exprimé comme l'**âge du sol**. Il correspond au temps écoulé entre le début de la pédogenèse et aujourd'hui.
- Le temps «écologique», qui correspond au **degré d'évolution** d'un sol.

Ces deux concepts ne sont pas toujours superposables, car les autres facteurs interviennent en ralentissant ou en accélérant l'évolution pédologique. Le temps nécessaire au déroulement d'un cycle d'évolution est très variable, oscillant entre un millénaire et plus d'un million d'années (Duchaufour, 1994). Cet auteur distingue classiquement les cycles longs des cycles courts. Ces derniers concernent essentiellement les sols de ce que l'on appelle la Laurasia du nord et qui correspond aux zones de l'Eurasie et du continent nord-américain, zones qui ont subi des glaciations répétées durant le Pléistocène. Paton *et al.* (1995), qui ont étudié essentiellement des sols de cycles longs, estiment même que l'on ne peut pas attendre grand chose de cette pédogenèse (...*not a great deal of pedogenesis is to be expected...*) et que ce qu'on observe, ce sont les résultats de processus proches de la surface plutôt que ceux de l'épimorphisme. Cette vision critique des pédogenèses européennes et nord-américaines peut s'avérer intéressante pour le concept de climax climatique en zones tempérées.

Dans le Jura, on se trouve dans une région, où les sols peuvent être qualifiés de «jeunes», leur évolution n'ayant débuté qu'il y a environ 10 – 12'000 ans. Le climat n'a que peu varié (Hadorn, 1994), passant toutefois d'une période plus froide (Dryas ancien inférieur) à celle d'aujourd'hui, plus chaude, avec l'optimum climatique de l'Atlantique (2.2 °C de plus qu'aujourd'hui en moyenne durant l'été). Théoriquement, le PODZOSOL serait le stade ultime de l'évolution en zone tempérée et l'existence des BRUNISOLS ne serait donc qu'une étape plus ou moins longue due à une pédogenèse régressive (au sens de Gerrard, 1992).

5.4.2. La naissance d'un BRUNISOL

Au regard des facteurs évoqués ci-dessus (fig. 5.25), on peut proposer deux schémas synthétiques de la genèse des BRUNISOLS. Pour une plus grande clarté, on consi-

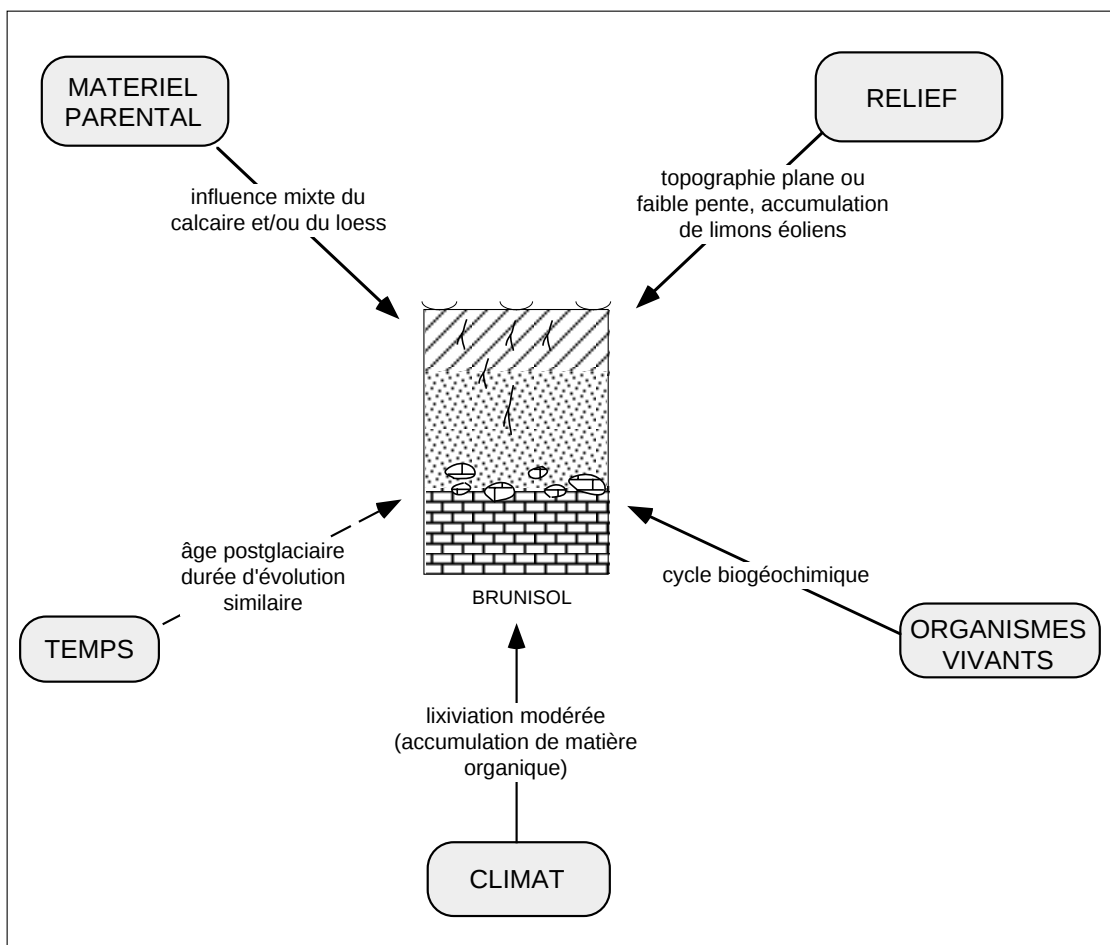


Fig. 5.25 : Facteurs impliqués dans la formation des BRUNISOLS

dère le climat, le temps, le relief et les organismes vivants (ainsi que leur matière organique) comme des facteurs invariants pour mettre en exergue le rôle du matériel parental des sols, rôle que l'on suppose être capital. On a vu en effet que c'est le loess qui transmet essentiellement ses caractéristiques minéralogiques et granulométriques au sol. Il forme un matériau très homogène, seule son épaisseur varie ; la nature du substratum calcaire est également déterminante.

Il a été signalé par ailleurs (Michalet & Bruckert, 1986 ; Havlicek & Gobat, 1996) que l'épaisseur du dépôt éolien est un facteur décisif permettant d'expliquer l'orientation de la pédogenèse dans les voies calcimagnésique, brunifiante ou lessivante (fig. 5.24). On admet donc une épaisseur de loess plus ou moins constante (30 à 40 cm) pour la formation des sols bruns ; à cette épaisseur donnée, le pourcentage de résidu insoluble de la roche calcaire joue alors un rôle capital dans l'évolution pédologique. Deux cas sont décrits : le premier sur calcaire durpauvre en résidu insoluble (fig. 5.26), le second sur des calcaires moins purs, plus facilement fracturés (fig. 5.27). Sur roche calcaire dure, l'évolution emprunte une voie acide. Sur un dépôt éolien de 30 à 40 cm au maximum, l'évolution ne se poursuit pas au-delà d'un début de lessivage d'argile. Une hausse du pH dans les horizons supérieurs, via le cycle biogéochimique, freine le processus de lessivage. Sur roche calcaire tendre, le calcium accessible par les racines intervient de manière déterminante dans les processus pédogénétiques ; le complexe adsorbant peut être resaturé et le lessivage des argiles n'a pas lieu. L'évolution se déroule en milieu calcique.

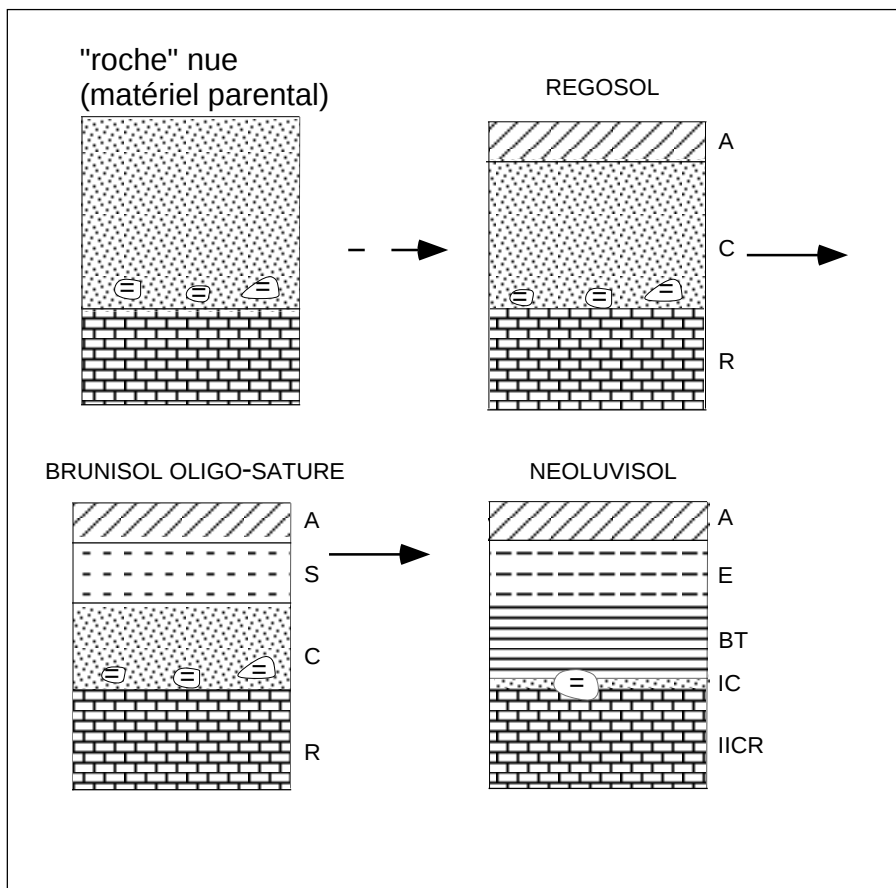


Fig. 5.26 : Pédogenèse sur roche calcaire dure avec des apports éoliens

Les sols évoluent globalement dans une voie acide, avec une participation réduite de la roche calcaire. Sur un dépôt éolien de 30 à 40 cm au maximum, l'évolution ne se poursuit pas au delà d'un début de lessivage des argiles. Celui-ci est freiné par la présence du calcaire en profondeur qui assure une hausse du pH des horizons supérieurs via le cycle biogéochimique.

Dans les deux cas, les premiers stades évolutifs sont similaires, car la roche calcaire n'est pas accessible par le système racinaire des végétaux pionniers. Il s'agit de RÉGOSOLS, solums très minces sur un matériau meuble qui n'a pas encore acquis de structure pédologique généralisée (AFES, 1995).

Au cours du temps, un horizon S se forme sous l'horizon organo-minéral, mais il reste oligo-saturé, la végétation n'ayant pas encore permis une saturation suffisante du solum. On parle alors de BRUNISOL OLIGO-SATURÉ. A ce stade, la différence de composition de la roche calcaire sous-jacente n'intervient pas. Dès que la végétation a accès au calcium (formations herbacées remplacées par une forêt, ou faible épaisseur du dépôt), la divergence se marque dans la composition chimique du sol. Si le calcium est facilement disponible (roche calcaire tendre), le sol évoluera vers un BRUNISOL MÉSOSATURÉ, voire SATURÉ, alors qu'en cas de faible disponibilité du calcium (roche calcaire dure), il se maintiendra au stade de BRUNISOL OLIGO-SATURÉ ou évoluera vers un NÉOLUVISOL. On trouve actuellement tous ces types de sols à l'exception du RÉGOSOL, car le dépôt d'une telle épaisseur de loess a été un phénomène ponctuel tardiglaciaire et il a subi une altération complète, aucun rajeunissement n'est possible actuellement.

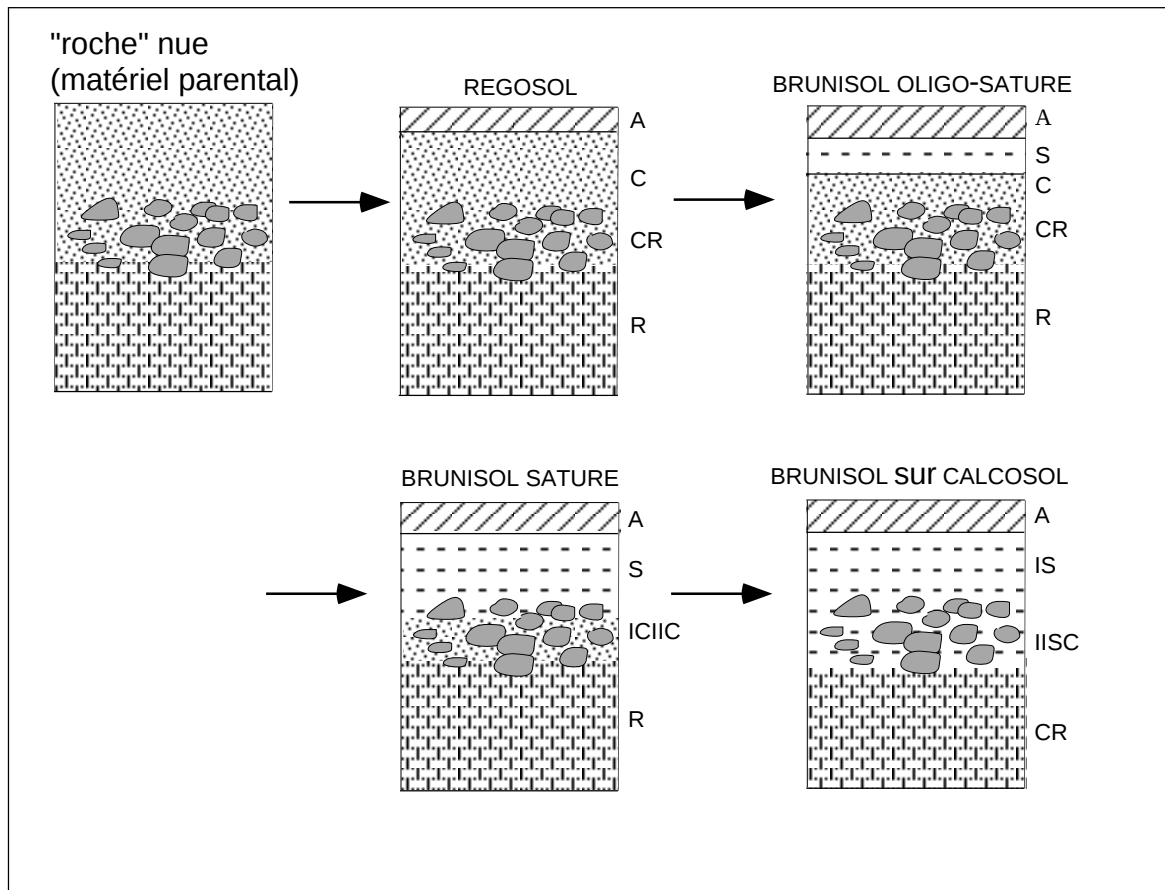


Fig. 5.27 : Pédogenèse sur roche calcaire tendre avec des apports éoliens

Deux roches-mères participent à la formation des sols de cette série évolutive: le LITHOSOL commence à se former sur les limons éoliens, mais dès le stade de BRUNISOL SATURE, le calcaire sous-jacent intervient de manière déterminante dans les processus pédogénétiques. La série peut aboutir à deux sols superposés qui fonctionnent comme une seule entité.

Si l'on s'abstrait d'une vision strictement locale et que l'on considère les sols comme faisant partie d'une catena ou d'une chaîne de sols, il faut mentionner le rôle que joue le relief dans la recalcification. Le transport de matières, du calcium en l'occurrence, s'effectue par ruissellement ou solifluxion et les BRUNISOLS en position topographique basse bénéficient de cet apport (fig. 5.28). Leur taux de saturation sera plus élevé que celui des sols situés en pente. Ce type de processus a été bien documenté par Bruckert & Gaiffe (1989) pour une chaîne de sols impliquant des sols calcimagnésiques sur les pentes et un sol lessivé dans le creux. Dans ce cas, le sol de la partie basse est plus acide, car il est partiellement appauvri et exporté dans le système karstique. Gensac (1977) et Legros & Cabidoche (1977) jugent l'effet de la topographie déterminant, plus que tout autre facteur, dans les zones montagneuses, particulièrement à cause du transport latéral.

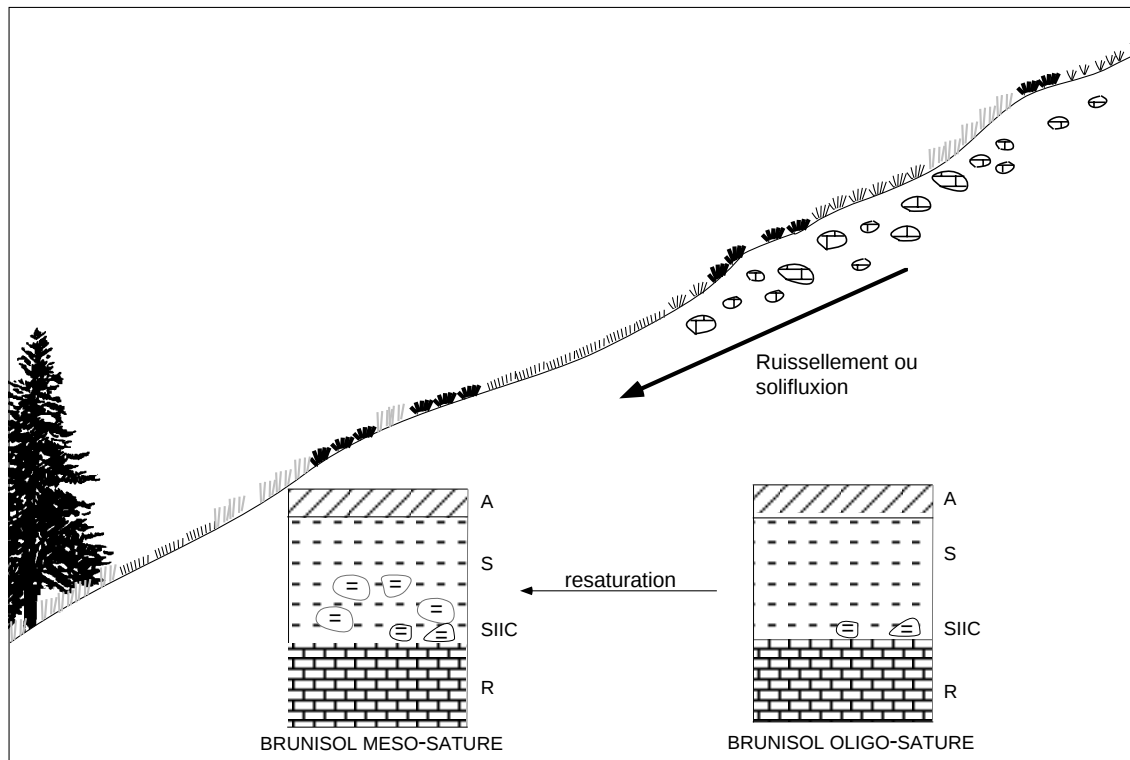


Fig. 5.28 : Resaturation des BRUNISOLS OLIGO-SATURÉS par les mouvements de pente

5.4.3. *BRUNISOLS jurassiens* : le secret de l'éternelle jeunesse?

Zonalité

En Europe tempérée, le concept de zonalité est fortement implanté. Il est issu de la zonation des biomes selon un gradient latitudinal : à chaque tranche latitudinale correspond une zone bioclimatique à l'intérieur de laquelle la végétation et le sol évoluent vers un climax climatique (Ellis & Mellor, 1995). Les **sols zonaux** des grandes plaines russes et nord-américaines illustrent bien ce concept. Sibertsev (in Ellis & Mellor, 1995) reconnaît aussi des **sols intrazonaux**, qui ne dépendent pas du climat mais du matériel parental ou du régime hydrique, ainsi que des **sols azonaux**, peu développés, n'ayant pas évolué pendant un laps de temps suffisant.

Duchaufour (1994) estime que la notion de sol zonal doit être nuancée, en particulier pour les sols de cycle court où l'on assiste à une convergence de l'humification, qui induit une convergence de la pédogenèse dans la partie supérieure du profil. La partie inférieure reste inféodée au matériel parental. Suivant Pallmann (1947), Duchaufour (1994) désigne ces sols, développés sur matériaux différents mais sous une même végétation climatique et une même forme d'humus, par le terme de **sols analogues**. Il les oppose aux **sols stationnels**, déterminés par des conditions environnementales de station.

Le BRUNISOL jurassien est-il un sol zonal? Si l'on se réfère à Duchaufour (1994), qui indique que les sols brunifiés correspondent le plus souvent à un état d'équilibre stable, on pourrait le considérer comme tel. C'est en forêt feuillue de plaine ou mixte de basse montagne que le climax est atteint. Sur le massif jurassien, même à l'étage montagnard supérieur, voire subalpin (Michalet, 1982), les BRUNISOLS déve-

loppés sur un dépôt de limons éoliens entre 30 et 40 cm semblent être l'aboutissement climatique de la pédogenèse. Malgré une végétation anthropisée ou grâce à elle (remplacement des forêts par des pâturages, élimination des feuillus par le bétail, Gallandat *et al.*, 1995), le subtil équilibre entre les deux matériaux parentaux joue en faveur de la brunification, à laquelle peut se superposer le lessivage à la faveur d'un dépôt plus épais.

Séries pédogénétiques évolutives

L'idée des séries évolutives est fortement ancrée dans le subconscient des pédologues et les sols étudiés sont souvent placés dans un contexte dynamique. Si cette démarche reste théoriquement utile, elle est difficilement applicable aux cas concrets (Gobat *et al.*, 1998). Elle pourrait être concrétisée, pour le moins dans le cadre jurassien, par la notion d'**attracteur**, issue de la pensée systémique. Par l'effet de boucles de rétroactions négatives, on observe une convergence vers un «but» et, au cours du temps, un maintien de l'équilibre (de Rosnay, 1975). Ainsi, on peut postuler que, pour une combinaison de facteurs écologiques bien précis, il existe un stade final, représenté par un type de sol défini (fig. 5.29 et 5.30). Le temps chronologique est un facteur actif jusqu'à l'aboutissement de l'évolution vers un «type de sol-attracteur». La notion de convergence ou de sols analogues, souvent employée par les pédologues français, est assez proche du concept d'attracteur.

5.5. Conclusion

Il a été établi que les BRUNISOLS jurassiens sont issus de la double influence des **limons éoliens**, qui leur confèrent des caractéristiques morphologiques particulières et qui orientent la pédogenèse dans une voie brunifiante, et du **substratum calcaire** qui bloque l'évolution avant le lessivage des argiles et permet l'existence de sols recalcifiés, voire recarbonatés.

Les interactions entre ces deux facteurs, jugés déterminants pour l'orientation de la pédogenèse, et les autres facteurs environnementaux (climat, relief, organismes vivants et leur matière organique, temps) considérés comme relativement invariants, sont très complexes. Le rôle du relief, par exemple, se marque à deux reprises au cours du temps. Il est d'abord responsable de la redistribution des limons éoliens juste après leur déposition tardiglaciaire, lorsque la végétation était absente du massif jurassien, entraînant une accumulation du matériel allochtone dans les dépressions. Le mince résidu qui a persisté sur les sommets, les bosses ou les faibles pentes n'est pas suffisant pour masquer l'ambiance calcique générale ; ceci permet le développement des sols calcimagnésiques (RENDOSOL, RENDISOL, CALCOSOL, CALCISOL) ou organiques (ORGANOSOLS INSATURÉ, CALCAIRE ou CALCIQUE). Dans un deuxième temps, la situation géomorphologique est responsable du transport latéral des éléments, en particulier du calcium.

La végétation est très impliquée dans la formation des BRUNISOLS ; elle rend possible l'accès au calcium, via le cycle biogéochimique et tempère ainsi l'effet lixiviant du climat. On suppose que l'action des lombrics renforce ce processus.

L'accumulation de matière organique sous climat froid, qui conduit à des sols humifères, est relativement faible dans les BRUNISOLS, même ceux de l'étage subalpin. Dans le contexte filtrant calcaire, ce sont des sols fertiles et, comme tels, ils ont été

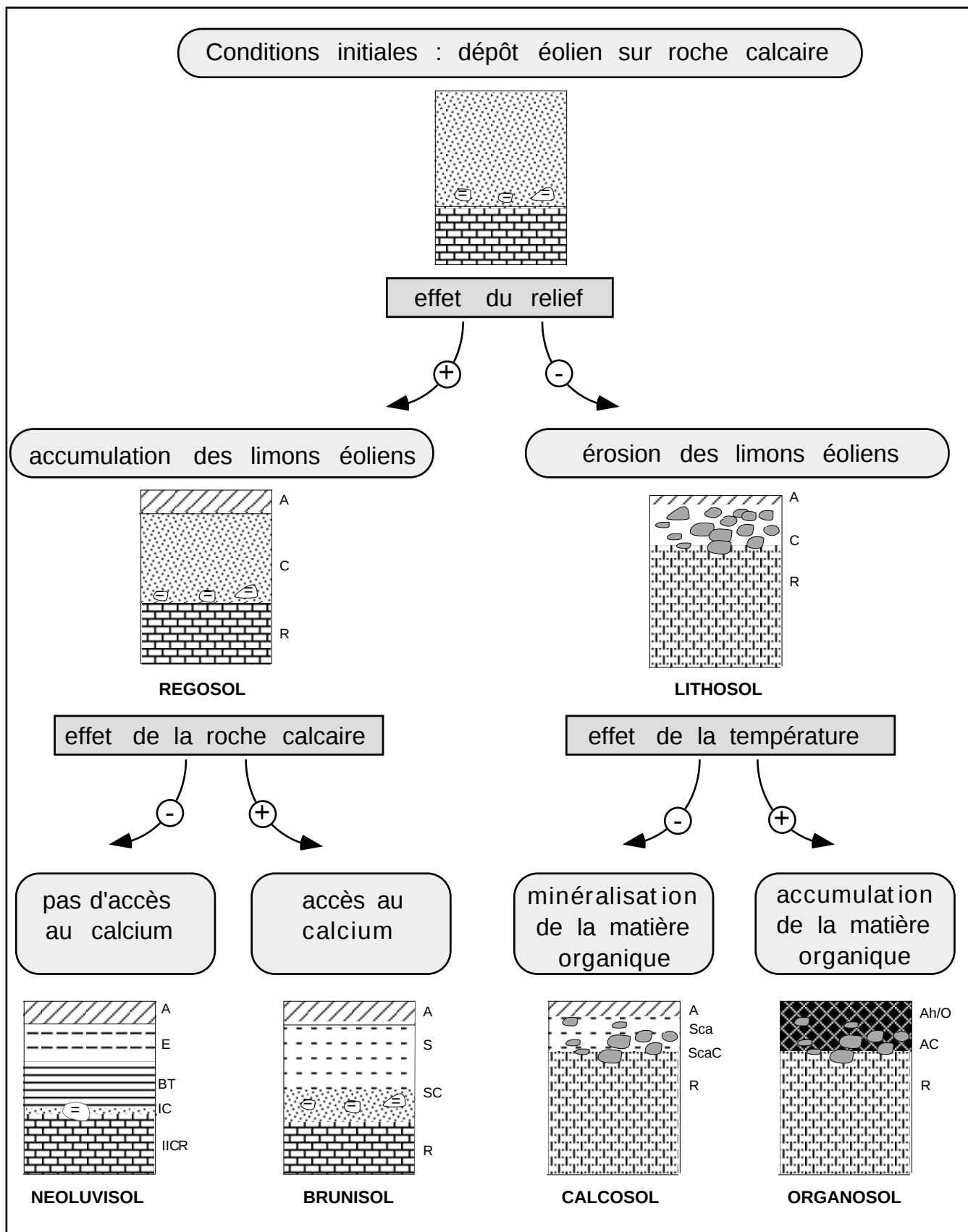


Fig. 5.29 : Evolution pédogénétique vers quatre types de "sol - attracteurs" les plus fréquents du massif jurassien

largement défrichés et soumis à l'apport de substances diverses (engrais, chaulage, restitutions du bétail). Le turnover de la matière organique est accéléré, ce qui maintient les sols dans la pédogenèse brunifiante. L'homme et le bétail agissent comme une boucle de rétroaction négative, donc stabilisante.

Le temps est un facteur particulier. On a vu que les BRUNISOLS se développent à partir de RÉGOSOLS à profil A / C mais n'évoluent pas, lorsque la profondeur des limons éoliens n'est pas trop importante, vers les NÉOLUVISOLS, à plus forte raison vers les PODZOSOLS. Cependant, le temps continue de marquer les BRUNISOLS de son empreinte, l'altération des minéraux primaires subsiste, avec pour corollaire un rapport de fer cristallisé / fer silicate en constante augmentation. On ne peut donc pas définir les sols brunifiés par un rapport Fed/Fet constant.

Il serait intéressant de substituer la notion d'attracteur à celle de sol zonal, intrazonal ou azonale (ou stationnel); elle permettrait d'expliquer la formation des sols sans avoir à rentrer dans une hiérarchisation des facteurs écologiques. L'approche hiérarchique est un concept cher à l'esprit humain et permet souvent de faire de l'ordre dans les notions. Mais elle ne rend pas vraiment compte de l'organisation naturelle et, lorsque l'on classe les sols zonaux, on ne fait qu'exprimer leur plus grande représentation à la surface du globe.

Les BRUNISOLS, qu'ils soient SATURÉS, MÉSOSATURÉS ou OLIGO-SATURÉS, constituent un attracteur puissant dans la région étudiée.

Perspectives

Les BRUNISOLS étudiés se situent dans le domaine des pâturages boisés, ce qui limite la portée générale des conclusions: le facteur humain vient se superposer aux autres facteurs environnementaux. Afin d'estimer son rôle dans la pédogenèse des BRUNISOLS, il serait judicieux de rechercher des sols analogues sous forêt.

Il est fort probable que les CALCISOLS véritables, et non des CALCISOLS de convergence par recalcification, sont peu représentés sur le massif jurassien. La répartition des différents types de sol, biaisée dans l'échantillonnage de cette étude, pourrait faire l'objet d'une recherche plus exhaustive et permettrait de préciser les différents attracteurs selon les combinaisons de facteurs.



Fig. 5.30: Illustration des quatre types de «sols-attracteurs» du massif jurassien: ORGANOSOL INSATURÉ (Les Meylandes, VD) en haut à gauche; CALCOSOL (Marchairuz, VD) en haut à droite; BRUNISOL OLIGOSATURÉ (Marchairuz, VD) en bas à gauche; NÉOLUVISOL (Chasseral, BE) en bas à droite.

Chapitre 6 Typologie et fonctionnement des formes d'humus

Résumé

L'étude des formes d'humus en milieu non forestier nécessite une approche renouvelée, car la nécromasse ne s'accumule pas régulièrement à la surface du sol. Une partie reste liée aux végétaux vivants, une autre partie, non négligeable, se trouve sous forme de litière endogée (racines mortes). La méthodologie proposée par Ponge (1984) répond aux spécificités des épisolums humifères de pâturages.

Les formes d'humus réagissent rapidement aux changements environnementaux et, de plus, intègrent dans leur morphologie, les traces des événements anciens. Les formes d'humus constituent une charnière temporelle et spatiale essentielle dans les écosystèmes sylvo-pastoraux, à structure hétérogène, susceptibles d'évoluer rapidement.

L'étude de trois placettes a mis en évidence la variabilité des épisolums humifères, qui peut être morphologique et/ou fonctionnelle. Elle révèle également les parts respectives des successions végétales temporelles et des zonations spatiales.



6.1 Objectifs de la recherche

6.1.1. Introduction

L'étude des premières couches du sol contenant de la matière organique, l'épisolum humifère, est d'un intérêt primordial pour la compréhension d'un écosystème. Situé à l'interface de la géosphère et de la biosphère, l'épisolum humifère est le siège du processus vital qui assure tout le recyclage de la matière organique. Il est le point de rencontre par excellence du minéral et du vivant. Par rapport au sol et à la végétation, il possède sa propre vitesse d'évolution et il est doué d'une certaine autonomie. A ce titre, il doit être considéré et étudié comme un système en soi et non seulement comme la partie supérieure d'un sol. Green *et al.* (1993) estiment que l'humus est une des composantes majeures des écosystèmes terrestres. Duchaufour & Toutain (1985) soulignent avec force son rôle charnière entre le sol et la végétation. Toute modification de la végétation induit d'abord une transformation de l'humus avant que ses effets ne se manifestent sur l'ensemble du sol.

6.1.2. Etat actuel des connaissances

De par sa nature complexe, l'humus a généré un foisonnement d'études ainsi que d'approches différentes. Comme dans tout domaine, l'étude des épisolums humifères a passé par une phase descriptive avant de se tourner vers une approche de leur fonctionnement et de leur évolution.

Dès la fin du siècle dernier, plusieurs travaux ont posé les fondements de l'étude des formes d'humus (Müller, 1889 ; Hesselmann, 1926 ; Kubiena, 1943 ; Zachariae, 1965) en décrivant et nommant les principaux horizons holorganiques. Dès le début, ces auteurs ont cependant perçu l'importance de l'activité de la faune dans l'élaboration de la matière organique. Müller (1889), l'"inventeur" des concepts de "mull" et "mor", a mis en évidence le rôle des organismes décomposeurs dans la genèse des différentes formes d'humus. Dans les forêts de hêtre du Danemark, il a noté que le mull est lié à une intense activité lombricienne, alors que le mor, pauvre en pédofaune, révèle une activité considérable des champignons. Les travaux de Zachariae (1965), de Bal (1970, 1982) et de Bouché (1974) portent également sur l'importance de la faune dans la transformation des litières dans les horizons holorganiques et organominéraux du sol.

Plus récemment, Ponge (1991a), en étudiant le comportement trophique de la faune du sol, démontre que celle-ci est relativement spécialisée dans le choix de sa nourriture. Les Enchytréides, groupe le plus abondant dans l'échantillonnage d'une litière de pin, jouent un rôle clé dans la fragmentation de la litière des forêts tempérées. Une vision plus dynamique et une volonté de caractériser le fonctionnement des humus sous-tendent la méthodologie qui est à la base de ces résultats. Ponge & Delhaye (1995) étudient les populations lombriciennes dans une hêtraie et en viennent à les considérer comme des agents actifs de la dynamique de tout l'écosystème.

Lorsque l'activité de la pédofaune est freinée par un environnement défavorable, le rôle des champignons s'accroît considérablement. A l'instar de la faune du sol, la colonisation mycélienne intervient dans la décomposition d'une litière de pin en une succession définie (Ponge, 1991b).

En considérant l'humus comme un système complexe, dont les éléments sont unis

par de nombreuses relations réciproques avec des boucles de rétroaction, André (1994) étudie les effets d'allélopathie des champignons sur la germination des arbres.

Les notions de dynamique sont explicitement abordées par Bernier *et al.* (1993), Bernier & Ponge (1993, 1994) et Bernier (1995, 1996) dans des études portant sur la relation entre les humus et le cycle sylvogénétique d'une pessière d'altitude. Ces auteurs démontrent la diversité des formes d'humus en relation avec les différentes phases de la succession forestière et la constante interaction entre la végétation et l'humus.

L'étude des formes d'humus sur un transect entre le couvert boisé et la pelouse permet un transfert d'échelle (Auger *et al.*, 1992) entre l'effet d'écotone fin au niveau des groupements végétaux herbacés et l'écotone paysager plus large qu'est l'écosystème sylvo-pastoral (Havlicek & Gobat, 1998).

Tous les travaux cités précédemment, ainsi que d'autres portant sur les transferts de la matière organique dans les sols (Toutain *et al.*, 1979), sur la vitesse de décomposition (Gloaguen & Touffet, 1980) ou, d'une manière générale, sur la composition chimique des humus et l'humification (Bruckert, 1970 ; Toutain, 1974 ; 1981 ; Brun, 1978 ; Gaiffe & Bruckert, 1986), traitent des humus forestiers. Barratt (1964, 1967) est un des très rares auteurs à s'être intéressé à la structure des humus de formations prairiales. Ce curieux manque d'intérêt peut être expliqué par l'organisation spatiale des humus. En effet, en milieu forestier, l'accumulation de la litière, saisonnière, provient de la chute des feuilles et les couches successivement déposées sont aisément identifiables. L'étude de leur évolution en est grandement facilitée. Le contraste avec les litières de prairies et pâturages est considérable. Ceux-ci présentent souvent une importante nécromasse végétale sur pied, en mélange intime avec le matériel vivant. Les feuilles mortes subissent une dégradation alors qu'elles sont encore attachées à la plante en croissance. Au cours d'une étude de la végétation des pelouses alpines, Galland (1982) remarque que les feuilles mortes de *Carex firma* restent attachées à la plante durant de nombreuses années, jusqu'à leur attaque par les organismes décomposeurs. Elles sont encore visibles jusqu'à la quinzième année. De plus, le système racinaire développé des graminées fournit une litière endogée abondante sous forme de racines mortes, dont il est indispensable de tenir compte. Angers & Caron (1998) estiment même que, dans de nombreux écosystèmes, les racines des plantes constituent la plus abondante source de matière organique dans le sol. La production primaire des racines varie entre 40 et 85% de la production primaire nette d'une phytocénose (Gobat *et al.*, 1998). Dans les marais, Buttler (1987) estime que la biomasse souterraine représente 79 à 95% de la biomasse totale.

Les difficultés méthodologiques liées à ce type d'humus ont donc vraisemblablement joué un rôle dans la faible fréquence de leurs études.

6.1.3. Problématique et objectifs

Par sa position privilégiée entre le sol et la végétation, par son temps de réaction relativement rapide (Babel, 1971 ; Duchaufour & Toutain, 1985 ; Mettivier Meyer *et al.*, 1986), l'humus est un descripteur adapté à l'étude de systèmes hétérogènes et en évolution constante. De plus, lors de modifications rapides de la couverture végétale, le profil d'humus peut, dans certaines conditions, conserver en son sein des traces de litière provenant d'une végétation antérieure (Bernier *et al.*, 1993 ; Bernier & Ponge, 1993 ; 1994).

Le système sylvo-pastoral qu'est le pâturage boisé correspond effectivement à une

biocénose hétérogène et l'activité anthropique, par le biais de coupes forestières et de l'utilisation pastorale, le maintient en dynamique permanente. Dans la recherche PATUBOIS, l'étude de la végétation et des sols, ainsi que de leurs interrelations, a servi à comprendre le fonctionnement de cet écosystème et à en inférer la dynamique sous-jacente. Il existe cependant un hiatus temporel notable entre la durée d'évolution de la végétation et des sols. Alors que ces derniers nécessitent des millénaires pour leur formation, la strate herbacée peut subir une modification en quelques années seulement. Dès lors, le choix de l'étude de l'humus s'est imposé tout naturellement, comme intégrateur temporel privilégié.

L'objectif de la présente étude est donc double. D'une part, appréhender le **fonctionnement actuel** des humus, comme indicateur de la dynamique de l'écosystème, et, d'autre part, comprendre le **fonctionnement passé** en recherchant au sein de l'humus des témoins d'une évolution ancienne.

Finalement, la caractérisation des formes d'humus de pâturages est un pas supplémentaire pour la connaissance dans ce domaine encore très peu abordé.

6.2. Matériel et méthodes

6.2.1. Les sites d'étude

Les trois stations (fig. 6.1) où ont été prélevés les échantillons des couches d'humus correspondent à des placettes décrites dans le cadre du projet PATUBOIS. Chacune est localisée à l'intérieur d'une phytocénose particulière, choisie en fonction des connaissances préalables sur sa représentativité (Gallandat *et al.*, 1995). Ces placettes carrées de 2'025 m² (45 m de côté) sont délimitées et orientées de manière à englober une portion homogène et représentative de chaque phytocénose. Elles ont été l'objet d'une étude cartographique de la végétation (synusies herbacées, ar-

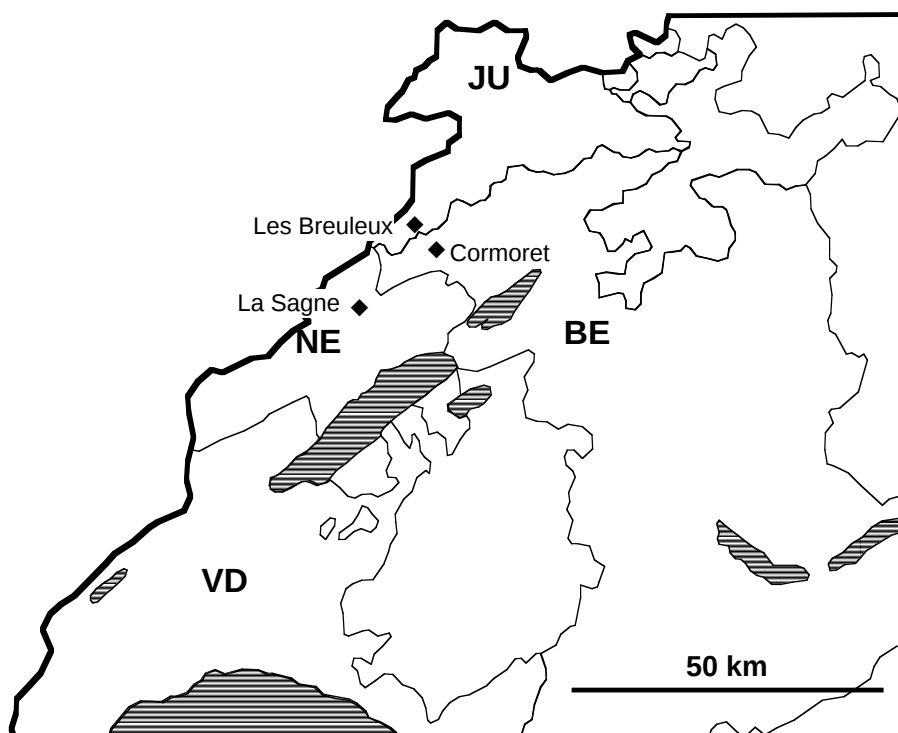


Fig. 6.1: Situation géographique des stations de prélèvement des épisolums humifères

bustives et arborescentes), des sols et de la régénération des boisés. La cartographie a servi à établir et à représenter les relations spatiales entre les trois strates de la végétation, ainsi que les relations de la végétation avec la distribution des sols et de la régénération. A l'exception de quatre, les profils d'humus des stations de la Sagne, de Cormoret et des Breuleux ont été récoltés dans le périmètre des placettes. Les quatre autres profils d'humus sont situés à l'extérieur des placettes mais dans des groupements végétaux qui font partie de la phytocénose décrite.

6.2.1.1. Station de la Sagne

La station de la Sagne (fig. 6.2) correspond à la placette 74 décrite dans le cadre du projet PATUBOIS. Elle est située sur le pâturage du Communal de la Sagne (commune : La Sagne), dans le canton de Neuchâtel, à 1'260 m d'altitude, à l'étage montagnard supérieur. Localisée à 75 m à l'ouest du plus proche point d'eau, elle occupe

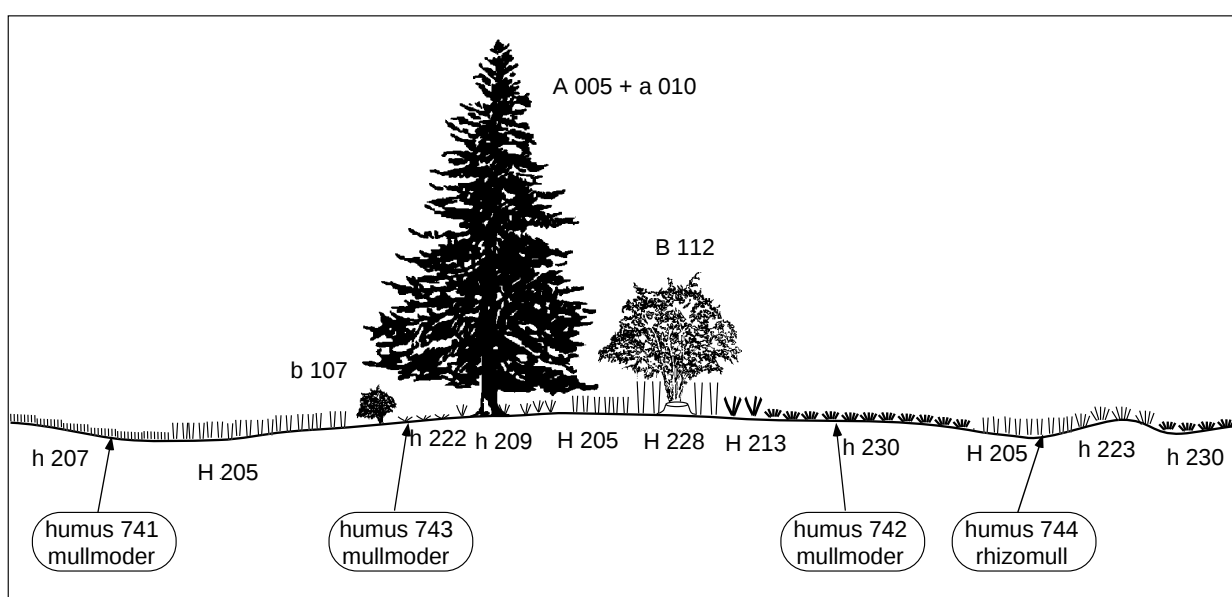


Fig. 6.2 : Profil structurel de la station de la Sagne

- A 005 Peuplement arborescent haut d'épicéas
- a 010 Peuplement arborescent bas à épicéa et sorbier des oiseleurs (*Sorbus aucuparia*)
- B 112 Fruticée haute héliocline et calcicole
- b 107 Sous-bois arbustif sciacline et nitrocline
- H 205 Refus temporaires eutrophes
- H 213 Ourlet bas calcicole, sciacline et thermoxérocline
- H 228 Friche de coupe nitrophile autour de souches
- h 207 Pré pâturé eutrophe, héliophile et mésophile
- h 209 Sous-bois sciaphile, acidocline, modérément piétiné
- h 222 Ourlet thérophytique sciaphile, nitrophile, des reposoirs sous les épicéas
- h 223 Pelouse maigre ouverte héliophile, xérocline et acidocline
- h 230 Pré pâturé mésotrophe calcicole et héliophile

le sommet d'une crête arrondie, orientée ESE-WNW. La pente est négligeable. Le calcaire compact du Kimméridgien affleure surtout dans la moitié nord de la placette, sous forme de petites buttes arrondies. Les sols sont essentiellement des BRUNISOLS et des BRUNISOLS sur CALCOSOL, avec la présence sporadique de LITHOSOLS et de NÉOLUVISOLS. La végétation herbacée donne l'impression d'une utilisation irrégulière. Les refus temporaires tendent à envahir les prés pâturés mésotrophes à partir des couronnes des arbres. Sur les buttes calcaires s'installe une pelouse maigre

ouverte. Les plus grands arbres sont utilisés comme reposoirs avec une végétation herbacée peu recouvrante, mais les arbres aux branches basses, qui abritent un groupement de sous-bois, dominant dans cette station. Les buissons sont bien développés (autour des souches ou sous les arbres), superposés à des friches de coupe ou à des ourlets calcicoles. Trois profils d'humus ont été récoltés respectivement dans le pré pâturé mésotrophe (742), sous un épicéa servant de reposoir (743), dans le groupement de refus (744). Le dernier (741) a été prélevé en dehors de la placette, dans un pré pâturé eutrophe.

6.2.1.2. Station de Cormoret

La station de Cormoret (fig. 6.3) concorde avec la placette 21. Située sur le Pâturage du Droit, dans la commune de Cormoret (canton de Berne), cette station est localisée à 870 m d'altitude, à l'étage montagnard inférieur. Le point d'eau le plus proche se trouve à 10 m à l'est de la placette. La pente générale est de 16°, d'orientation SSE. Des bancs de calcaires compacts du Portlandien affleurent selon des bandes irrégulières orientées perpendiculairement à la pente, espacées d'une tren-

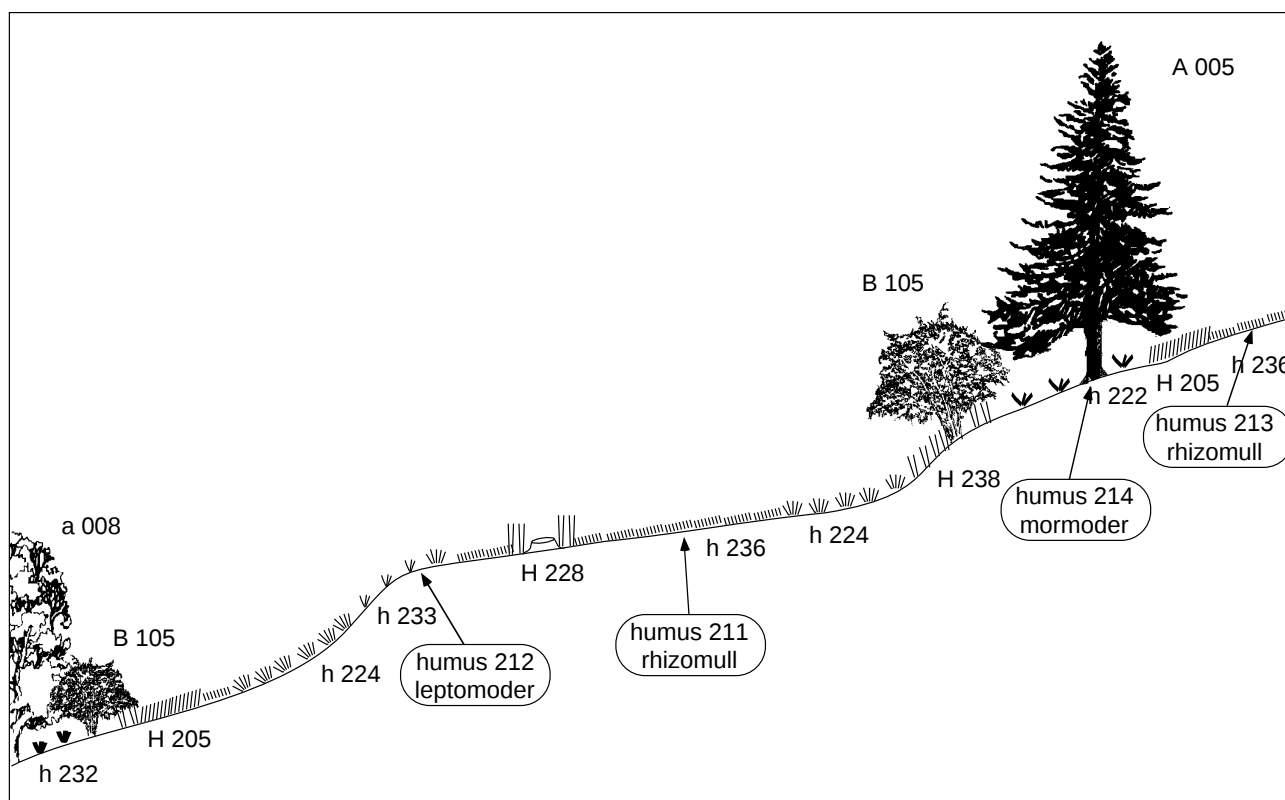


Fig. 6.3 : Profil structurel de la station de Cormoret

- A 005 Peuplement arborescent haut d'épicéas
- a 008 Peuplement arborescent bas dominé par l'épicéa, riche en feuillus
- B 105 Fruticée héliocline (avec *Prunus spinosa*)
- H 205 Refus temporaires eutrophes
- H 228 Friche de coupe nitrophile autour de souches
- H 238 Ourlet externe neutrophile, xérocline et héliocline
- h 222 Ourlet thérophytique sciaphile, nitrophile, des reposoirs sous les épicéas
- h 224 Pelouse maigre calcicole, thermophile et héliophile
- h 232 Sous-bois, sciaphile, neutrophile et nitrophile
- h 236 Pré pâturé eutrophe et piétiné
- h 333 Pelouse maigre calcicole ouverte, héliophile et neutrophile

taine de mètres. Il existe une grande diversité de situations dans cette placette, diversité due à d'importants contrastes de conditions écologiques. Les pentes les plus fortes et les plus ensoleillées sont colonisées par les pelouses calcicoles maigres, remplacées sur les replats par des prés fortement pâturés. Les buissons envahissent les pelouses à partir des lisières de fourrés et des bosquets, où se développent des ourlets thermophiles, délaissés par le bétail. Les refus temporaires sont abondants, ce qui suggère une utilisation irrégulière des herbages. La végétation sous les arbres dépend de l'accessibilité au bétail ; les grands épicéas isolés sur les replats servent de reposoirs, tandis que les bosquets denses de jeunes arbres envahis d'arbustes hébergent un groupement de sous-bois. Les profils d'humus 211 et 213 ont été prélevés dans le périmètre de la placette, sur des replats avec un pré pâturé eutrophe. Les types de sol présentent une grande homogénéité ; ils se situent parmi les BRUNISOLS et les BRUNISOLS SUR CALCOSOL (quelques LITHOSOLS sur les dalles calcaires affleurantes). L'humus 214 provient d'un reposoir formé par un bosquet d'épicéas (et non par un arbre isolé ; voir § 6.4.6) et le profil 212 d'une dalle calcaire couverte d'une végétation pionnière. Cependant, ces deux derniers sites se trouvent à proximité de la placette et font partie de la même phytocénose.

6.2.1.3. Station des Breuleux

Localisée dans la placette 24, la station des Breuleux se trouve dans le canton du Jura (région des Franches-Montagnes) commune des Breuleux, pâturage des Vacherries (fig. 6.4). Elle est située à 1'030 m d'altitude, à l'étage montagnard moyen, à 200 m au nord-est du plus proche point d'eau. La pente est négligeable. La couverture limoneuse (dépôts du Quaternaire) est relativement profonde et supporte des sols appartenant aux NÉOLUVISOLS et aux BRUNISOLS. Les arbres constituent des bos-

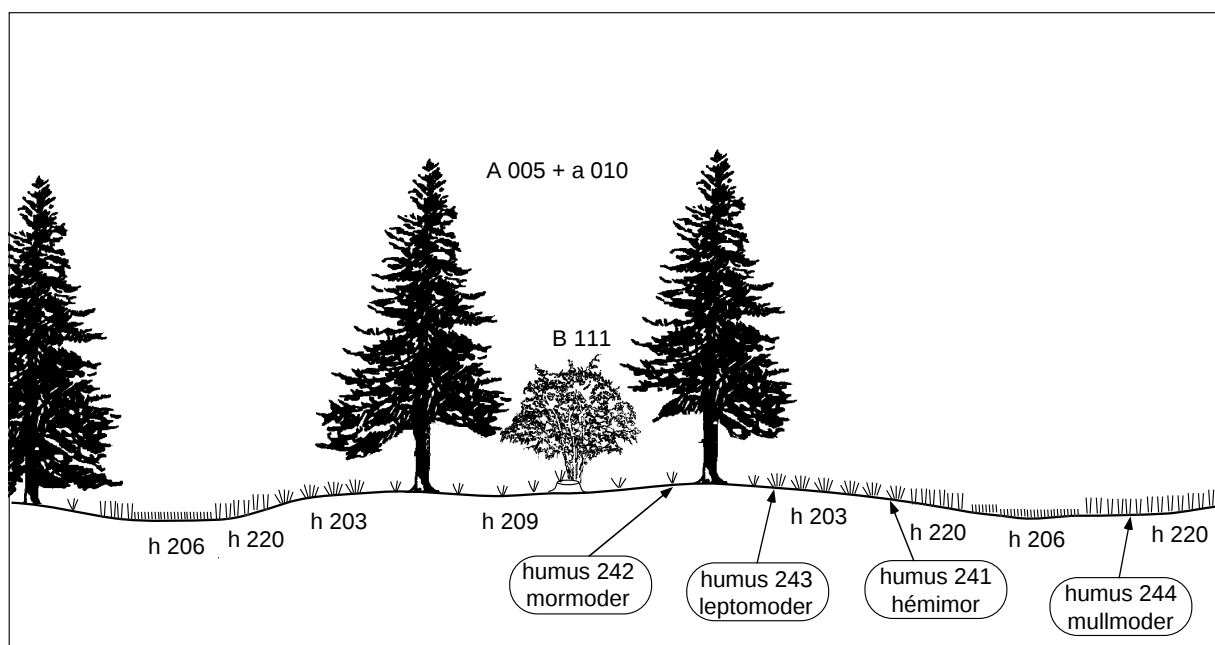


Fig. 6.4 : Profil structurel de la station des Breuleux

A 005 Peuplement arborescent haut d'épicéas

a 010 Peuplement arborescent bas à épicéa et sorbier des oiseleurs (*Sorbus aucuparia*)

B 111 Fruticée haute de coupe, sciacline et acidocline

h 203 Pelouse acidophile sciacline

h 206 Pré pâturé eutrophe, hygrocline, sciacline et acidocline

h 209 Sous-bois sciaphile, acidocline, modérément piétiné

h 220 Pré pâturé mésotrophe, sciacline et acidocline

quets denses séparés par d'étroites chambres en réseau. La végétation s'organise selon un gradient unique entre deux extrêmes : d'un côté le centre des couloirs herbagers subit un fort piétinement et un fort éclaircissement ; de l'autre le centre des bosquets se caractérise par un très faible piétinement et un très faible éclaircissement. On observe une zonation des synusies herbacées selon ce gradient, du pré piétiné hygrophile et eutrophisé jusqu'au sous-bois humicole acidophile, en passant par une pelouse acidophile peu pâturée et modérément piétinée. Les indications de la flore concernant les facteurs édaphiques révèlent de subtils équilibres entre les conditions d'humidité et d'acidité qui prévalent dans cette station. Les trois premiers profils d'humus ont été prélevés selon ce gradient, dans la pelouse acidophile ouverte (241) et à la lisière d'un arbre (243) et dans le sous-bois servant occasionnellement de reposoir (242). Le dernier profil d'humus (244) provient d'un pré pâturé mésotrophe, situé 10 m à l'est de la placette.

6.2.2. Méthodes

6.2.2.1. Prélèvements sur le terrain

Les humus ont été prélevés grâce à la méthode décrite par Ponge (1984), qui consiste à isoler une colonne d'humus de 5x5 cm du matériel environnant, avec un couteau tranchant. La hauteur de la colonne est constante (10 cm) pour permettre des comparaisons ultérieures entre les différents profils (photographies de la méthode, annexe 4). Des microcouches d'humus sont individualisées sur le terrain en prenant en compte leurs caractéristiques macroscopiques. Chaque microcouche est mesurée (au demi-centimètre près) et conservée dans un flacon contenant de l'alcool à 97°. Ultérieurement, chaque microcouche sera considérée comme un objet homogène.

Cette méthode, décrite pour des humus forestiers, a nécessité quelques adaptations pour ceux des pâturages. En effet, dans les milieux prairiaux, on assiste à une complexification des phénomènes d'apports de litière par exportation (broutage, fauchage) et importation (restitutions animales) anthropozoogènes de la matière organique. L'organisation de la litière de pâturage diffère de la litière forestière dans le temps et l'espace. Dans les forêts, la chute des feuilles constitue l'apport principal de la matière organique fraîche en surface et la chronologie du dépôt est respectée dans la succession des couches. Il en va autrement pour la litière prairiale : des plantes à croissance annuelle côtoient des pluriannuelles qui gardent une grande partie de leur nécromasse sur pied. De plus, les bryophytes, souvent présentes, sont des plantes à croissance continue et il a donc fallu en comptabiliser les parties vivantes. Le prélèvement tient donc compte de la nécromasse aérienne, intimement mêlée à la biomasse, du sous-système que forment les mousses vivantes, ainsi que du système racinaire très étendu (Polomski & Kuhn, 1998), vivant et mort, des graminées prairiales. On peut parler dans ce cas de litière épigée et de litière endogée. Les parties vivantes des végétaux et les racines mortes ont donc été incluses dans la litière.

6.2.2.2. Observation à la loupe

Chaque microcouche est étalée dans une boîte de Pétri, remplie d'alcool à 97°, en prenant soin de ne pas détruire la microstructure. Le tri s'effectue sous la loupe binoculaire (x 40) et permet de séparer les divers éléments figurés. Une observation

préliminaire de chaque microcouche est nécessaire pour identifier les composants, leur origine et leur degré d'altération. La reconnaissance des structures végétales de départ est un préalable indispensable à la compréhension de l'humification (Kubiena, 1943). Cependant, vu le nombre élevé d'espèces contribuant à la litière d'un pâturage, ceci s'avère impossible (Barratt, 1964). Le catalogue de références est donc formé de catégories d'espèces (fig. 6.5, située à la fin du § 6.3). On a ainsi regroupé tous les macrorestes du système racinaire des herbacées en une seule catégorie (la distinction entre les racines fines des Dicotylédones et des Monocotylédones nécessite chaque fois une coupe transversale), alors que les éléments épigés (tiges, feuilles) ont pu être séparés dans des catégories regroupant, d'un côté les graminées, de l'autre le reste des herbacées (essentiellement les Dicotylédones). Les macrorestes des arbres sont distingués selon leur provenance (résineux et feuillus), mais l'appartenance du bois dégradé à une ou l'autre de ces catégories n'a pas été faite. Les déjections holorganiques sont également regroupées, qu'il s'agisse de boulettes fécales des Enchytréides, des Diplopodes ou des vers épigés. Toutefois, dans le texte, on note si l'une de ces catégories prédomine.

6.2.2.3. *Comptage des éléments*

Le comptage par points, méthode d'évaluation rapide des proportions volumétriques, consiste à compter les éléments situés aux intersections d'une grille posée sur la préparation observée. Le comptage par points a été notamment utilisé dans de nombreux travaux pour estimer la part de surface qu'occupe un élément dans une surface. Rozé (1989), dans une comparaison de deux humus de landes après incendie, a calculé le nombre de points de lecture à réaliser sur des lames minces. Après avoir effectué des séries de 50, 100, 200 et 300 points, elle montre qu'un effectif de 100 points est statistiquement suffisant pour différencier et quantifier les différents constituants.

Si l'on admet que la surface de la microcouche étalée dans la boîte de Pétri correspond à une coupe réalisée au hasard dans le volume, il y a équivalence entre la surface relative et la proportion volumétrique. Cette théorie a été validée par Bernier (1992) à l'aide de billes de verre de différentes tailles introduites en proportions connues dans une boîte de Pétri. La différence moyenne entre les proportions obtenues par comptage et les proportions volumétriques réelles est de 1,6%, lorsque le comptage comprend environ 400 points d'observation. Dans le cadre de ce travail, la grille de lecture possède 360 points.

6.2.2.4. *Choix d'une nomenclature pour les formes d'humus*

Les formes d'humus sont déterminées sur la base des travaux de Green *et al.* (1993) qui proposent un système logique, avec des différences taxonomiques fondées sur des classifications d'humus préexistantes. Les critères de sélection pour la différenciation des horizons sont associés à un grand nombre de propriétés covariantes, d'ordres physique, chimique et biologique. Dans cette classification, les définitions des horizons reposent sur les processus biologiques qui s'y déroulent, particulièrement celles des horizons F. L'accent est mis sur la nature des organismes décomposeurs, mycélium (Fm) ou faune du sol (Fz). Le Référentiel Pédologique (Baize & Girard, 1995) propose une classification des humus où les horizons sont définis sur des bases essentiellement morphologiques (sauf l'horizon A, défini par son fonctionnement biologique) alors que les formes d'humus intègrent dans leurs

définitions le fonctionnement de l'humus. Green *et al.* présentent la démarche inverse : la typologie des formes d'humus est descriptive alors que la définition des horizons holorganiques (à l'exception de l'horizon Ah) repose sur les processus biologiques qui s'y déroulent.

La correspondance entre ces deux nomenclatures est imparfaite car les critères de différenciation sont fondés sur des concepts partiellement incompatibles. Ainsi, les horizons F de Green *et al.* sont définis sur la base de leur fonctionnement biologique alors que ceux de Baize & Girard le sont morphologiquement. Globalement, on observe un décalage de la définition des mulls et des moders de Baize & Girard vers des moders et des mors au sens de Green *et al.* (Gobat *et al.*, 1998).

Le choix de la référence de nomenclature s'est finalement porté sur celle de Green *et al.*, car elle privilégie les notions de dynamique du fonctionnement déjà au niveau des horizons. De plus, les concepts de Fz et Fm correspondent mieux aux observations sur le terrain, au moins dans le domaine des prairies et des pâturages. Les horizons des figures et les formes d'humus ont été nommés d'après Green *et al.*, mais les formes d'humus portent également le nom emprunté à Baize & Girard, ceci pour permettre une correspondance avec d'autres travaux. Cette correspondance est cependant imparfaite, car la classification des formes d'humus est chaque fois réalisée depuis la base descriptive.

6.3. Résultats

6.3.1. Description et typologie des formes d'humus de la Sagne

6.3.1.1. Humus 741 (mullmoder – dysmull)

Le premier terme fait toujours référence à la classification de Green *et al.* (1993), le deuxième, entre parenthèses dans le texte, à la classification du Référentiel Pédologique (Baize & Girard, 1995).

Cet épisolum humifère (fig. 6.6a, 6.6b ; les figures en couleur -6.xb- se trouvent à la fin du § 6.3) se développe sous un pré pâturé eutrophe de l'étage montagnard supérieur, sur des replats à sols fertiles. Il est localisé sur un BRUNISOL, régulièrement fertilisé, caractérisé par un pH dont la valeur se situe autour de 6,0.

Ce mullmoder (dysmull) représente un intermédiaire entre deux types de fonctionnement. Le profil d'humus est relativement mince puisque dès 6 cm les horizons sont essentiellement minéraux. Les bryophytes vivantes dominent la composition de l'horizon de surface (SLv). Comme dans d'autres formes d'humus de pâturage, la litière déjà fragmentée est accompagnée de matériel végétal vivant, en un mélange intime. Outre les bryophytes, ce sont les feuilles de graminées qui fournissent la majeure partie de cette litière. L'horizon sous-jacent (SFz), s'il contient encore quelques éléments vivants, est principalement composé de fragments de mousses et de graminées. On note l'apparition de racines fines et de quelques déjections holorganiques et organo-minérales. La présence d'aiguilles d'épicéa dans les couches superficielles indique un apport ponctuel de ce type de litière dont la source n'est pas très éloignée du site de prélèvement.

Excepté une mince couche entre 3 et 3,5 cm (Ah), qui correspond à du matériel organo-minéral structuré, issu d'un piétinement du bétail ou d'un faible colluvionnement local, les couches d'humus comprises entre 1,5 et 6 cm présentent

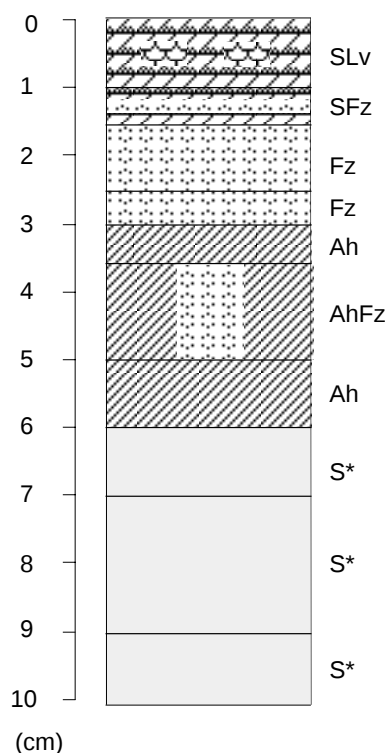


Fig. 6.6a : Humus 741 (mullmoder)
(* horizons organo-minéraux ou minéraux, nomenclature du Référentiel Pédologique)

une proportion décroissante de litière fragmentée de graminées et un équilibre entre la quantité de déjections holorganiques de vers épigés et de déjections organo-minérales de vers anéciques. Cependant, une part du matériel organo-minéral est composée d'éléments désagrégés, plus fortement organiques. Il s'agit probablement d'une reprise du matériel holorganique par des vers anéciques ; il possède une cohérence plus faible car il contient moins de matériau minéral. Ce changement de l'activité de la pédofaune pourrait être saisonnier. Quoiqu'il en soit, cette dualité de fonctionnement exprime un antagonisme entre les conditions plus défavorables à l'activité biologique en surface (pH un peu plus acide, légère hydromorphie signalée par des zones d'oxydation du fer le long des anciens canaux racinaires) et un environnement plus propice en profondeur, grâce à la présence du calcium libéré par la roche sous-jacente.

Comme dans tous les humus de prairies permanentes, les racines fines forment une proportion considérable des éléments observés et fournissent une litière endogée dès qu'elles meurent. On note également la présence de bulbes vivants dont les fragments enrichissent cette même litière.

6.3.1.2. Humus 742 (mullmoder – dysmull)

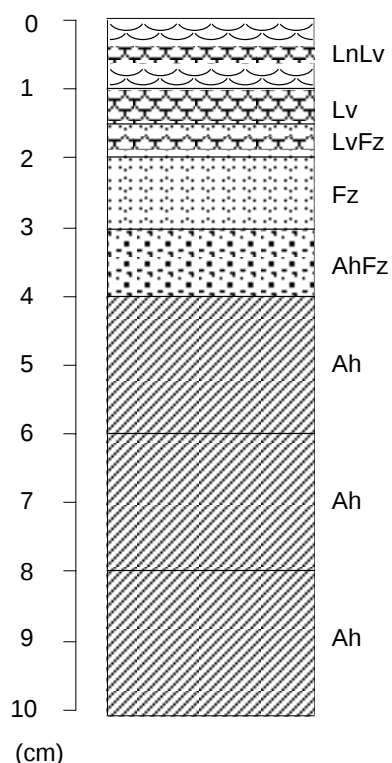


Fig. 6.7a : Humus 742 (mullmoder)

Prélevé dans un pré pâturé mésotrophe, calcicole, ce profil d'humus (fig. 6.7a, 6.7b) est situé à l'aplomb d'une couronne de sorbier (*Sorbus aria*). Il surmonte un sol moins acide que le précédent, puisqu'il s'agit d'un BRUNISOL sur CALCOSOL, avec un pH de 6,5 en surface. L'apport de litière est fortement conditionné par la situation géographique ; aux feuilles de graminées se mêlent, dans une proportion très importante, les feuilles, les brindilles et les inflorescences du sorbier. Cette forme d'humus peut encore être classée parmi les mullmoders, car elle possède un horizon OFz plus développé que l'horizon OFa, mais avec un décalage vers une activité des lombrics anéciques plus importante que dans la forme d'humus précédente. En effet, dès 2 cm de profondeur (Fz), la part des déjections organo-minérales s'accroît considérablement. Cependant, entre 1 et 3 cm, on observe un léger feutrage, dû principalement aux racines fines des herbacées, mais aussi à la présence sporadique de mycélium (en proportion trop faible pour pouvoir être représenté sur le graphe). La faible profondeur du profil de sol (une douzaine de centimètres avec la litière), ainsi que le

squelette calcaire assurent une porosité et une ambiance calcique favorables aux vers anéciques (voir § 5.4.1.3). Les aiguilles d'épicéa fortement fragmentées, étroitement liées à une présence modérée de déjections holorganiques, dénotent l'existence antérieure de résineux à cet endroit. Les déjections holorganiques sont un élément relique d'une forme d'humus moins active, du type moder, dominée par les vers épigés ou les Enchytréides.

Le site où a été prélevé ce profil d'humus est caractérisé par une évolution vers un taux de boisement plus important, avec une sous-utilisation pastorale (Gallandat *et al.*, 1995). Il en résulte un accroissement de l'apport de litière (par absence de broutage), ainsi qu'une modification de sa composition, nécessitant un réajustement de la population des décomposeurs. Actuellement, la partie supérieure de l'humus tend vers un moder, avec présence de mycélium, alors que les vers anéciques génèrent un humus de type mull dès 3 cm de profondeur.

6.3.1.3. Humus 743 (*mullmoder – dysmull*)

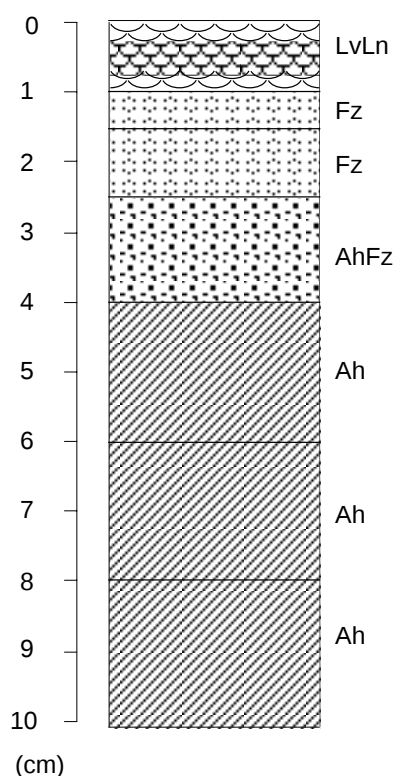


Fig. 6.8a : Humus 743 (*mullmoder*)

Malgré son environnement différent, sous un épicéa, cette forme d'humus (fig. 6.8a, 6.8b) relève de la même catégorie que les deux précédentes. La présence d'un horizon Fz relativement bien développé permet de le classer parmi les mullmoders (*dysmulls*). L'apport de litière est majoritairement constitué par les aiguilles et les écorces d'épicéa. Rapidement fragmentés, ces éléments sont incorporés jusqu'au bas du profil d'humus grâce à l'activité des vers anéciques, dont les déjections organo-minérales sont présentes dès la surface et constituent une part importante de l'humus dès 3 cm. Donc, malgré la présence d'une litière acidifiante de résineux, on constate un fonctionnement biologique actif dû aux vers anéciques et la forme d'humus générée ne correspond pas à un réel moder. Ceci résulte des conditions stationnelles particulières. En effet, l'emplacement sous l'épicéa est utilisé comme reposoir par le bétail dont le piétinement et les restitutions permettent une augmentation de l'activité biologique du sol. De plus, la faible profondeur du sol (22 cm) et le pH élevé grâce à la proximité de la source de calcium favorisent la présence des lombricidés anéciques. Cependant, cette forme d'humus se différencie des mulls véritables par l'existence d'une microcouche (Fz) où les déjections holorganiques des

vers épigés représentent la moitié des déjections totales. Cette microcouche correspond à une ébauche d'horizon H mais, pour les raisons citées plus haut, ce dernier ne peut se développer réellement.

6.3.1.4. Humus 744 (*rhizomull – oligomull*)

Le profil d'humus 744 (fig. 6.9a, 6.9b) a été récolté sous une végétation herbacée haute, de refus temporaire eutrophe, dominé par les graminées. Il se développe sur un BRUNISOL mince, dont les valeurs de pH varient entre 5,5 à la surface et 6,0 au

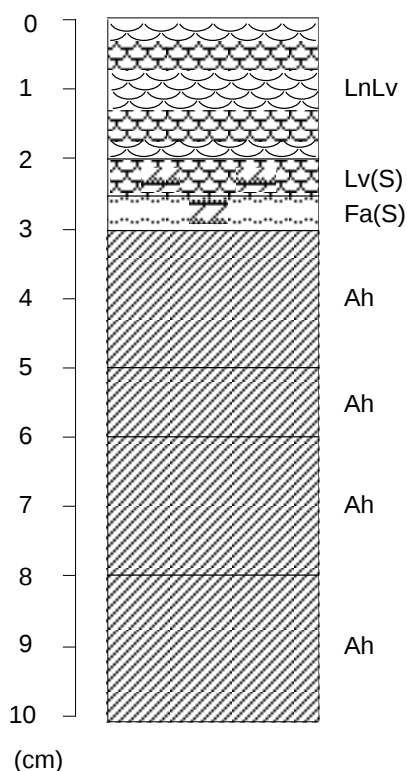


Fig. 6.9a : Humus 744 (rhizomull)

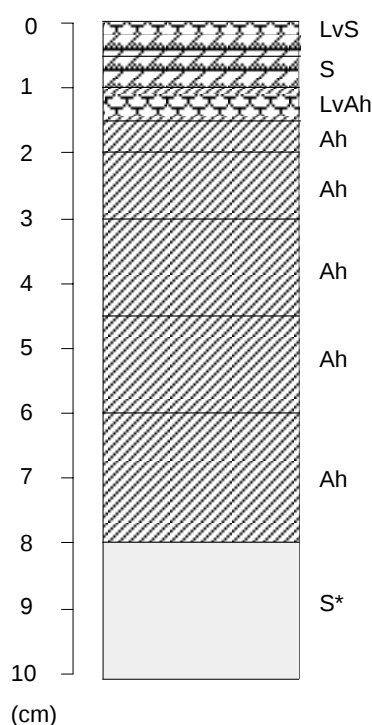


Fig. 6.10a : Humus 211 (rhizomull)

(* horizons organo-minéraux ou minéraux, nomenclature du Référentiel Pédologique)

contact de la dalle calcaire. Même si on observe une proportion non négligeable d'agrégats organo-minéraux, ainsi qu'une faible participation des vers épigés, cette forme d'humus peut être classée parmi les rhizomulls. L'horizon Fa, du type mixte avec une présence sporadique de champignons saprophytes, est peu développé. Ce même caractère (mycélium) permet de rattacher, de manière imparfaite, l'humus 744 aux oligomulls de la classification du Référentiel Pédologique. Le rattachement à la classe des mulls se fait sur la base d'une séparation nette entre les horizons holorganiques et les horizons organo-minéraux. Dès 3,5 cm, toute la litière provenant de la fragmentation des herbacées et des bryophytes disparaît. On observe cependant une abondante litière endogée, issue des racines fines et des fragments de rhizomes, ce qui renforce l'attribution de cet épisolum humifère aux rhizomulls. Comme cela a déjà été cité, les racines mortes peuvent constituer une source de matière organique prédominante (Angers & Caron, 1998).

Le fonctionnement biologique global de ce profil d'humus est bien celui d'un mull, avec une activité prédominante des vers anéciques et une intégration rapide de la matière organique à la matière minérale.

La présence ponctuelle de bryophytes vivantes, puis fragmentées, entre 2 et 3 cm -Lv(S) et Fa(S)- indique un changement de végétation relativement récent. En effet, les mousses se développent dans les pâturages régulièrement broustés où la hauteur optimale de la végétation est plus basse qu'ici (Gillet, comm. pers.). A la suite d'une déprise partielle, un groupement de refus s'installe : la strate herbacée qui le compose se resserre et les mousses régressent.

6.3.2. Description et typologie des formes d'humus de Cormoret

6.3.2.1. Humus 211 (rhizomull – mésomull)

Cette forme active d'humus (fig. 6.10a, 6.10b), appartenant à la classe des rhizomulls (mésomull), se développe dans un pré pâturé eutrophe et relativement piétiné. Le sol, un BRUNISOL sur CALCOSOL, modérément acide en surface (pH 5,0), devient franchement neutre dès 20 cm de profondeur. Les horizons holorganiques sont quasiment inexistantes, puisqu'on observe des agrégats organo-minéraux dès le premier centimètre (LvAh). Leur présence justifierait l'adjonction d'un qualificatif "vermic" (Green *et al.*, 1993) au nom de la

forme d'humus. Dans la conception du rhizomull de Green *et al.*, les lombrics ne jouent qu'un rôle mineur dans la structuration de l'humus, alors qu'ici ils assurent

l'intégration de la matière organique dès le haut du profil. A partir de 1 cm de profondeur, les racines vivantes des herbacées occupent une part importante du profil (jusqu'à 60%). Elles participent activement à sa structuration le traversant et lui donnant une grande cohérence. Les racines mortes forment une proportion constante et participent à la litière endogée.

Le développement d'une microcouche composée à 40 % de bryophytes vivantes sous la litière des herbacées légitime l'appellation de cet horizon S (Forsslund, 1945). Les fragments épars et peu nombreux d'écorces de résineux (entre 3 et 4 cm, entre 8 et 10 cm) suggèrent, en ce lieu, la présence passée d'arbres. Ils ne sont toutefois pas perceptibles sur le graphe car en dessous du seuil de résolution.

6.3.2.2. Humus 212 (*leptomoder* – *eumoder*)

Il s'agit d'une forme particulière d'humus (fig. 6.11a, 6.11b). D'une épaisseur globale de 5 cm, l'épisolum humifère représente la totalité du sol. Celui-ci, un LITHOSOL, se développe sur une dalle calcaire et sous une pelouse maigre calcicole.

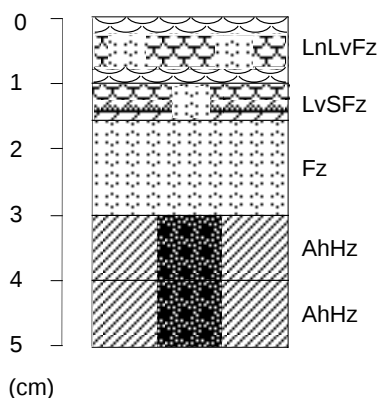


Fig. 6.11a : Humus 212 (*leptomoder*)

L'activité biologique est faible, particulièrement en raison des conditions de sécheresse qui règnent à cet endroit. La structure globale du profil est lâche. Ce sont essentiellement les racines vivantes des herbacées qui assurent une certaine cohérence. Le premier centimètre du profil d'humus, outre la part de fragments végétaux, contient une faible proportion (10%) de déjections holorganiques des vers épigés. L'accumulation de ces déjections permet la formation d'une ébauche de couche H. On assiste ici à un curieux télescopage des horizons Ln, Lv et Fz. Ce dernier horizon, s'il était plus épais, pourrait générer un horizon holorganique H. Plus en profondeur, on observe du matériel organo-minéral, mais celui-ci n'est pas structuré en agrégats. Les vers endogés, qui sont à l'origine de ces horizons A de juxtaposition, profitent de l'ambiance calcique du milieu et assurent le

brassage des matières organique et minérale sans toutefois former des agrégats stables.

Les bryophytes, plantes pionnières de ce type de milieu, participent, en proportion variable, aux deux tiers du profil. Entre 1 et 1,5 cm de profondeur (LvSFz), les mousses vivantes représentent 30% des éléments comptabilisés et justifient l'appellation S (au sens de Forsslund, 1945) de l'horizon.

Le profil d'humus 212 se range parmi les leptomoders (*eumoders*) qui représentent le concept central des moders. Les conditions écologiques particulières empêchent le développement d'un horizon H bien individualisé, en limitant l'action de la pédofaune.

6.3.2.3. Humus 213 (*rhizomull* – *oligomull*)

Le profil d'humus 213 (fig. 6.12a, 6.12b) se développe sous le même type de végétation (pré pâturé eutrophe) que le profil 211. Cependant, on note un sol un peu plus profond, sur une dalle calcaire plus compacte, qui relève des BRUNISOLS. Le pH varie autour des mêmes valeurs (5,0-6,0). La première couche (LnLv) est relative-

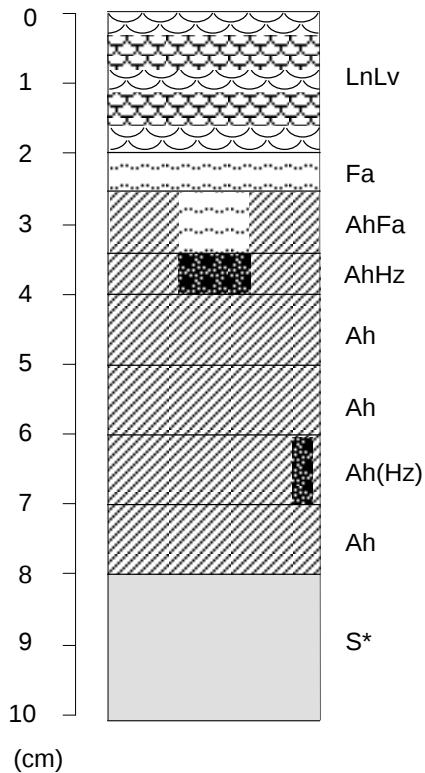


Fig. 6.12a : Humus 213 (rhizomull)
(* horizons organo-minéraux ou minéraux,
nomenclature du Référentiel Pédologique)

ment épaisse (2 cm) et contient encore un nombre considérable d'éléments vivants (environ 50%), le reste étant composé de litière fraîche ou déjà partiellement fragmentée. On y note même la présence de déjections organo-minérales produites par des vers anéciques. Cette couche est caractéristique des humus de prairie permanente où la nécromasse, souvent sur pied, forme un mélange homogène avec le matériel vivant. L'incorporation de fragments de graminées jusqu'au bas du profil indique un brassage important de l'humus par les vers de terre anéciques. On observe une plus faible proportion de bryophytes et une litière plus épaisse que dans l'humus 211. Une autre différence réside dans l'apparition de déjections holorganiques de vers endogés (du genre *Allolobophora* et *Nicodrilus*, observés sur le terrain) entre 2,5 et 4 cm (AhFa, AhHz). Cette présence, ainsi que celle de filaments mycéliens qui indiquent une zone de moindre activité biologique, est liée aux écorces fragmentées de résineux. Cela suggère un changement de végétation passant d'un milieu plutôt forestier à un milieu ouvert. La présence d'arbres autour d'une vaste clairière pâturée, confirmée par l'observation de racines vivantes dans le profil d'humus, corrobore l'hypothèse d'un déboisement partiel afin de gagner de la surface pastorale.

Malgré la présence de cette microcouche Fa, on peut classer cette forme d'humus, comme c'est le cas de l'humus 211, parmi les rhizomulls. Toutefois, un horizon F mieux exprimé, avec la participation de champignons saprophytes, induirait une différence de classification par rapport à l'humus 211 dans la nomenclature du Référentiel Pédologique et autoriserait l'attribution de l'humus 213 aux oligomulls.

La structure anguleuse des agrégats de l'horizon compris entre 8 et 10 cm, ainsi que sa coloration d'un ocre plus clair que les horizons supérieurs, permet de nommer cet horizon : S (au sens pédologique du terme).

6.3.2.4. Humus 214 (*mormoder* – *eumoder*)

Le prélèvement de l'humus 214 (fig. 6.13a, 6.13b) a été effectué entre les racines d'un épicéa, au sein d'un vaste groupe d'arbres qui est utilisé par le bétail comme reposoir. Le piétinement et les restitutions du bétail favorisent l'installation d'un groupement de végétaux thérophytiques, sciacline et nitrophile (sur un BRUNISOL). Ce groupement herbacé n'est que peu recouvrant et ne participe guère à la formation de l'humus. Seuls quelques fragments de graminées (*Poa annua*) ont été observés dans les premiers centimètres. L'essentiel de la litière est composé par du matériau provenant de l'épicéa : aiguilles aux différents stades de fragmentation, écorces, inflorescences et écailles des cônes. Ces dernières, avec les enveloppes de graines, forment la part la plus résistante à la décomposition, puisqu'on les retrouve en proportion non négligeable jusqu'au bas du profil. La décomposition de la litière dans les trois premiers centimètres (LvFa) est essentiellement assurée par les Enchytréides,

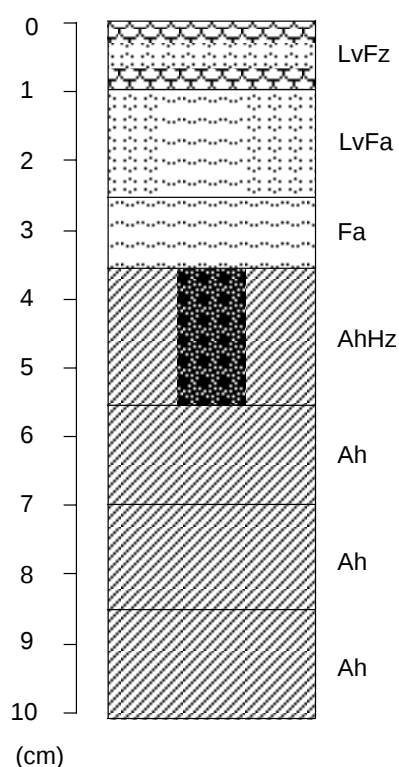


Fig. 6.13a : Humus 214 (mormoder)

dont les déjections dominent le matériel holorganique. On trouve également, en proportion moindre, des déjections de vers de terre épigés. La participation des champignons saprophytes à la décomposition jusqu'à une profondeur de 3 cm permet de classer cet épisolum humifère parmi les mormoders (eumoders), déterminés par un milieu peu favorable en surface à l'activité de la mésofaune. L'incorporation de la litière jusqu'au bas du profil est assurée par les vers de terre anéciques dont on retrouve les déjections dès le premier centimètre. Leur présence sous une litière acidifiante est favorisée par une élévation du pH, elle-même due aux restitutions du bétail. La colonisation de ce milieu est assurée par les populations lombriciennes des pâturages avoisinants. La proximité immédiate de l'arbre se signale par une proportion élevée de racines et de radicelles mycorhizées parmi les éléments figurés. Dès 2 cm de profondeur, on constate que les radicelles mortes des arbres participent, à l'instar de celles des graminées dans les humus de pâturage, à la formation de la litière endogée.

6.3.3. Description et typologie des formes d'humus des Breuleux

6.3.3.1. Humus 241 (hémimor – hémimoder)

Le profil d'humus 241 (fig. 6.14a, 6.14b) a été prélevé dans une pelouse acidophile (nardaie) peu pâturée et modérément piétinée. La pelouse forme un couloir herbager entre des bosquets dominés par les épicéas. Le sol (NÉOLUVISOL) est moyennement profond, acide en surface (pH 4,0) et présente des traces nettes d'hydromorphie sous forme d'un horizon Eg. Ce dernier facteur, ainsi que l'acidité des premiers centimètres du sol, jouent un rôle important dans l'orientation du fonctionnement biologique du profil d'humus. Ils sont défavorables à l'installation des vers anéciques. La dégradation de la litière, dans les 5 premiers centimètres de l'humus, est sous la dépendance des champignons saprophytes et, dans une moindre mesure, des Enchytréides et des vers épigés qui supportent des pH bas (Jabiol *et al.*, 1995). Les déjections holorganiques de ces derniers s'accumulent à deux niveaux dans le profil d'humus. Ils sont corrélés avec la présence de fragments de litière provenant des épicéas. Entre 2 et 5 cm, on observe une accumulation d'aiguilles d'épicéa, résultant d'une chute de feuillage qui peut prendre périodiquement une certaine importance. La deuxième amorce d'un horizon H se situe entre 6 et 8 cm et elle est liée à la présence d'écorces d'épicéa. Celles-ci, plus résistantes à la dégradation que les aiguilles ou les inflorescences, témoignent d'un épisode forestier ancien. Les déjections holorganiques proviennent des vers de terre épigés qui ont dégradé les aiguilles et les inflorescences de l'ancienne litière de résineux.

Les bryophytes vivantes occupent une place importante dans ce profil d'humus

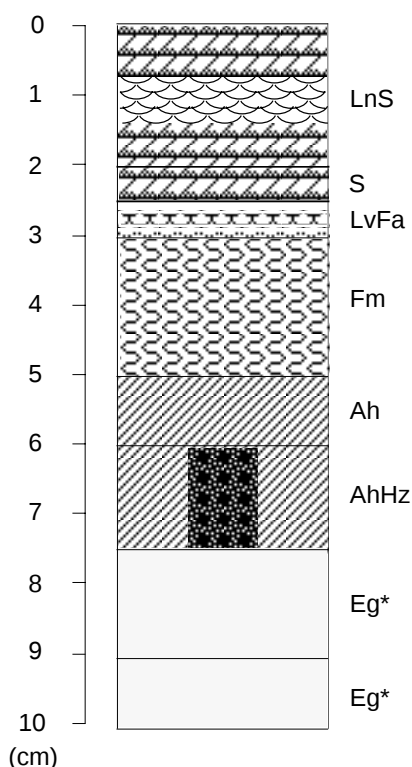


Fig. 6.14a : Humus 241 (hémimor)

(* horizons organo-minéraux ou minéraux nomenclature du Référentiel Pédologique)

(30 à 45% dans les premières couches) et justifient les noms de LnS et S des deux premiers horizons. Comme dans les autres humus prairiaux observés, elles se décomposent rapidement et forment encore, en volume, le 35% de l'horizon sous-jacent à S.

Dans la moitié inférieure du profil d'humus, le matériel organo-minéral occupe une proportion non négligeable. Il est composé, d'une part d'agrégats bien structurés, d'autre part de matériel organique et minéral juxtaposé. Les agrégats sont issus de l'activité saisonnière des vers anéciques qui peuvent être plus actifs durant la fin de la période estivale, lorsque l'hydromorphie de surface diminue. Pendant le printemps et la fin de l'automne, il se forme un horizon Eg réduit, gris, qui entrave l'activité des vers de terre anéciques ; le matériel organo-minéral précédemment structuré se désagrège partiellement.

La présence de radicelles vivantes et mortes de résineux dénote le caractère semi-forestier de ce site, même au milieu des pelouses ouvertes.

L'attribution d'un nom à ce profil d'humus dans la nomenclature de Green *et al.* (1993) est ambiguë. L'application stricte de la clé des humus débouche sur un mormoder dont l'horizon de référence principal Fa est caractérisé par un fonctionnement mixte des champignons saprophytes et de la faune. Dans ce cas, cependant, l'horizon Fa est réduit à un demi-centimètre (2,5-3 cm) alors que l'horizon Fm mycogène bien développé (3-5 cm) incite à placer l'humus 241 parmi les hémimors (hémimoder). Le fait que les formes d'humus de la nomenclature de Green *et al.* (1993) ont été définies sur la base de milieux forestiers justifie ce léger décalage dans l'interprétation des horizons liés à des formes d'humus de milieux ouverts, où le caractère "mor" est moins bien exprimé.

Le dernier horizon décrit, malgré la présence de racines des résineux, ne répond plus à l'attribution d'un horizon humifère. Sa structure anguleuse et sa coloration ocre clair correspondent à un horizon pédologique minéral Eg.

6.3.3.2. Humus 242 (mormoder – dysmoder)

Le profil d'humus 242 (fig. 6.15a, 6.15b) s'est développé sur un NÉOLUVISOL profond (110 cm), légèrement acide dans le bas (pH 5,5) mais très acide en surface (pH 4,0). Il est situé sous la canopée fermée d'un bosquet d'épicéas et associé à un groupement herbacé de sous-bois acidocline. Il s'agit d'un mormoder (dysmoder) comprenant une couche Fa relativement épaisse (3,5 cm) caractérisée par un double fonctionnement biologique zoogène et mycogène. Les vers de terre épigés d'une part - ainsi que les Enchytréides et les Oribates dans une moindre mesure - et les champignons saprophytes d'autre part participent à la dégradation de la litière. Celle-ci provient essentiellement des résineux, sous la forme d'aiguilles, d'inflorescences et d'écaillés de cônes. Ces dernières, comptabilisées dans la rubrique "R : écorce / brindille", sont très résistantes à la dégradation et occupent de ce fait un volume considérable de l'humus jusqu'à 8 cm de profondeur. Les racines mortes des rési-

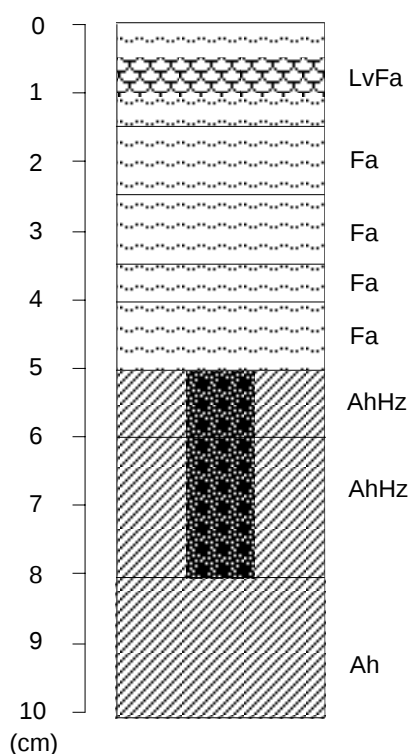


Fig. 6.15a : Humus 242 (mormoder)

neux fournissent une part importante de la litière endogée : elles représentent, dans les 5 derniers centimètres, environ 30% du volume global de l'humus.

Dans la moitié inférieure du profil d'humus, les déjections organo-minérales des lombrics anéciques prennent de l'importance. L'activité de ces animaux est favorisée d'une part par l'absence d'un horizon hydromorphe (tel qu'il existe dans le profil d'humus 241), car le pompage hydrique par le système racinaire traçant de l'épicéa assure une meilleure oxygénation du sol dans le périmètre de l'arbre ; d'autre part, l'effet acidifiant de la litière est tempéré par les apports d'azote du bétail qui utilise l'espace sous l'épicéa comme reposoir. Cette différence par rapport à la litière des forêts fermées d'épicéas, qui est très acidifiante et inhibitrice de l'activité des microorganismes, explique l'activité des vers de terre anéciques et la présence d'un moder (Havlicek et Gobat, 1998). Ceci est corroboré par la végétation herbacée qui profite des conditions écologiques mésophiles qui règnent dans ce micro-environnement et qui fournit une part facilement dégradable de la litière (partiellement sous forme de racines mortes).

6.3.3.3. Humus 243 (leptomoder – dysmull)

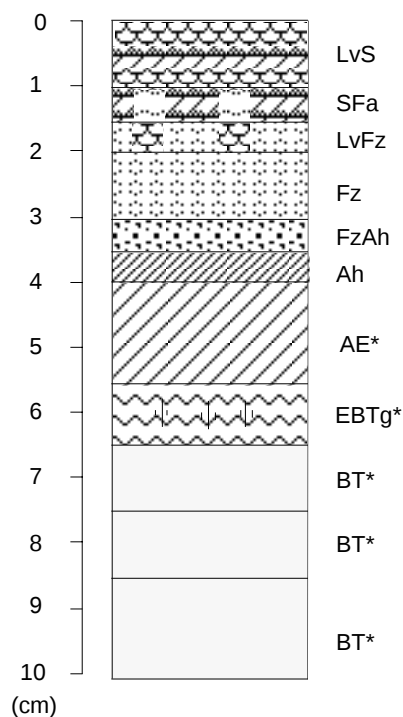


Fig. 6.16a : Humus 243 (leptomoder)

(* horizons organo-minéraux ou minéraux, nomenclature du Référentiel Pédologique)

Le profil d'humus 243 (fig. 6.16a, 6.16b) se situe à l'aplomb d'une couronne d'épicéa, sur un NÉOLUVISOL relativement acide en surface (pH 4,5). Il bénéficie d'un apport d'aiguilles dont on observe les fragments entre 1 et 4 cm de profondeur associés à des débris de brindilles et d'inflorescences. Cependant, le groupement végétal où se développe cet humus correspond à une nardaie acidocline et les caractéristiques générales du profil sont semblables à celles de l'humus de pâturage 241. Les bryophytes et les graminées, tant vivantes que mortes, représentent l'essentiel des deux premiers centimètres. Les fragments végétaux sont rapidement dégradés grâce à l'activité des vers anéciques dont on observe les déjections organo-minérales dès la surface. A partir de 4 cm de profondeur, on peut considérer les horizons comme essentiellement organo-minéraux ou minéraux. D'après la description de terrain, la microcouche située entre 4 et 5 cm correspond à un horizon AE, de 5 à 5,5 cm à l'horizon EBTg et de 5,5 à 10 cm à l'horizon BT. Formellement, il ne s'agit plus de couches appartenant à l'humus proprement dit, même si l'on observe des débris d'écailles de cônes d'épicéa entre 7 et 8 cm. Associés à du mycélium, ces fragments indiquent le même épisode forestier ancien que celui décrit pour le profil d'humus 241. L'ho-

rizon pédologique EBTg indique une légère hydromorphie, particulièrement marquée au printemps. Elle est cependant moins patente que dans le profil 241, car la proximité de l'épicéa assure encore un certain pompage hydrique.

Une faible épaisseur des horizons holorganiques, jointe à une activité biologique relativement importante et corroborée par l'absence de feuilles de graminées entières, permet de classer ce profil d'humus parmi les leptomoders (dysmull) et ceci malgré l'absence d'un horizon H. Cette attribution est justifiée par l'existence d'un horizon Fz bien développé, d'une épaisseur totale supérieure à celle de l'horizon Ah.

6.3.3.4. Humus 244 (mullmoder – dysmull)

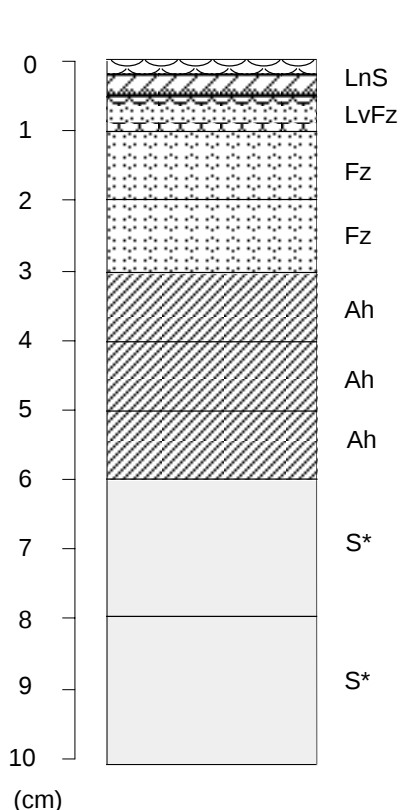


Fig. 6.17a : Humus 244 (mullmoder)
(* horizons organo-minéraux ou minéraux, nomenclature du Référentiel Pédologique)

Le profil d'humus 244 (fig. 6.17a, 6.17b) a été prélevé au milieu d'une vaste clairière correspondant à un pré pâturé mésotrophe, sciacline et acidocline. Le sol, qui n'a pas été décrit sur le lieu de prélèvement, correspond cependant au type NÉOLUVISOL ou BRUNISOL OLIGOTROPHE, modérément acide et hydromorphe en surface. Malgré la position du profil d'humus au sein d'une clairière, on détecte l'ambiance forestière du milieu par la présence de fragments d'aiguilles enfouis de 2 à 4 cm de profondeur et par une proportion élevée de radicelles d'arbres, vivantes et mortes, dans la partie inférieure de l'humus. Une accumulation de déjections holorganiques entre 4 et 6 cm, actuellement reprise par les vers anéciques, témoigne d'un épisode ancien de ralentissement de l'activité biologique. Associée à la présence de fragments d'aiguilles d'épicéa et de bois dégradé entre 3 et 5 cm, elle suggère que le taux de boisement a pu être plus important par le passé à cet endroit.

Même si l'activité actuelle des vers anéciques semble prépondérante, comme le démontrent les structures organo-minérales visibles jusqu'en surface, l'hydromorphie et l'acidité du sol modèrent l'activité biologique et on observe du mycélium dans la partie supérieure du profil.

La litière provient essentiellement des graminées et des bryophytes, avec une participation plus faible de dicotylédones herbacées. L'accumulation de litière se fait sur 2 cm, puis régresse rapidement. Cette caractéristique, liée à la présence d'un horizon Ah mieux développé que dans l'humus 243, oriente l'attribution du profil d'humus 244 vers un mullmoder (dysmull) plutôt que vers un leptomoder. Cette dernière forme d'humus, caractérisée par une épaisseur d'horizons Fz égale ou supérieure à l'épaisseur de l'horizon Ah, correspond morphologiquement à ce que l'on observe dans ce cas. Cependant, la disparition rapide de la litière, l'horizon Ah bien exprimé, ainsi que la présence d'un pré mésotrophe suggèrent que la forme d'humus 244 est en voie d'évolution vers un mullmoder.



Fig. 6.5 : Légende utilisée pour les figures des humus
F: feuillus, R: résineux, H: herbacées, G: graminées, B: bryophytes

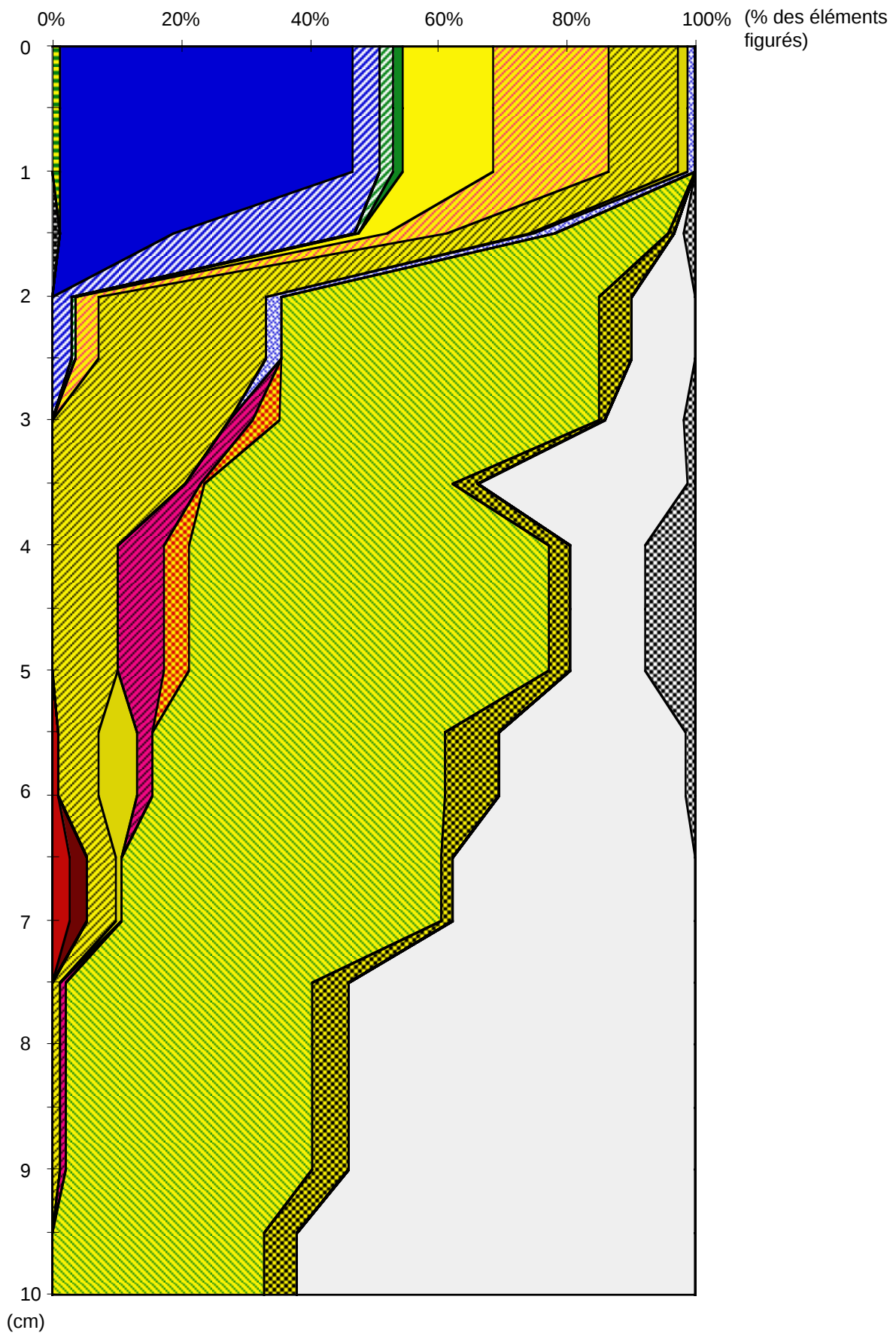


Fig. 6.6b : Humus 741 (mullmoder)

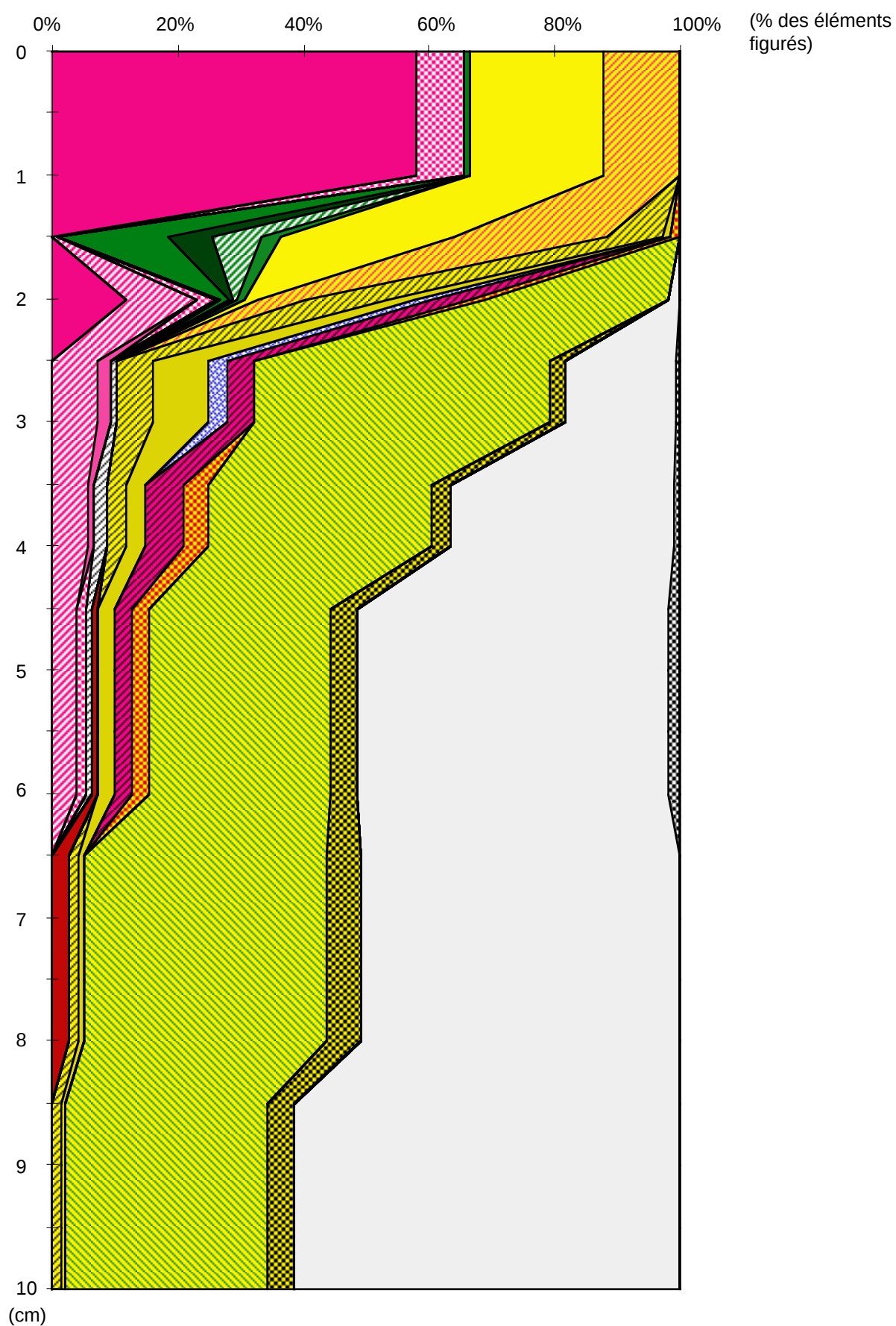


Fig. 6.7b : Humus 742 (mullmoder)

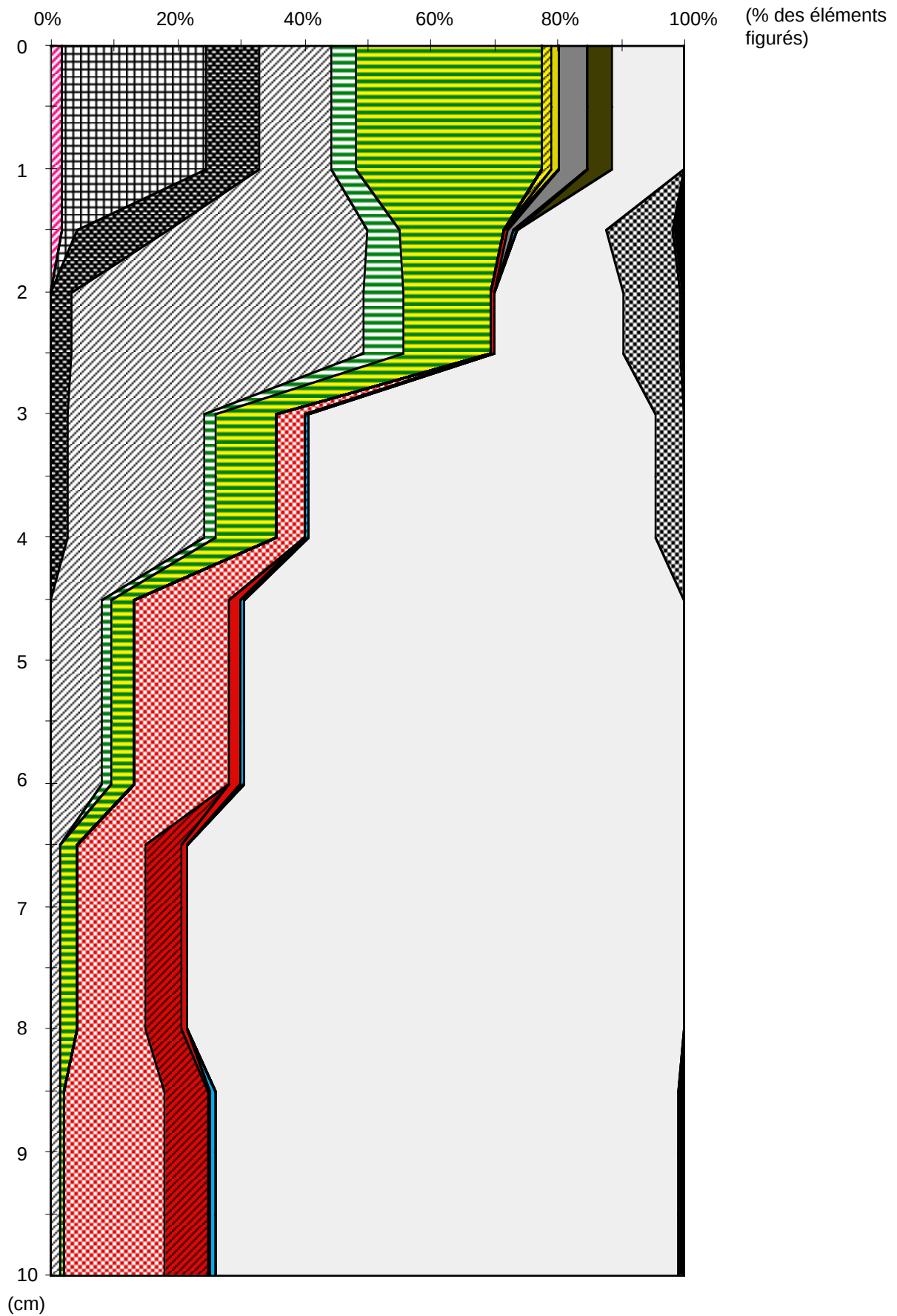


Fig. 6.8b : Humus 743 (mullmoder)

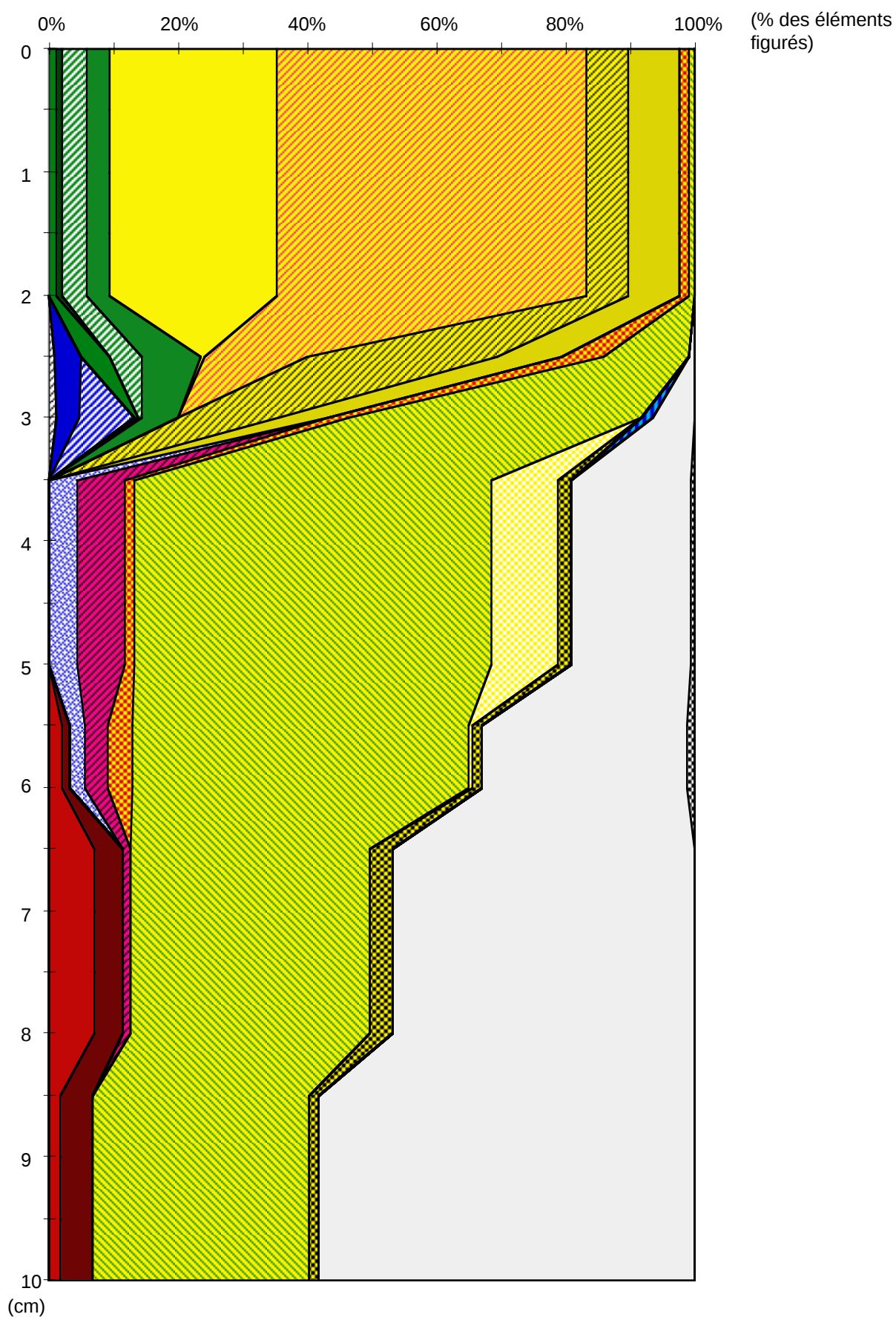


Fig. 6.9b : Humus 744 (rhizomull)

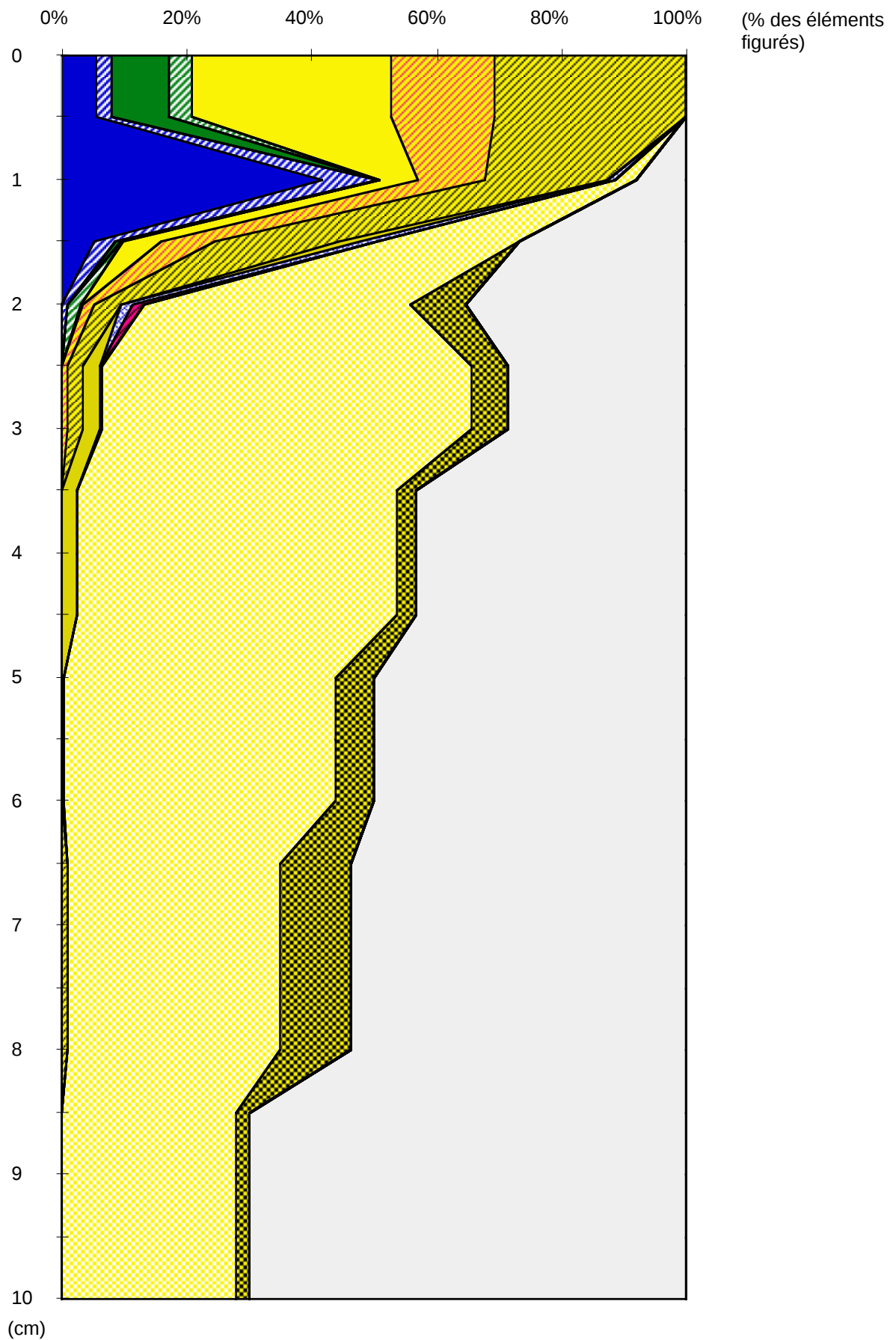


Fig. 6.10b : Humus 211 (rhizomull)

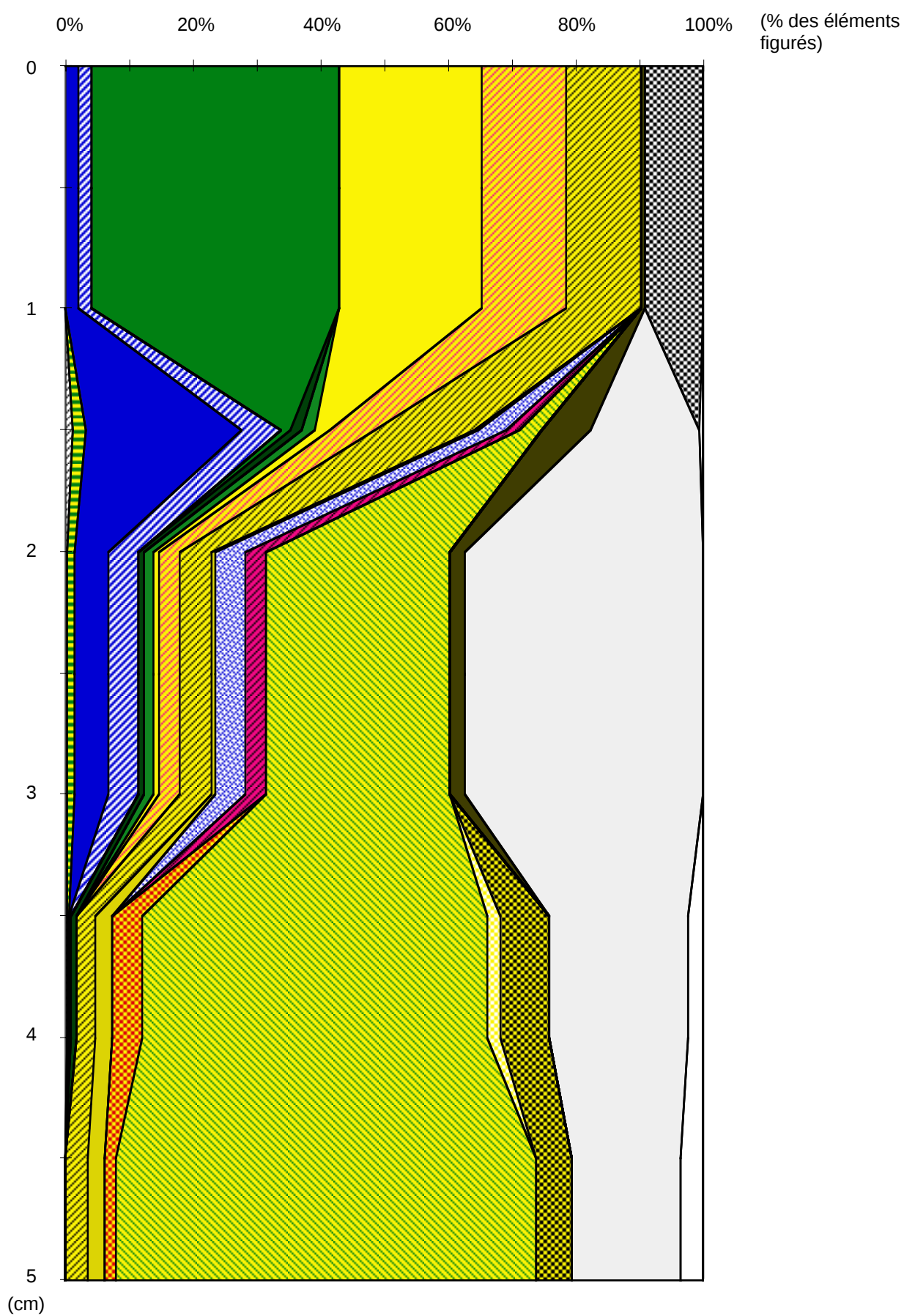


Fig. 6.11b : Humus 212 (leptomoder)

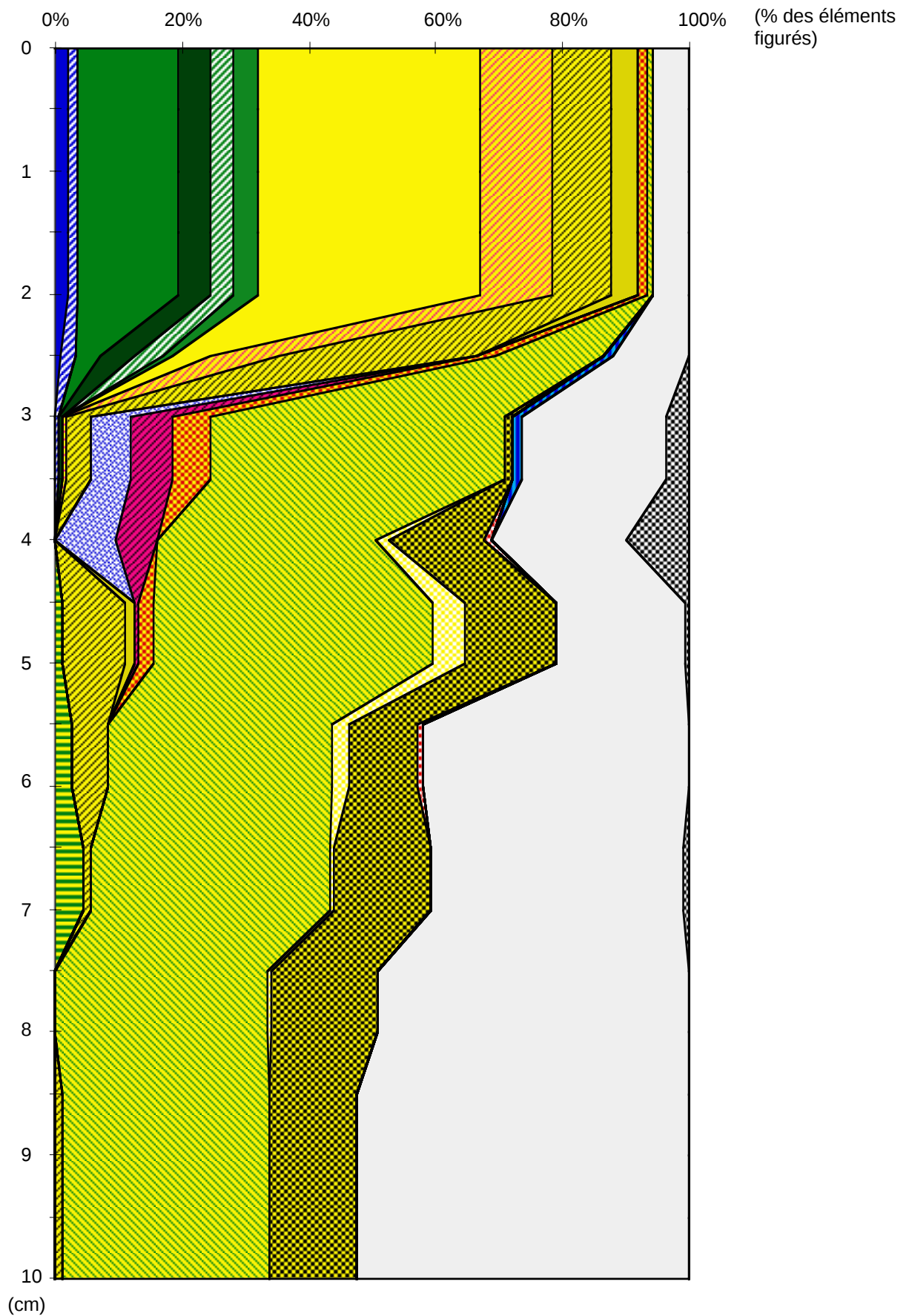


Fig. 6.12b : Humus 213 (rhizomull)

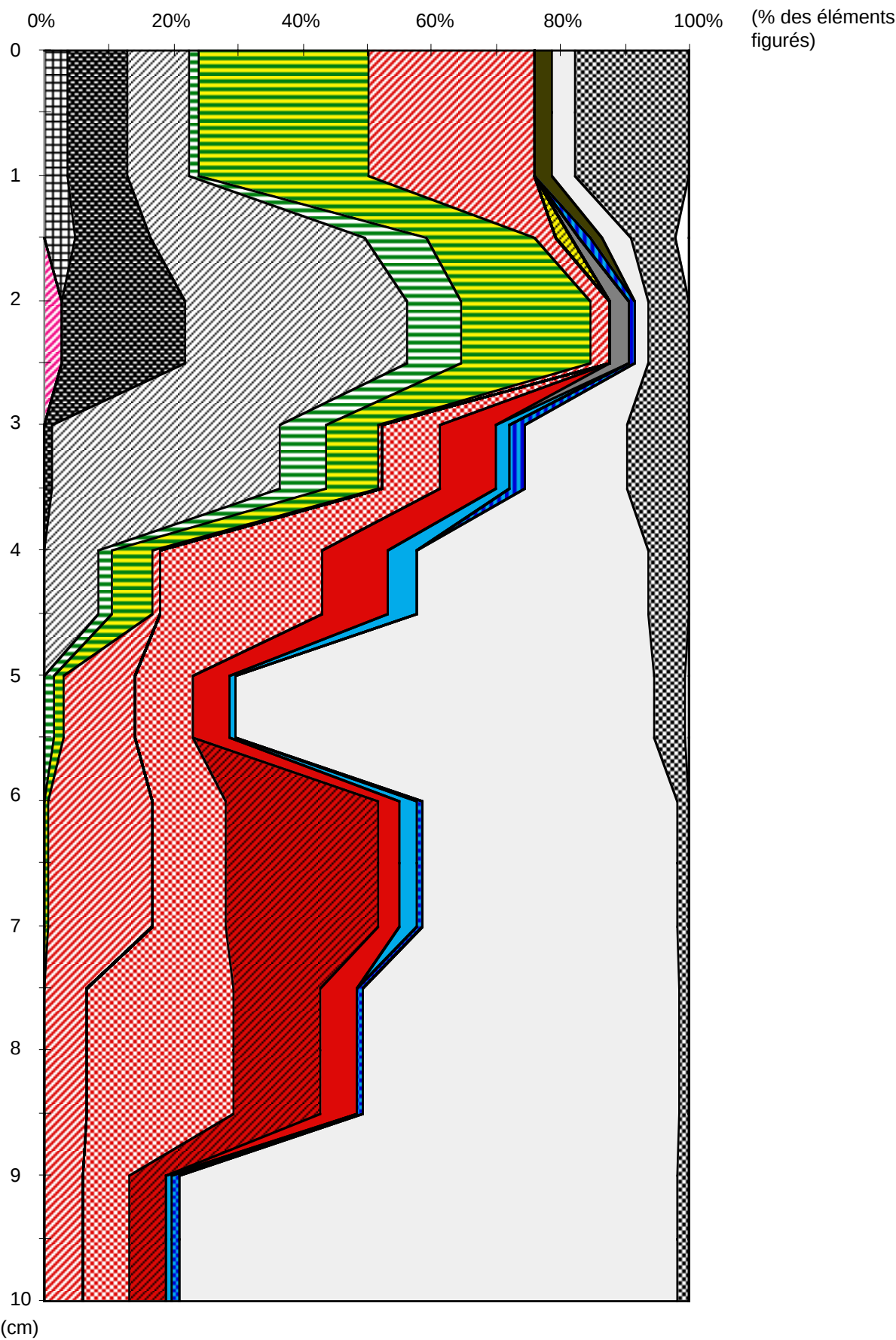


Fig. 6.13b : Humus 214 (mormoder)

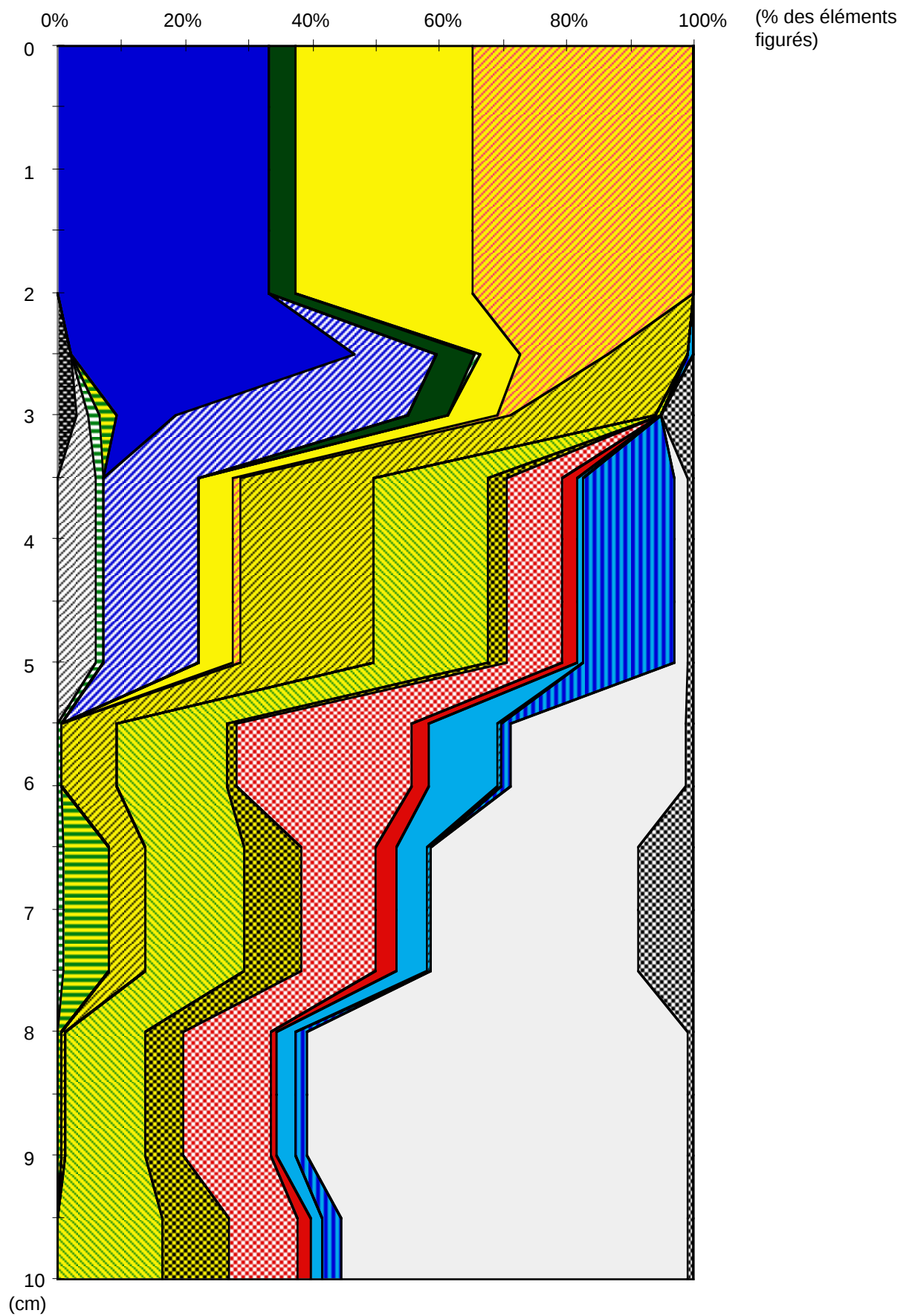


Fig. 6.14b : Humus 241 (hémimor)

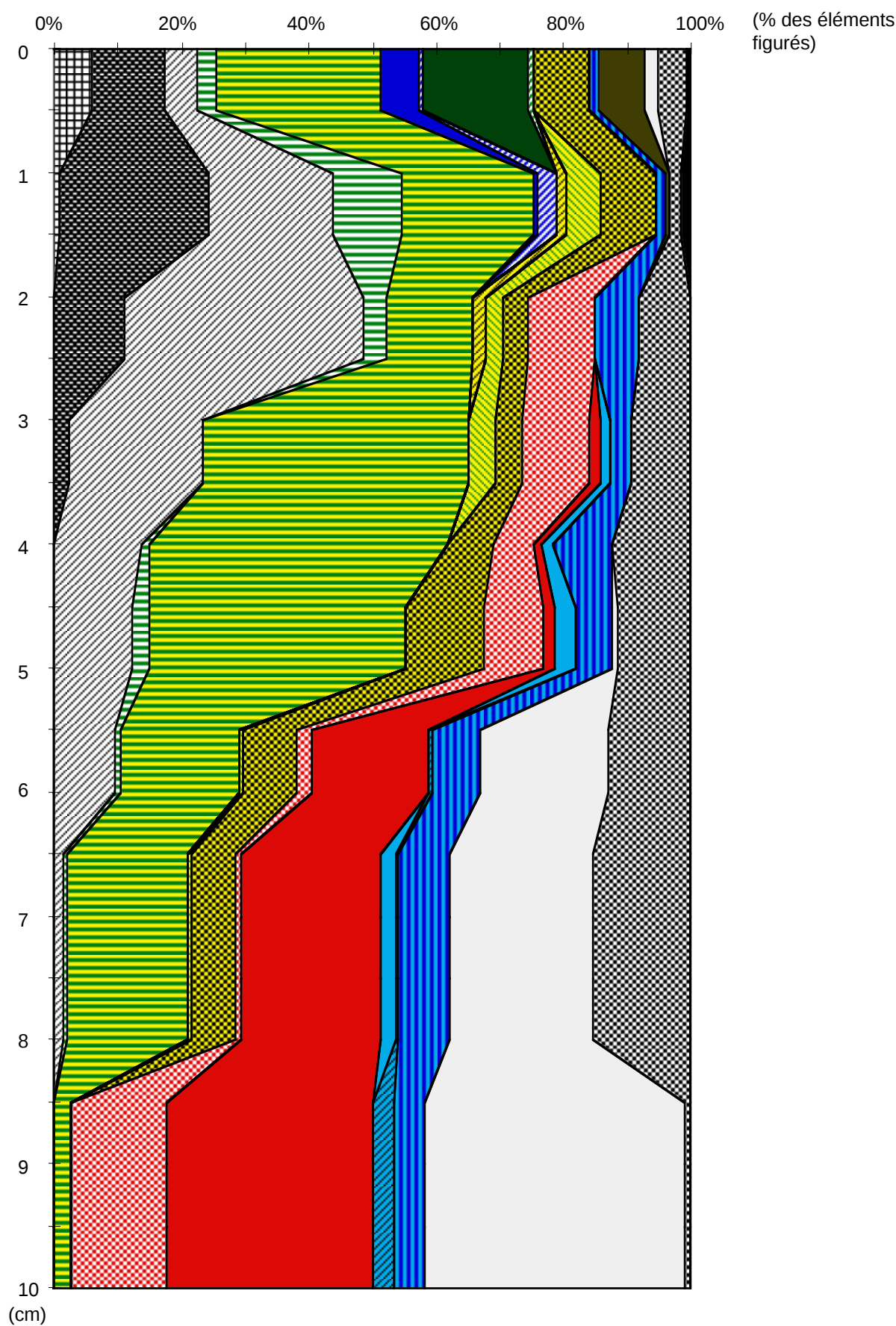


Fig. 6.15b : Humus 242 (mormoder)

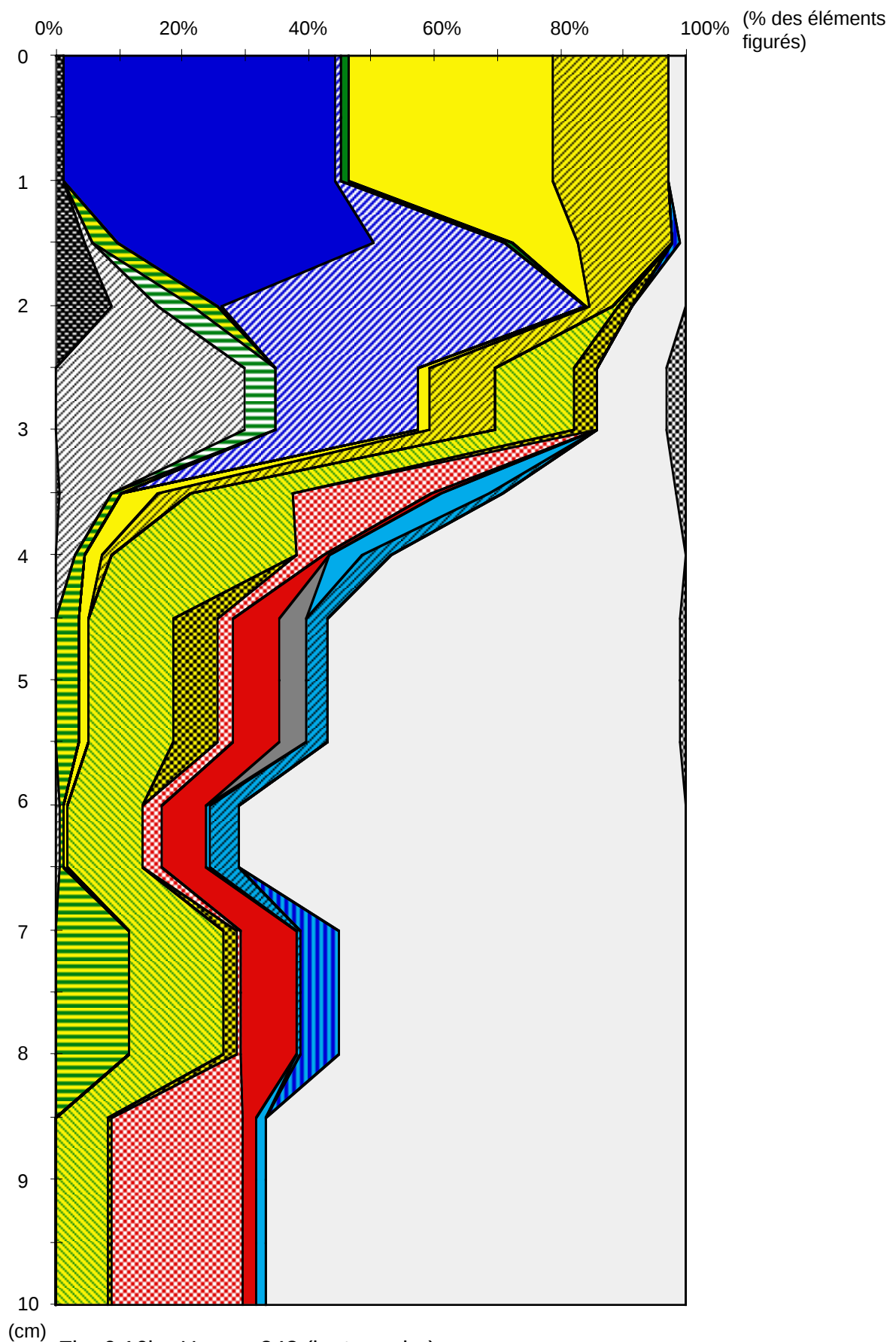


Fig. 6.16b : Humus 243 (leptomoder)



Fig. 6.17b : Humus 244 (mullmoder)

6.4. Discussion

6.4.1. Fonctionnement et évolution des humus de La Sagne

Tous les humus étudiés de la placette de la Sagne se développent sur le même type de sol (BRUNISOL) mais sous des groupements végétaux herbacés différents. Les pH de surface varient entre 5,5 et 7,0. Les trois premiers profils, 741, 742 et 743, correspondent à la même forme d'humus (mullmoder). Ils possèdent, au moins à l'état d'ébauche, un horizon H caractéristique d'une activité biologique réduite. De plus, l'intégration de la litière se fait de manière progressive, des fragments reconnaissables subsistant quasiment dans tout le profil. Ces traits sont spécifiques aux moders mais la proportion considérable des agrégats organo-minéraux indique un passage vers des formes d'humus plus actives.

Dans les humus 741 et 742, la présence bien marquée de cet horizon H vers 3-5 cm, sous une forme désagrégée, indique un changement de fonctionnement, avec une augmentation récente de l'activité biologique. Les vers anéciques reprennent partiellement le matériel fécal holorganique et le redistribuent dans tout le profil, intégré à la matière minérale. Cette évolution correspond à un changement de végétation, le passage s'étant fait d'un milieu forestier, avec dominance de résineux, à un milieu plus ouvert, du type pâturage. Ceci est confirmé par l'humus 743, récolté sous un épicéa où l'on observe une couche de déjections holorganiques encore active, proche de la surface. Mais même cet humus ne peut être qualifié de moder ; le bétail, par le piétinement, perturbe les premières couches et, par ses déjections, élève le pH en surface, rendant le milieu plus attractif pour les vers anéciques. L'utilisation de l'écosystème par l'homme, pour le pâturage, les coupes forestières et l'apport d'engrais, homogénéise ainsi le fonctionnement des humus. A partir de conditions écologiques très différentes au départ (litières de graminées de pâturage, d'un feuillu et d'un épicéa), on assiste à une **convergence du fonctionnement des humus**. Des invariants comme le matériel foliaire ou le matériel racinaire, les déjections organo-minérales ou holorganiques peuvent être reconnus. Leur origine est hétérogène mais le fonctionnement de l'épisolum humifère converge, probablement sous l'effet puissant de l'action anthropique.

Dans le dernier humus, 744, des indices concourent à la validation de l'hypothèse d'une déprise agricole, mise en évidence par l'étude de la composition botanique et les données agronomiques (Gallandat *et al.*, 1995). Cette forme d'humus est active, il s'agit d'un rhizomull. Le passage d'une végétation de pâturage fortement broutée à un groupement de refus, dominé par des graminées hautes, est confirmé par la présence de bryophytes à plus de 3 cm sous les couches Let F. Les mousses se développent préférentiellement dans une végétation basse et, lorsque les herbes hautes s'installent, la litière s'accumule et les mousses régressent. Malgré une litière intacte assez épaisse, l'horizon de fragmentation F est encore peu développé ce qui permet, dans la nomenclature de Green, de classer cette forme d'humus parmi les rhizomulls. Dans le Référentiel Pédologique (Baize et Girard, 1995), une litière épaisse, la présence de l'horizon F et un horizon Ah relativement acide (5,5) sont des critères suffisants pour classer cet humus parmi les dysmulls, mulls à fonctionnement biologique très ralenti.

En conclusion, on perçoit nettement dans les formes d'humus l'évolution de la station de La Sagne où, après une régression du taux de boisement, une phase d'ex-

exploitation plus marquée a pris place. Actuellement, comme la végétation le démontre et comme l'étude des humus le confirme, une déprise agricole s'amorce ; elle est confirmée par un inventaire agronomique de Besson & Wettstein (non publié, fichier Arc-J.Doc dans le CD-Rom, annexe 4) pour les zones marginales du Communal de la Sagne.

6.4.2. Fonctionnement et évolution des humus de Cormoret

Deux humus de la station de Cormoret (211 et 213), récoltés sous le même type de sol (BRUNISOL) et sous le même groupement végétal, correspondent à la même définition selon Green *et al.*, (1993) : ce sont des rhizomulls. La différence d'attribution dans la nomenclature du Référentiel Pédologique (mésomull et oligomull) se justifie par la différence de l'épaisseur de l'horizon L et la présence de l'horizon F, plus développé dans la forme d'humus oligomull.

Malgré la similitude de fonctionnement actuel des humus 211 et 213, on perçoit nettement, en examinant le profil 213, des successions d'horizons antérieurs différentes. Dans ce profil, entre 3 et 4 cm, apparaissent des déjections holoanorganiques, liées à la présence de mycélium au même niveau. Ce sont les signes d'une activité biologique réduite, dominée par les vers épigés. En les mettant en rapport avec la présence d'écorces de résineux, on peut en déduire un épisode forestier ancien, avec accumulation de litière acidifiante. La mise en lumière, par le déboisement, a favorisé un fonctionnement biologique plus actif avec une reprise du matériel existant par les vers anéciques, qui aboutit au mull actuel. L'humus 211 ne présente pas ces discontinuités et, malgré l'existence sporadique d'écorces d'épicéa à deux niveaux, il montre un profil homogène.

Le profil d'humus 212 est un humus de climax stationnel. Il se développe sur une dalle calcaire et sa faible profondeur induit des conditions xériques défavorables à l'installation des décomposeurs. En effet, tant les vers anéciques que les champignons saprophytes sont sensibles à la sécheresse du milieu (Jabiol *et al.*, 1995). Seuls les vers épigés peuvent subsister, probablement de manière saisonnière car ils résistent peu au stress hydrique (Killham, 1994), dans ces conditions écologiques.

Le dernier humus (214) de cette station offre une comparaison intéressante avec le profil d'humus 743 de la station de La Sagne. Dans les deux cas, le prélèvement a été effectué sous un épicéa utilisé comme zone de repos par le bétail. Cependant, alors qu'à La Sagne l'épicéa est un arbre isolé au sein du pâturage, dans la station de Cormoret il fait partie d'un bosquet relativement étendu. Cette différence de situation se manifeste par un fonctionnement biologique plus actif dans le cadre de l'arbre isolé. Les deux formes d'humus, sous l'influence d'une litière difficilement dégradable, se rangent dans le groupe des moders, mais le premier (743) forme un intergrade vers les mulls (mullmoder) alors que le deuxième (214) tend vers les mors (mormoder). Pour comprendre le fonctionnement d'un humus, il est donc nécessaire de tenir compte non seulement de son environnement immédiat, mais également des conditions mésostationnelles.

6.4.3. Fonctionnement et évolution des humus des Breuleux

Aux sein des stations étudiées, celle des Breuleux se présente comme une situation particulière où l'hydromorphie due à une nappe perchée crée des conditions écologiques globalement défavorables pour les vers, tant anéciques qu'épigés.

Le profil d'humus 242, récolté au pied d'un tronc d'épicéa, est le seul à se développer sur un sol qui ne présente aucune trace d'hydromorphie. Il correspond à un mormoder, c'est-à-dire une forme d'humus peu active avec une accumulation épaisse de litière de résineux. Le matériel fécal holorganique, présent dans la totalité du profil, occupe une place importante et, avec la présence de mycélium également réparti dans tout le profil, indique une activité biologique fortement réduite. Comme le sol ne présente pas de traces d'hydromorphie, c'est la végétation qui, par l'intermédiaire de la litière acidifiante, génère des conditions défavorables, qui aboutissant à une forme d'humus intermédiaire entre les moders et les mors.

Le profil 241 représente une forme d'humus qui, par la présence très marquée d'un horizon Fm, se classe parmi les mors (hémimor). Ici, la cause du net ralentissement de l'activité des lombrics est essentiellement l'hydromorphie de surface, et non la litière, comme dans le cas précédent. Il s'avère que ce type de milieu est le plus défavorable au turnover de la matière organique dans la station des Breuleux, malgré une situation en milieu ouvert. Ce résultat inattendu s'explique par l'hydromorphie, un facteur limitant particulièrement fort. En comparaison avec des mors de forêts, celui-ci présente une épaisseur plus faible, mais l'horizon diagnostique Fm est bien développé.

Le profil 243 présente des particularités intéressantes. Situé à la lisière de la couronne d'un arbre, il bénéficie de conditions hydromorphes atténuées par l'effet de pompage des racines de l'arbre (Lemée, 1978 ; Lévy 1990), et les aiguilles d'épicéa ne représentent qu'une petite partie de la litière. Grâce à la conjonction de ces facteurs, on observe une activité lombricienne notable avec des agrégats organo-minéraux présents jusqu'en surface. Cette situation d'écotone s'avère particulièrement favorable à l'activité biologique probablement activée par les apports des pluviollessivats (Douard, 1994).

Le dernier profil de cette station (244) correspond à la forme d'humus la plus active, intergrade entre les mulls et les moders. Malgré des conditions hydromorphes, on observe un mullmoder dont la pédofaune bénéficie d'un milieu mésotrophe grâce aux apports d'engrais d'origine anthropique. L'élévation du pH du sol semble donc être un facteur suffisamment efficace pour contrecarrer les effets défavorables et saisonniers de l'hydromorphie.

Les épisolums humifères de la station des Breuleux forment ainsi une mosaïque hétérogène. Même les deux profils de milieux ouverts (241 et 244) ont un fonctionnement dissemblable. Actuellement, ce milieu est relativement stable. Les anciennes perturbations (déboisement) ont été intégrées et le fonctionnement des épisolums humifères reflète les conditions actuelles, même si leur morphologie garde les traces du fonctionnement passé.

6.4.4. L'apport de l'étude des humus à la caractérisation des stations

La capacité d'intégration des facteurs environnementaux par l'épisolum humifère en fait un objet de choix dans la caractérisation d'un écosystème. Brun (1978) estime que la connaissance des formes d'humus permet de juger l'état d'équilibre d'une station. Pour évaluer le degré de fertilité de 36 placettes d'une hêtraie, Sioen *et al.* (1993) ont utilisé trois méthodes basées sur la valeur indicatrice de la végétation herbacée, sur quelques caractéristiques chimiques du sol et sur la morphologie des humus. Selon ces auteurs, la classification la plus fiable repose sur la dernière méthode citée, associée aux caractéristiques du sol. Ces travaux ont été menés dans

des milieux peu ou pas anthropisés.

L'étude des formes d'humus dans le milieu semi-naturel, fortement anthropisé, qu'est le pâturage boisé soulève des aspects intéressants. Alors que les auteurs cités plus haut, ainsi que Toutain (1974), ont mis en évidence la variation des formes d'humus dans des formations végétales relativement homogènes, on observe dans la station de la Sagne une convergence des formes d'humus malgré une mosaïque de milieux ouverts et fermés. Le facteur anthropique prend ici une importance primordiale : il impose un fonctionnement homogène aux humus de cette station malgré une composition des macrorestes (héritée de la litière) hétérogène. L'organisation en mosaïque du milieu, forêt et pâturage, n'est probablement pas étrangère à cette homogénéisation. Bernier et Ponge (1994), qui ont travaillé dans des pessières d'altitude, pensent que cette structure est plus favorable à une recolonisation du milieu par la pédofaune qu'une structure équiennne. Ainsi, dans un pâturage boisé, le "pool" des décomposeurs est toujours présent dans les parties ouvertes et les migrations ne s'effectuent que sur une courte distance. Un processus analogue peut se dérouler dans des zones humides ; en été, lors de l'abaissement de la nappe, les organismes décomposeurs provenant d'hydromulls colonisent les anmoors voisins et permettent une minéralisation temporaire de la matière organique (Gobat, comm. pers., d'après Lousteau).

La station de la Sagne illustre également l'aspect temporel du fonctionnement des humus. Il existe un lien très fort entre la morphologie de l'humus d'une part, la composition et la productivité de la végétation d'autre part. Le temps de réaction du fonctionnement de l'humus est rapide (Babel, 1971 ; Havlicek *et al.*, 1998). La présence sporadique de bryophytes sous un couvert de groupement herbacé de refus indique un changement très récent dans l'affectation du pâturage. Il est cependant déjà marqué dans le profil d'humus par la régression des mousses.

La compréhension globale de la dynamique d'un écosystème par le biais de l'étude des formes d'humus est illustrée dans la station des Breuleux. Sur un transect épicéa-couronne d'épicéa-pâturage (fig. 6.4), la forme d'humus la plus active est observée sous la périphérie de la couronne de l'arbre et non en milieu ouvert comme on aurait pu s'y attendre. Cela peut être expliqué par la conjonction de quatre causes :

- l'hydromorphie du milieu ouvert, accentuée par le piétinement du bétail, est un facteur limitant de l'activité des vers anéciques ;
- le pompage hydrique par le système racinaire de l'épicéa assure une meilleure oxygénation du sol dans le périmètre de l'arbre ;
- sous la couronne de l'arbre, la litière provient de graminées et non seulement des aiguilles de l'épicéa ;
- elle bénéficie d'apports des pluviollessivats., la structure architecturale des épicéas étant particulièrement favorable à l'écoulement périphérique (Gobat *et al.*, 1998 ; Otto, 1998).

Cette situation d'écotone assure une diversité maximale tant dans l'apport de la litière, de l'activité des microorganismes que dans le fonctionnement de l'humus.

6.4.5. La mémoire d'un profil d'humus

Malgré son temps de réaction rapide, un profil d'humus peut conserver en son sein une partie de la litière, sous forme d'éléments figurés, dont la végétation d'origine n'est plus présente. Ce sont essentiellement des éléments rémanents, comme les

écorces d'arbres, des écailles de cône ou des brindilles. Ils contiennent des composés comme la lignine ou la subérine (également présente dans les racines fines des arbres) qui sont difficiles à dégrader par les décomposeurs (Aber & Melillo, 1991). De plus, ces auteurs indiquent que le bois se dégrade plus lentement que ne le laisserait supposer la composition chimique des molécules carbonées, car il contient également des inhibiteurs chimiques. Les bois morts peuvent subsister dans le profil de l'humus pendant plusieurs décennies (Bernier, 1995). L'accumulation en profondeur d'éléments reliques a été observée dans les trois stations étudiées. Il s'agit surtout d'écorces et d'écailles de cônes enfouis dans un profil d'humus de pâturage. Ils démontrent la présence passée à ces endroits, ou à proximité immédiate, d'éléments forestiers. L'inverse, c'est-à-dire des reliques d'une litière de pâturage sous un couvert actuel forestier, n'a pas été observé, et ne peut l'être car les restes ici sont facilement dégradables. Si l'on peut considérer la répartition des pâturages boisés comme stable au niveau paysager, leur structure à grande échelle se révèle très variable, particulièrement dans les formations avec des arbres solitaires ou en petits bosquets.

Les données acquises durant ce travail confirment les observations de Zachariae (1965), de Bal (1970) et plus récemment celles de Bernier (1995, 1996), pour lesquels un profil d'humus est une véritable mémoire de l'écosystème, car non seulement il retrace dans sa séquence verticale une séquence temporelle végétale mais il conserve également les traces d'une activité ancienne de la faune et de la microflore.

6.4.6. Une approche par niveaux hiérarchiques

Un profil d'humus, comme cela a été déjà évoqué, intègre les conditions de son milieu : le climat, la végétation et le sol, lui-même dépendant de la roche-mère (Toutain, 1981). Comme celle du sol, sa complexité provient de l'interférence de quatre grandes sources d'hétérogénéité de natures énergétique, spatiale, temporelle et fonctionnelle (Lavelle, 1987). Il est ainsi nécessaire de maîtriser les niveaux hiérarchiques de ces différentes sources pour comprendre l'objet observé (O'Neill *et al.*, 1986). Deux profils d'humus (214 et 743) provenant des stations de la Sagne et de Cormoret illustrent cette démarche. L'environnement immédiat des profils d'humus est identique. Ils se situent tous les deux sous un épicéa utilisé comme reposoir par le bétail. Leur position spatiale à l'échelle du mètre est identique, mais, à l'échelle du décamètre, l'un des deux est sous un épicéa faisant partie d'un bosquet relativement étendu alors que l'autre se trouve sous un épicéa isolé. L'énergie lumineuse diffère fortement et la position isolée de l'épicéa au milieu du pâturage permet une migration plus active des animaux fouisseurs. Seule l'intégration des données à plusieurs niveaux d'observation permet ici d'expliquer le fonctionnement biologique plus actif du profil d'humus sous l'épicéa isolé.

Une approche hiérarchisée est d'autant plus importante dans les systèmes sylvo-pastoraux qu'ils forment de fait une mosaïque d'écotones. Caractérisés par une grande diversité biologique ils satisfont aux besoins de nombreux organismes (Holland & Risser, 1991). Les caractéristiques du milieu sont dépendantes de l'échelle d'observation (Gosz, 1991) et l'épisolum humifère, à la fois par son temps de réaction rapide et sa capacité de conservation, est un niveau intégrateur privilégié du fonctionnement des écotones.

6.5. Conclusion

L'étude des formes d'humus représente un niveau d'approche fine des écosystèmes. Elle semble particulièrement pertinente dans le cas des écosystèmes semi-naturels que sont les pâturages boisés. Au contraire des écosystèmes forestiers stables, dont ils sont issus, les écosystèmes sylvo-pastoraux sont soumis à des modifications plus ou moins rapides selon le degré d'intensité des interventions humaines. Cependant, ils possèdent également une certaine stabilité si l'on définit un système stable comme pouvant intégrer des changements dans le temps tout en restant dans des limites définies (Botkin & Sobel, 1975, in O'Neill *et al.*, 1986).

Ces changements peuvent être souvent perçus en étudiant la végétation. A la suite d'une modification du milieu, un groupement végétal est remplacé par un autre et, pendant un laps de temps qui varie entre une saison et un siècle selon qu'il s'agit d'une synusie herbacée ou d'une synusie arborescente, on peut observer en un même endroit des éléments végétaux appartenant à deux stades dynamiques. Mais il est difficile, voire impossible dans certains cas, de distinguer ce qui revient à une succession temporelle ou à une zonation spatiale. Par sa structure cumulative, un profil d'humus intègre et conserve, pendant un certain temps qui dépend de son fonctionnement biologique, les modifications intervenues sur le site de son emplacement.

Un des objectifs de cette étude est la compréhension de la dynamique de l'écosystème sylvo-pastoral par le biais de l'étude des formes d'humus. Dans le cas de la station de la Sagne, l'uniformité des formes d'humus, malgré une hétérogénéité des lieux de prélèvements, indique une tendance vers l'abandon du pâturage, donc une uniformisation du milieu. Sans interventions humaines (défrichement, pâture), ce milieu est potentiellement susceptible d'évoluer rapidement vers la forêt. Cette évolution peut certes être également perçue par l'étude de la végétation, mais il s'agit dans ce cas d'une induction que l'étude des humus permet de confirmer. Au contraire de celle de la Sagne, la station des Breuleux comporte des formes d'humus aux fonctionnements biologiques très différents. Si cet écosystème est aussi très hétérogène, avec une coexistence de milieux ouverts et fermés, il évoque un environnement temporellement plus stable. Les facteurs édaphiques semblent responsables de cet état de fait, essentiellement par le biais de l'hydromorphie, accentuée par le piétinement du bétail.

Les formes d'humus s'avèrent également être de bons témoins des évolutions anciennes. De nombreux profils d'humus conservent, malgré une activité biologique relativement élevée, des restes d'origine forestière alors qu'il se trouvent en milieu de pâturage. Ces témoins peuvent prendre la forme de fragments végétaux ou celle des produits de l'activité des organismes décomposeurs. Une compréhension plus fine des processus dynamiques pourrait être acquise par une étude des déjections animales au microscope ou une caractérisation chimique. Chacune des catégories de matière organique pourrait être datée séparément pour permettre la différenciation des anciennes déjections stabilisées par rapport aux déjections plus récentes.

L'étude des humus soulève aussi la question du niveau d'approche. Si l'on peut caractériser chimiquement la matière organique d'une forme d'humus, qualifier et quantifier les organismes décomposeurs, décrire l'organisation des couches, il est cependant nécessaire de maîtriser les niveaux hiérarchiques supérieurs (climat, conditions stationnelles, etc.) pour comprendre son fonctionnement.

Dans la plupart des études d'écosystèmes, il est impossible d'en percevoir toute la complexité. Les éléments qui y interviennent, avec toutes leurs relations, sont trop

nombreux pour pouvoir être appréhendés dans leur globalité. Il est nécessaire de construire un modèle mental simplifié, mais qui rende compte de la réalité. La détermination des facteurs-clé est primordiale. Les humus sont un de ces facteurs-clés qui ne doit pas être négligé. L'expérimentation, qui forme la base de nombreuses sciences, dites exactes, n'est pas réalisable non plus dans un tel contexte. On peut toutefois pallier ce manque en envisageant une étude suivie dans le temps et une modélisation. La mise en œuvre de placettes permanentes permettrait de confirmer (ou d'infirmer) les hypothèses évolutives avancées.

Finalement, les épisolums humifères sont un élément précieux dans l'étude d'un écosystème, particulièrement si celui-ci présente une structure hétérogène hiérarchisée, car ils en constituent une charnière temporelle et spatiale essentielle.

Chapitre 7 Conclusion

Résumé

L'intégration de différents niveaux hiérarchiques et scalaires (dépôts allochtones, sols, végétation et formes d'humus) dans un milieu en équilibre dynamique aboutit à une nouvelle vision fonctionnelle des pâturages boisés. La situation écotonale de ces derniers en fait un excellent modèle pour une approche systémique. De plus, toute théorie écologique se doit de reposer sur des approches locales.

Les données lithologiques expliquent une part importante de la variabilité spatiale, à une large échelle. Plus localement, l'homme intervient et définit des variations du milieu à plus petite échelle et dans ce sens, il doit être considéré comme un facteur environnemental.

L'étude des BRUNISOLS permet de battre en brèche l'idée, généralement acceptée, qu'ils sont toujours des sols jeunes, en voie d'évolution. Une modélisation qualitative simple démontre qu'il est possible de prévoir, à partir des conditions initiales et avec un nombre de facteurs limités, l'évolution d'une couverture pédologique vers une situation en équilibre.

La variabilité temporelle est approchée par les temps d'évolution relativement courts des épisolums humifères et, en même temps, leur capacité à conserver des témoins de fonctionnements passés.

Mais ce n'est que l'intégration des différents compartiments de l'écosystème qui aboutit à la compréhension du fonctionnement de l'écosystème sylvo-pastoral.



7.1. Le pâturage boisé, un modèle pour l'approche hiérarchique et scalaire en écologie

Les conclusions qui se trouvent dans les articles annexés font partie intégrante de cette synthèse.

7.1.1. Ecosystème «pâturage boisé»

Les écosystèmes sylvo-pastoraux sont répandus dans le monde entier. C'est un milieu complexe maintenu dans un équilibre dynamique par le biais d'une exploitation mixte **sylvicole** et **pastorale**. L'évolution naturelle de ce paysage vers un milieu forestier climacique est contrecarrée par une utilisation pastorale plus ou moins extensive et par une gestion sylvicole. Décrire la complexité de la structure de cet écosystème doit se faire en termes de hiérarchies, tant spatiales que temporelles, afin de pouvoir intégrer les résultats obtenus à des échelles différentes.

L'organisation des écosystèmes en niveaux hiérarchiques nécessite une approche qui prenne en compte les différentes échelles spatiales et temporelles (O'Neill *et al.*, 1986 ; Lavelle, 1987). La forte hétérogénéité spatiale des pâturages boisés (paysage en mosaïque) et les différents temps d'évolution de ses composantes (arbres, herbages, sols, humus) rendent cette approche indispensable pour la compréhension de sa dynamique. La théorie hiérarchique prédit qu'il n'y a pas de *continuum* dans les échelles d'organisation mais que cette dernière est constituée d'éléments distincts (Burel, in Auger *et al.*, 1992). Dans l'espace, il n'existe pas un niveau spatio-temporel universel ; on ne peut le reconnaître *qu'a posteriori*, en fonction du processus écologique étudié. Identifier les variables qui caractérisent un système à une échelle donnée est une priorité en pédologie et le pas de temps des phénomènes conditionne les niveaux d'étude (Fournier & Cheverry, in Auger *et al.*, 1992).

La hiérarchisation des compartiments de l'écosystème, telle qu'elle a été définie dès le début de l'étude (fig. 1.1), correspond également à une hiérarchie temporelle. Nous avons démontré que le fonctionnement des épisolums humifères est régi par les changements de l'environnement végétal qui dépend du mode d'utilisation sylvicole et pastorale et qui peut être rapidement modifié. Les humus représentent ainsi non seulement une interface spatiale, mais aussi temporelle, entre le sol et la végétation. En l'espace de quelques années, ils intègrent morphologiquement et fonctionnellement les variations de l'écosystème, et plus particulièrement l'évolution de la strate herbacée.

Les processus de pédogenèse, tels que la décarbonatation, la brunification ou le lessivage des argiles, se déroulent dans un laps de temps que l'on va appréhender en terme de centaines ou de milliers d'années . Ils impliquent la différenciation des horizons d'altération au sens large du terme (y compris les horizons éluviaux et illuviaux) et sont révélés de manière synthétique par la typologie des sols. Ce niveau d'approche temporelle peut être mis en relation avec la dynamique de la strate arborescente qui initie, par son système racinaire profond, l'altération des horizons minéraux.

Enfin, une vision paysagère permet d'appréhender la distribution des dépôts éoliens, événement relié à la perception des époques géologiques. Le Quaternaire, avec ses glaciations répétées, a permis une mobilisation accrue des sédiments : l'absence de végétation et des vents plus violents ont généré des zones-sources et rendu possible des déplacements sur des distances considérables. A ce niveau, le hiatus

entre le temps et l'espace devient trop important pour constituer une priorité dans la perception temporelle. Nous avons donc considéré la présence du loess comme un facteur de pédogenèse au même titre que la roche en place. Cependant, et cet aspect n'a pas été abordé durant cette étude, les sols loessiques sont facilement érodables (Mosimann *et al.*, 1991) et des remaniements post-dépositionnels les ont certainement affectés. A la faveur des défrichements, qui sont une composante par essence des pâturages boisés, une partie des sols étudiés présentent des témoins d'érosion modérée. On retrouve fréquemment des charbons de bois enfouis à des profondeurs variant entre quelques centimètres et deux ou trois décimètres. Toutefois, ils ne correspondent à aucune limite pédologique, ni morphologique, ni fonctionnelle, et il n'en a pas été tenu compte.

La situation d'écotone des systèmes sylvo-pastoraux implique une grande biodiversité (Gosz, 1991 ; Lachavanne & Juge, 1996), d'autant plus que l'homme en est partiellement responsable (Correll, 1991). A l'échelle de la phytocénose, le système d'exploitation pastorale va déterminer son évolution, alors qu'à l'échelle d'un épisolum humifère d'autres facteurs écologiques interviennent : la fragmentation du boisé, le pool des organismes décomposeurs, la vitesse de décomposition des restes végétaux, etc. (Baudry, in Auger *et al.*, 1992). La notion même d'écotone recouvre deux concepts ; la zone de transition entre deux écosystèmes à l'échelle du paysage d'une part, le stress dû aux conditions de limites du spectre de tolérance des espèces ou des populations d'autre part (Lachavanne & Juge, 1996). Les deux notions se superposent dans les pâturages boisés qui peuvent être définis comme un assemblage de situations écotonales. Les limites spatiales des écotones sont souvent difficiles à déterminer (Pieczynska & Zalewski, 1996), particulièrement dans ce milieu très fragmenté. L'approche hiérarchique des pâturages boisés a permis sérier la problématique ce milieu hétérogène, mais une compréhension finale n'a été rendue possible que par une vision systémique, explicitant les relations entre les différents compartiments de l'écosystème sylvo-pastoral (fig. 7.1).

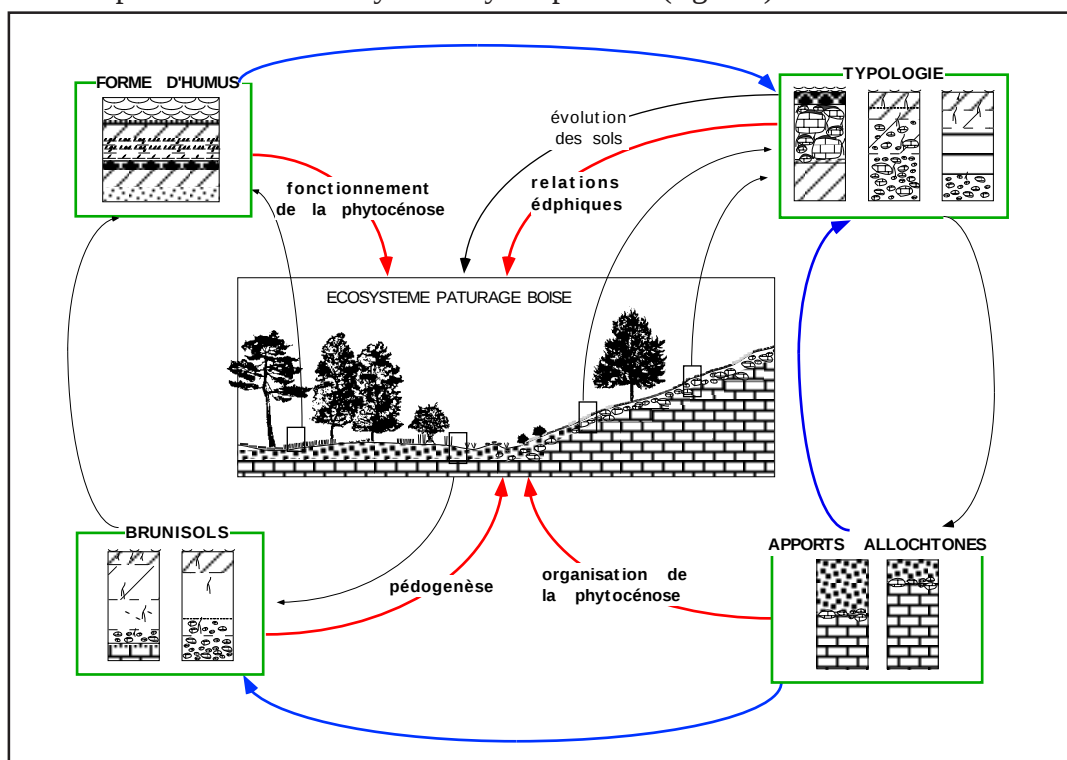


Fig. 7.1. : Intégration des niveaux de recherche pour une compréhension globale de l'écosystème sylvo-pastoral.

7.1.2. Les sols des pâturages boisés

Le massif jurassien possède une palette étendue de types de sol. L'occurrence marquée des BRUNISOLS et des NÉOLUVISOLS dans le domaine sylvo-pastoral révèle l'étendue des connaissances empiriques des premiers colons qui ont défriché le Jura. L'évolution des pratiques culturelles complique encore la mosaïque des sols, surtout dans le pâturage boisé, qui correspond à des régions de défrichement assez tardif (Boichard, 1986). La présence des limons éoliens est une donnée capitale pour la compréhension des pédogenèses jurassiennes et permet de comprendre la constatation de Boulaine (1972) sur «*la rareté des sols réellement calcaires*». On pourrait aller jusqu'à dire que les uniques sols fertiles du Jura sont des sols «alpins». Les conséquences heuristiques sont importantes, tant pour la genèse que pour le fonctionnement des sols. La nomenclature est un corollaire inévitable de toute recherche et synthétise les observations. Ainsi, par exemple, l'horizon des BRUNISOLS qui se trouve juste au-dessus du substratum calcaire, doit être nommé SIIC plutôt que IIC lorsque l'on cherche à définir son rôle dans le fonctionnement du sol. Ce changement, en apparence anodin, permet l'expression exacte des hypothèses évolutives.

La découverte d'un processus similaire sur les massifs du Vercors et d'une partie des Dolomites permet de s'abstraire d'un contexte purement régional et ouvre la voie à de nouvelles recherches. Baudry (in Auger *et al.* 1992) estime que l'insuffisance des approches locales est un obstacle à l'objectif principal de l'écologie : *«élucider les causes des variations des peuplements et de leur diversité spécifique dans l'espace et dans le temps»*. Une recherche locale reflète, en fait, une règle générale que l'on devra confirmer ailleurs. Le travail de Lindeman (1942) sur un petit lac de tourbière, qui pose les bases de l'écologie fonctionnelle quantitative, en est un exemple célèbre.

Les sols bruns sont largement répandus en Europe tempérée. On les retrouve également sur une partie du continent asiatique ou dans les zones montagneuses de l'Amérique du Sud (Brady & Weil, 1999). Sur le continent nord-américain, les BRUNISOLS OLIGOSATURÉS (dystrochrepts) sont fréquents dans les états humides de l'Est et du Sud (Soil Taxonomy, 1998). Ils se développent majoritairement sur des dépôts holocènes ou sur les pentes. La caractéristique majeure des sols bruns est en fait une « non-caractéristique » ! Pratiquement toutes les classifications (Soil Taxonomy, FAO, Classification canadienne des sols, CPCS, Bodensystematik der Bundesrepublik Deutschland) définissent l'horizon diagnostique de ces sols par l'**absence** de caractères spécifiques de pédogenèses plus marquées (lessivage, accumulation de matière organique, etc.). Les sols bruns sont considérés comme résultant d'une altération incomplète des minéraux primaires, donc comme des sols relativement jeunes. En cela, comme le notent Paton *et al.* (1995), ils permettent de comprendre les processus pédogénétiques initiaux qui sont masqués ou inexistantes dans les vieux sols.

Les résultats obtenus lors de notre étude permettent de battre en brèche une partie des affirmations concernant le degré d'altération incomplet des sols bruns. L'analyse des formes du fer démontre que les BRUNISOLS jurassiens développés sur loess ont subi une altération marquée des minéraux primaires et que, malgré cela, ils gardent leur horizon diagnostique S. Ils n'ont pas été soumis au lessivage alors que le temps nécessaire pour mettre en place ce processus est amplement atteint depuis le Tardiglaciaire. La présence de NÉOLUVISOLS, voire de LUVISOLS, dans la zone prospectée justifie cette assertion.

L'intégration du cycle biologique dans la réflexion est un pas décisif dans la compréhension de la pédogenèse. Le rôle des organismes vivants (végétation et pédofaune) est très fréquemment évoqué ; les lombrics sont considérés comme les « rois du sol », la qualité de la litière oriente l'évolution des horizons de surface. Innombrables sont les travaux consacrés à l'étude de détail des différents organismes, leur quantité et leurs qualités. Curieusement, dans le domaine jurassien, la vision systémique, qui permet l'unification du biologique et du minéral, manque jusqu'à présent. En France, Toutain (1974) met en lumière la convergence des sols bruns par l'effet de l'humification sous forêt tempérée climacique, à partir de matériel parental de composition différente. Une démarche similaire, intégrant le rôle des végétaux – plus particulièrement des arbres – dans une optique d'évolution des sols, nous a permis de postuler que les BRUNISOLS du Jura ont atteint un stade d'équilibre : leur âge « temporel » ne correspond pas à leur âge « évolutif ». Le rôle de la pédofaune n'a pas été abordé, mais il est indéniable qu'il est également très important.

Le passage d'une vision linéaire, hiérarchisée, chère aux esprits cartésiens, à une démarche systémique incite à remettre en cause les séries évolutives pour les remplacer par la notion d'attracteur. En effet, nous avons identifié plusieurs facteurs intégrateurs qui régissent l'évolution des sols. L'accès au calcium, dépendant de la nature de la roche et de l'épaisseur du dépôt éolien, est primordial. Il détermine la pédogenèse en l'orientant dans la voie calcique ou acide et finalement, cette évolution aboutit à un nombre restreint de types de sol (fig. 5.29). Les « sols-attracteurs » sont en équilibre avec les conditions actuelles du milieu et ne peuvent évoluer d'un type de sol vers un autre, du moins pas à une échelle de temps de quelques dizaines de millénaires d'année. Nous avons testé la validité de cette hypothèse par une modélisation qualitative assez simple (fig. 7.2. a et b) et l'on constate que le système atteint son équilibre au bout de 5'000 ans environ, ce qui correspond effectivement à la durée de formation des horizons d'altération S et de lessivage BT.

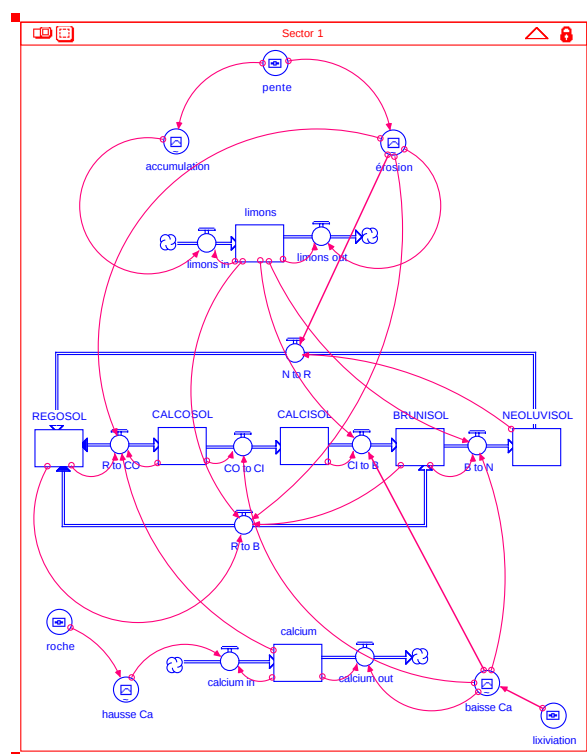


Fig. 7.2a. : Modèle qualitatif simple permettant de simuler la pédogenèse avec un nombre de facteurs limité.

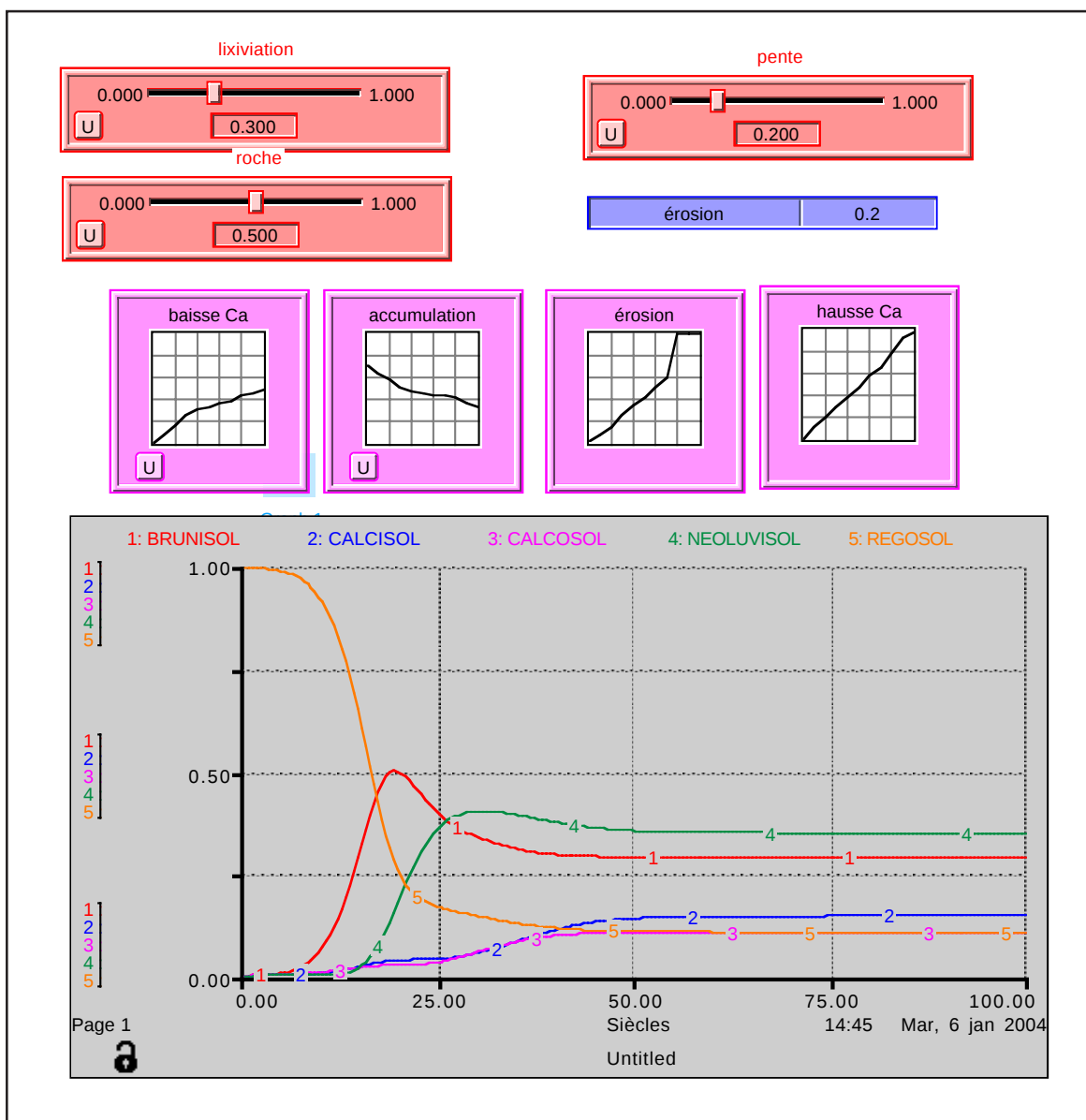


Fig. 7.2b. : L'évolution des sols converge vers les sols-attracteurs et atteint son équilibre après environ 5'000 ans.

7.2. Les relations entre les sols et la végétation

Voir les réflexions et les conclusions de l'article «Réflexions sur les relations sol-végétation : trois exemples du Jura sur matériel allochtone». Havlicek, Gobat & Gillet (1998), *Ecologie* 29 (4).

7.3. L'humus : entre sol et végétation

7.3.1. Un sol, plusieurs groupements végétaux, plusieurs formes d'humus

Voir les réflexions et les conclusions de l'article «Les formes d'humus, révélatrices du fonctionnement de l'écosystème : un exemple des pâturages boisés du Jura suisse». Havlicek & Gobat (1998), *Ecologie* 29 (1-2).

7.3.2. Un sol, plusieurs groupements végétaux, une forme d'humus

Les formes d'humus étudiées sur la placette de la Sagne (§ 6.4.1), conditionnées par des litières de nature différente (graminées de pâturage, feuillu, épicéa), présentent une convergence de fonctionnement.

Cette convergence de fonctionnement malgré une origine hétérogène suggère un facteur homogénéisant qui pourrait être l'action anthropique. La placette de la Sagne présente les signes d'une déprise et les formes d'humus sont actuellement en évolution. Sous les épicéas, les épisolums humifères bénéficient encore des apports d'engrais à travers les restitutions animales, ce qui augmente l'activité biologique et permet des formes d'humus de type moder. En pâturage ouvert, la diminution de la pression de pâture provoque une accumulation de litière et un ralentissement du turnover de la matière organique, avec comme conséquence un fonctionnement des humus également de type moder.

L'intégration des facteurs environnementaux par les épisolums humifères permet, lors de l'étude d'un écosystème, de comprendre une partie du fonctionnement global de celui-ci.

7.3.3. Approche temporelle

La durée d'évolution des composantes de l'écosystème sylvo-pastoral diffère considérablement. Les sols, dont le temps de formation se compte en centaines d'années, voire en millénaires, intègrent durant leur évolution des facteurs environnementaux relativement stables (géologie, climat).

La végétation intervient également dans le déterminisme des sols qui, par des effets de rétroaction, influencent à leur tour la couverture végétale. Leur faciès actuel est donc représentatif des conditions globales de l'environnement, même si certaines caractéristiques sont susceptibles de modifications relativement rapides (pH augmenté en surface du sol à la suite d'amendements par exemple).

On peut donc considérer le type de sol, à l'échelle de temps de la gestion d'un pâturage boisé, comme un facteur stable, même si les caractéristiques chimiques de l'horizon organo-minéral peuvent varier considérablement et, par là même, influencer de manière notable la couverture herbacée.

Les formes d'humus évoluent beaucoup plus rapidement et de ce fait forment une charnière temporelle intéressante entre la végétation et le sol, facteurs dont ils sont étroitement dépendants. Une modification de la végétation peut rester inscrite, sous forme de fragments plus ou moins décomposés, dans une couche inférieure de l'épisolum humifère, alors même que la végétation qui a donné lieu à cette litière a disparu.

Dans la placette de la Sagne, des fragments de bryophytes enfouis indiquent une modification de la couverture herbacée à la suite d'une diminution de la pression de pâture. Le passage d'une végétation de pâturage fortement broutée à un groupement de refus, dominé par les graminées hautes, est confirmé par la présence de bryophytes à plus de 3 cm sous les couches L et F. Les mousses se développent préférentiellement dans une végétation basse et lorsque les herbes hautes s'installent, la litière s'accumule et les mousses régressent.

On constate donc, que la maîtrise des aspects temporels permet de relativiser l'action des facteurs environnementaux et de percevoir, particulièrement dans le cas de l'étude des humus, des événements du passé.

Un des enjeux de l'approche multiscalaire est de déterminer les aptitudes différentes des espèces à convertir un événement ponctuel en effet à long terme (Schneider, 1994). En élargissant cette vision à tous les éléments d'un écosystème, on peut considérer les BRUNISOLS ou les NÉOLUVISOLS comme une «espèce» ayant transformé le dépôt tardiglaciaire de loess en un facteur majeur du fonctionnement des pâturages boisés. A une échelle beaucoup plus réduite, la composition chimique d'une aiguille d'épicéa conditionne son temps de rémanence dans l'épisolum humifère et se répercute, via la forme d'humus, dans l'association végétale.

7.4. Conclusion

La difficulté majeure de l'étude d'une partie des compartiments des écosystèmes sylvo-pastoraux réside dans leur essence même. C'est un milieu créé et maintenu par l'homme qui devient alors un facteur susceptible de modifier l'évolution naturelle. Par ses caractères propres, ce milieu est un excellent modèle pour comparer et caractériser les importances et les traits relatifs du sol, de la végétation et de la forme d'humus, au sein de l'écosystème dont ils font tous partie :

- dans son ensemble, le **sol** reste très dépendant de la lithosphère qui lui confère la part essentielle de ses caractéristiques. C'est le niveau trophique des horizons supérieurs qui subit surtout l'influence humaine. Les NÉOLUVISOLS sont très représentatifs à cet égard : selon le type de végétation, lui-même fortement conditionné par l'apport d'éléments nutritifs, on peut inférer le pH de l'horizon A. Il sera acide sous le *Nardion*, proche de la neutralité sous le *Cynosurion*.
- la **végétation** est, elle, très dépendante de l'impact anthropique sur les sols à vocation agricole (BRUNISOLS, NÉOLUVISOLS). Seuls subsistent quelques îlots de végétation originelle dont l'accès est problématique pour le bétail (fortes pentes par exemple) ou dont les sols n'offrent pas les conditions nécessaires à une valorisation agricole (ORGANOSOLS par exemple).
- la **forme d'humus**, charnière entre le sol et la végétation, semble être l'élément clé dans la compréhension du fonctionnement des pâturages boisés. Son temps de réaction rapide et sa capacité à conserver l'information, en font des témoins privilégiés. Toutefois, dans ce milieu dynamiquement très actif, elle révèle surtout le passage de l'homme, plus que l'équilibre entre le sol et la litière.

7.5 Perspectives

Chaque étude entreprise se propose d'amener des éléments de réponse aux hypothèses qui l'ont motivée, mais elle génère tout autant de nouvelles questions, si ce n'est plus. Tout chercheur a expérimenté cette intéressante entropie intellectuelle. Il en va de même ici ! Les nouvelles voies de recherche soulevées paraissent innombrables. On peut en évoquer quelques-unes.

L'étude des BRUNISOLS jurassiens a abouti à une vision dynamique de leur évolution avec, en particulier, le postulat qu'ils ont atteint un stade d'équilibre. Toutefois, si les pédologues des régions soumises aux glaciations réfléchissent en termes de millénaires, il faut être conscient que les sols holocènes sont jeunes et qu'une vue plus globale, étendue aux sols des régions plus chaudes pourrait être profitable. Il va de soi qu'il n'est pas possible de trouver des conditions similaires, mais en recherchant certains invariants (matériel parental), la problématique temporelle pourrait être affinée.

Un pointage ponctuel sur les massifs des Dolomites et du Vercors a montré que les dépôts de loess sur calcaire n'étaient pas exclusivement réservés au Jura ! Là aussi, il serait intéressant de valider ces résultats par une étude approfondie.

On connaît encore assez mal le cycle du fer – si important pour la brunification – dans les sols, alors que cet élément est largement présent dans la lithosphère. Les données manquent cruellement pour établir une synthèse qui serait profitable pour juger du degré d'évolution des sols.

Le rôle de la pédofaune a été mis de côté, mais il est primordial dans les phénomènes de remontée des cations basiques.

De manière générale, nous avons pris le parti d'une recherche ancrée sur un écosystème particulier et la vision globale, intégrative a été soutenue par quelques approches de détail (formes d'humus, analyses du fer, minéralogie du loess). Nous avons une conscience aiguë de toutes les autres qui n'ont pas été menées...

Bibliographie

- Aber J.D. & Melillo J.M. – 1991. *Terrestrial ecosystems*. Saunders College Publishing, Philadelphia, 429.
- Adatte T. – 2000. Etude minéralogique des loess. In : Aubry D., Guélat M., Detrey J. et Othenin-Girard B. *Dernier cycle glaciaire et occupations paléolithiques à Alle, Noir Bois (Jura, Suisse)*. Cahier d'archéologie jurassienne 10 : 81-88.
- Adatte T., Rentzel P. & Kübler B. – 1991. Etude minéralogique et sédimentologique du remplissage karstique de la grotte de Cotencher (Jura neuchâtelais, Suisse). *Eclogae geol. Helv.* 84 (3): 671-688.
- A.F.E.S.- 1995. *Référentiel Pédologique. Principaux sols d'Europe*. INRA, Paris, 332.
- Allen S.E. (Ed) – 1974. *Chemical analysis of ecological materials*. Blackwell Scientific Publications, London, 565.
- André J. – 1994. Régénération de la pessière à myrtille : allélopathie, humus et mycorhizes. *Acta Botanica gallica* 141: 551-558.
- Angers D.A. & Caron J. – 1998. Plant-induced changes in soil structure : Processes and feedbacks. In: Van Breemen (ed): *Plant-induced changes in soil structure : Processes and feedbacks*. Kluwer Academic Publishers: 55-72.
- Arduino E., Barberis E., Carraro F. & Forno M.G. – 1984. Estimating relative ages from iron-oxide / total-iron ratios of soils in the western Po Valley, Italy. *Geoderma* 33: 39-52.
- Arduino E., Barberis E., Ajmone Marsan F., Zanini E. & Franchini M. – 1986. Iron oxides and clay minerals within profiles as indicators of soil age in northern Italy. *Geoderma* 37: 45-55.
- Arnaud M.T. et Thavaud P.- 1991. Valeur et dynamique des milieux pastoraux des Maures. *Actes du IV^e Congrès International des Terres de Parcours. Montpelier, France, April 22-26*: 72-76.
- Atteia O., Perret D., Adatte T., Kozel R. & Rossi P. – 1998. Characterization of natural colloids from a river and spring in karstic basin. *Environmental Geology*, 34 (4): 257-269.
- Aubert G.- 1978. *Méthodes d'analyses des sols*. Centre régional de documentation pédagogique, Marseille, 191.
- Aubert D. – 1969. Phénomènes et formes du karst jurassien. *Eclogae geol. Helv.* 62 (2): 325-399.
- Aubert D. – 1975. L'évolution du relief jurassien. *Eclogae geol. Helv.* 68 (1): 1-64.
- Aubert D., Gratier M. & Pochon M. - 1979. Livret-guide de quelques sols types du Haut-Jura et du pied du Jura. *EPFL, Péd.* 4, 48.

- Auger P., Baudry J. & Fournier F., 1992. - *Hiérarchies et échelles en écologie*. Naturalia Publications, SCOPE France, 300.
- Avery B.W. – 1973. Soil classification in the Soil Survey of England and Wales. *J. of Soil Science* 24 (3): 324-338.
- Babel U. – 1971. Gliederung und Beschreibung des Humusprofils in mitteleuropäischen Wäldern. *Geoderma* 5: 297-324.
- Bach R. – 1950. Die Standorte jurassischer Buchenwaldgesellschaften mit besonderem Berücksichtigung des Bödens. *Ber. Schweiz. Bot. Ges.* 60: 51-152.
- Bacon P. - 1957. Le pâturage boisé franc-montagnard ne doit pas disparaître. *Bull. de l'Association pour le défense des intérêts du Jura*, 10: 177-186.
- Baize D. - 1988. *Guide des analyses courantes en pédologie*. INRA, Paris, 172.
- Baize D. et Girard M.C.- 1995. *Référentiel Pédologique. Principaux sols d'Europe*. INRA, Paris, 332.
- Baize D. & Jabiol B. – 1995. *Guide pour la description des sols*. INRA, Paris, 375.
- Bal L. – 1970. Morphological investigation in two moder-humus profiles and the role of the soil fauna in their genesis. *Geoderma* 4: 5-36.
- Bal L. – 1977. The formation of carbonate nodules and intercalary crystals in the soil by the earthworm *Lumbricus rubellus*. *Pedobiologia* 17: 102-106.
- Bal L. – 1982. *Zoological ripening of soils*. Contrib. Agric. Publ. Doc. Rep. 850, Wageningen, 365.
- Balesdent J. - 1982. *Etude de la dynamique de l'humification de sols de prairies d'altitude (Haut-Jura) au moyen des datations ¹⁴C des matières organiques*. Thèse Univ. Nancy I: 90 + annexes.
- Barratt B.C. - 1964. A classification of humus forms and micro-fabrics of temperate grasslands. *J. of Soil Science*, 15 (2): 342-356.
- Barratt B.C. – 1967. Differences in humus forms and their microfabrics induced by long-term topdressing in hayfields. *Geoderma* 1: 209-227.
- Béguin C.- 1970. *Contribution à l'étude phytosociologique et écologique du Haut-Jura*. Thèse, Univ. de Neuchâtel, 190.
- Béguin C. & Pochon M. - 1971. Contribution à l'étude pétrographique et géochimique des sols des nardaies jurassiennes (*Nardetum jurassicum*). *Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat.* 94: 67-76.
- Bernier N.- 1992. *Modification de la forme d'humus au cours du cycle sylvogénétique d'une pessière d'altitude*. D.E.A. d'écologie générale et production végétale. Univ. de Paris XI-Orsay, 80.

- Bernier N. – 1995. *Fonctionnement biologique des humus et dynamique des forêts d'altitude*. Thèse de doctorat, Univ. Savoie.
- Bernier N. 1996. – Altitudinal changes in humus form dynamics in a spruce forest at the montane level. *Plant And Soil* 178 (1) : 1-28.
- Bernier N. & Ponge J.F. – 1993. Dynamique et stabilité des humus au cours du cycle sylvogénétique d'une pessière d'altitude. *C.R. Acad. Sci. Paris* 316: 647-651.
- Bernier N. & Ponge J.F. – 1994. humus form dynamics during the sylvogenetic cycle in a mountain spruce forest. *Soil. Biol. Biochem.* 26 (2): 183-220.
- Bernier N., Ponge J.F. & André J. – 1993. Comparative study of soil organic layers in two bilberry-spruce forest stands (*Vaccinio-Piceetea*). Relation to forest dynamics. *Geoderma* 59: 89-108.
- Bilat Y. – 1992. *Typologie et cartographie pédologique d'un pâturage boisé des Franches-Montagnes (commune de Tramelan)*. Trav. pratique de certificat, Labo. d'écologie végétale, Univ. Neuchâtel.
- Binkley D. & Giardina C. – 1998. Why do tree species affect soils ? The Warp and Woof of tree-soil interactions. In: Van Breemen (ed): *Plant-induced changes in soil structure : Processes and feedbacks*. Kluwer Academic Publishers: 89-106.
- Blanc-Aletu M.C. – 1995. *Importance des discontinuités dans l'enregistrement des sédiments de l'Urgonien jurassien, micropaléontologie, sédimentologie, minéralogie et stratigraphie séquentielle*. Thèse de doctorat. Univ. De Neuchâtel.
- Blondé J.L., Gaiffe M., Contini D. & Bruckert S. - 1986. Relations entre le caractère humifère des sols des plateaux jurassiens et le régime hydrique induit par la perméabilité des bancs calcaires. *Pédologie* XXXVI (2): 155-177.
- Boichard J. – 1986. *Le Jura de la montagne à l'homme*. Privat/Payot, Lausanne, 432.
- Boissier J.M., Peltier J.P., Souchier B. & Trosset L. - 1989. Typologie et cartographie des stations: relations avec la productivité des forêts. *Science du sol*, 27, 1: 37-40.
- Boiti I. & Boiti Saffaro T. – 1987. Caratterizzazione fitosociologica, pedologica e climatica di alcuni ambienti della Val Fiemme e delle Pale di S. Martino (Dolomiti). *Studi trent. Sci. nat.*, 64, *Acta biol.*: 27-85.
- Bono R. – 1985. Lössboden im niederen und hohen Sundgau (Elgass, Frankreich). *Materialen zur Physiogeographie* 8: 17-28.
- Bottner P. & Paquet H. - 1972. La pédogenèse sur roches-mères calcaires tendres dans les étages bioclimatiques montagnard, subalpin et alpin des Préalpes françaises du Sud. *Suppl. Ass. Fr. Etude Sol*, 1: 63-79.

- Bouché M.B. – 1974. Action de la faune sur les états de la matière organique dans les écosystèmes. In: Kilbertus *et al.* (ed). Biodégradation et humification. *Rapport du 1^e colloque international*, Nancy: 157-168.
- Boulaine J. – 1972. Au sujet de quelques sols formés sur roches calcaires en climat perhumide frais (Jura méridional). *Sci. du Sol.* 1: 79-84.
- Bouma J., Pons L.J. & van Schuylenborgh J. - 1968. On soil genesis in temperate humid climate. VI. The formation of a glossudalf in loess (silt loam). *Neth. J Agric. Sci.* 16: 58-70.
- Bouyer Y., Miserez, J.J. & Pochon M. – 1978. Inventaire géochimique et bilan du fer dans le sol et les eaux du karst jurassien: état, importance, déplacements. *EPFL, Péd.* 1, 94.
- Brady N.C. & Weil R.R. – 2002. *The nature and properties of soils*. 13th Ed. Prentice Hall, 960.
- Braun A.L. –1980. *Ecology of soil organisms*. Heinemann Educational Books, 116.
- Bruckert S. – 1970. Influence des composés organiques solubles sur la pédogenèse en milieu acide. *Ann. agron.* 21 (6): 725-757.
- Bruckert S. – 1987. Clé dichotomique de classement des sols agricoles francs-comtois situés en climat tempéré semi-continental. *Ann. Sci. Univ. Besançon, 4e série Biol. vég.*:17-29.
- Bruckert S. - 1989a. Lessivage vertical versus lessivage latéral: incompatibilité de ces deux grands phénomènes pédogénétiques. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 308(II): 335-340.
- Bruckert S. - 1989b. Désignation et classement des sols agricoles d'après des critères de situation et d'organisation; application aux terres franc-comtoises du domaine climatique tempéré semi-continental. *Sci. Sol* 9: 353-361.
- Bruckert S. – 1994. Analyse des complexes organo-minéraux des sols. In: Bonneau M. & Souchier B. (ed) *Pédologie 2 : Constituants et propriétés du sol*. Masson, Paris: 275-296.
- Bruckert S. & Bekkary M. - 1992. Formation des horizons diagnostiques argiliques et de fragipan en fonction de la perméabilité des roches. *Can. J. Soil Sci.* 72: 69-88.
- Bruckert S. & Gaiffe M. - 1980. Pédogenèse en pays calcaire glaciaire ou karstique. *Ann. Sci. Univ. Besançon, 4e série Biol. vég.*: 19-68.
- Bruckert S. & Gaiffe M. - 1985. *Les sols de Franche-Comté*. C.U.E.R. Univ. de Franche-Comté, Besançon, 141.
- Bruckert S. & Gaiffe M. - 1989. Processus de formation et de fonctionnement des sols en relation avec le réseau poral des roches. *Ann. sci. Univ. Fr.-Comté, Besançon, Géologie.* 4, 9: 37-48.

- Bruckert S. & Gaiffe M. - 1993. Rôle de la porosité des roches dans le transfert de l'eau et le régime hydrique des sols. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 316 (II): 1455-1461.
- Bruckert S., Gaiffe M., Duquet B., Tavant Y. & Tavant H. – 1986. Rôle du flux de calcium sur la stabilisation de la matière organique des sols. *Ann. sci. Univ. Fr.-Comté, Besançon, Biol. vég.* 4 (6): 25-29.
- Bruckert S. & Rouiller J. – 1994. Mécanismes de régulation du pH des sols. In: Bonneau M. & Souchier B. (ed) *Pédologie 2 : Constituants et propriétés du sol*. Masson, Paris: 511-524.
- Brun J.J. – 1978. *Etude de quelques humus aérés acides de l'Est de la France. Critères analytiques. Classification morphogénétique*. Thèse de doctorat de 3^e cycle, Université de Nancy.
- Bueche M., Havlicek E. et Perrenoud A.- 1990. *Régénération du pâturage boisé de Saint-Jean-Devant, Chasseral*. Rapport, bureau LE FOYARD, Bienne, 34.
- Buttler A. – 1987. *Etude écosystémique des marais non boisés de la rive sud du lac de Neuchâtel (Suisse)*. Thèse Univ. Neuchâtel, 283.
- Canullo R. – 1987. Approccio quantitativo all'esame delle variazioni della vegetazione lungo un gradiente edafico nei pascoli del Monte Bondone (Trentino). *Studi trent. Sci. nat.*, 64, *Acta biol.*: 61-79.
- Cerantola L. – 1995. *Studio fitosociologico e valutazione fitopastorale dei pascoli di Gotres (Cortina d'Ampezzo)*. Tesi di Laurea, Università di Padova, Padova: 50.
- Chamayou H. & Legros J.P. – 1989. *Les bases physiques, chimiques et minéralogiques de la science du sol*. PUF, Paris, 593.
- Coleman D.C. & Crossley Jr. D.A. - 1996. *Fundamentals of soil ecology*. Academic Press, San Diego, USA, 205.
- Cornejo E. & Gandara W. - 1980. Influencia de la estrata arbustiva en la productividad de la estrata herbacea de la estepa de *Acacia caven*. *Tes. Ing. Fac. Univ. Chili, Santiago*, 91.
- Correll D.L. – 1991. Human impact on the functioning of landscape boundaries. In: Holland M.M., Risser P.G. & Naiman R.J. (ed). *Ecotones*. Chapman & Hall, New York: 90-109.
- C.P.C.S.- 1967. *Classification des sols*. Ecole nationale supérieure agronomique Grignon, 87.
- Darwin C. R. – 1881, 2001 (trad.). *La formation de la terre végétale par l'action des vers de terre, avec des réflexions sur leurs habitudes*. ICDI, éditions Syllepse, Paris.
- Delpech R., Dume G. & Galmiche P.- 1985. *Typologie des stations forestières. Vocabulaire*. Institut pour le développement forestier, 243.

- de Rosnay J. – 1975. *Le macroscope*. Seuil, Points, 346.
- Douard R.- 1994. *Litières et lessivats d'érable (Acer pseudoplatanus) et d'épicéa (Picea abies): leur influence sur le sol et la végétation du pâturage boisé jurassien*. Trav. licence, Labo. d'écologie végétale, Univ. Neuchâtel., 104.
- Duchaufour P. – 1965. Le problème du climax et l'évolution des sols. *Oeco. Planta*. 1: 165-174.
- Duchaufour P. – 1976. Dynamics of organic matter in soils of temperate regions : its action on pedogenesis. *Geoderma* 15: 31-40.
- Duchaufour P. - 1983. *Pédologie. 1. Pédogenèse et classification*. Masson, Paris, 2^e édition, 510.
- Duchaufour P. - 1988. *Abrégé de pédologie*. Masson, Paris. 2^e édition, 224.
- Duchaufour P. – 1994. *Pédologie. Sol, végétation, environnement*. Masson, Paris. 4^e édition, 324.
- Duchaufour P. & Toutain F. - 1985. Apport de la pédologie à l'étude des écosystèmes. *Bull. Ecol.* 17 (1): 1-9.
- Duckert O. - 1987. *Etude phytosociologique et écologique des pelouses pseudo-alpines du Chasseron*. Trav. licence, Labo. d'écologie végétale, Univ. Neuchâtel.
- Duclos G. – 1994. *Atlas des sols de la région Provence – Alpes – Côte d'Azur*. Editions services techniques, Développement de la SCP, 954.
- Edwards C.A. & Bohlen P.J. – 1996. *Biology and ecology of earthworms*. Chapman & Hall, 426.
- Egloff M. – 1989. *Histoire du pays de Neuchâtel. Des premiers chasseurs au début du christianisme*. Ed. Gilles Attinger à Hauterive, Suisse, 174.
- Ellis S. & Mellor A. – 1995. *Soils and environment*. Routledge, London-New York: 364.
- Espiau P. – 1994. Le complexe adsorbant. In: Bonneau M. & Souchier B. (ed) *Pédologie 2 : Constituants et propriétés du sol*. Masson, Paris: 489-510.
- Esteoule J., Guyader J. & Touffet J. - 1971. Les sols de la forêt de Villecartier. *Bull. Ass. Fr. Etude Sol* 2: 29-46.
- Farron J.P., Lette G., Friedli J.P. & Roches D. – 1971. Colloque sur l'aménagement des pâturages boisés des Franches-Montagnes. *Bull. de l'Association pour la défense des intérêts du Jura*, 2: 29-67.
- Ferrero J. – 1965. *Nouvelle méthode empirique pour le dosage des minéraux par diffraction RX*. Rapport C.F.P., Bordeaux (inédit).

- Forsslund K.H. – 1945. Studier över det lagre djurlivet i nordsvensk skogsmark. *Medd. Skogsförsöksanst* 34 : 1-283.
- Foth H.D. – 1990. *Fundamentals of soil science*. Wiley & Sons, New York, 360.
- Fitze P.F. – 1982. Zur Relativdatierung von Moränen aus der Sicht der Bodenentwicklung in den kristallinen Zentralalpen. *Catena* 9: 265-306.
- Fuwape J.A.- 1991. The influence of fire on savanna rangeland in Nigeria. *Actes du IV^e Congrès International des Terres de Parcours. Montpellier, France, April 22-26*: 119-121.
- Gaiffe M. - 1987. *Processus pédogénétiques dans le karst jurassien. Analyse de la complexation organo-minérale en ambiance calcique*. Thèse doct. état Univ. Fr. Comté, Besançon, 160.
- Gaiffe M. – 1990. Erosion of calcimagnesian soils as aggregates in jurassian pedological systems. *Geoderma*, 17: 141-149.
- Gaiffe M. & Bruckert S. - 1984. Un problème lié au karst: la fuite des terres du Jura. *Publ. C.U.E.R., Univ. Besançon*, 5: 32-50.
- Gaiffe M. & Bruckert S. - 1985. Analyse des transports de matières et des processus pédogénétiques impliqués dans les chaînes de sols du karst jurassien. *Soils and Geomorphology, Catena suppl.*, 6: 159-174.
- Gaiffe M. & Bruckert S. – 1986. Contribution à l'identification des composés humiques non extractibles des sols. *Ann. Sci. Univ. Besançon, 4e série Biol. vég.* 6: 13-18.
- Gaiffe M. & Bruckert S. - 1990. Origine paléoécologique de l'aptitude des calcaires jurassiens à la fracturation. Conséquences tectoniques, pédogénétiques et écologiques. *Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat.*, 113: 191-206.
- Gaiffe M. & Bruckert S. - 1991. Déterminisme paléoécologique des écosystèmes actuels du Haut-Jura, en relation avec la fracturation des roches. *Ann. Sci. For.*, 48: 575-591.
- Gaiffe M. & Schmitt A. – 1980. Sols et végétation à l'étage montagnard dans les forêts du Jura central (Haute vallée du Doubs, de Mouthe à Pontarlier). *Bull. AFES* 4: 265-297.
- Galland P. – 1982. *Etude de la végétation des pelouse alpines au Parc national suisse*. Thèse Univ. de Neuchâtel, 177.
- Gallandat J.-D., Gillet F., Havlicek E. & Perrenoud A. - 1995. *Typologie et systématique phytoécologique des pâturages boisés du Jura suisse*. Rapport final de mandat. Univ. Neuchâtel.
- Gensac P. – 1977. Sols et séries de végétation dans les Alpes nord-occidentales (partie française). *Documents de cartographie écologique, Grenoble XIX*: 21-44.

- Gerrard J. – 1992. *Soil Geomorphology*. Chapman & Hall, London, 269.
- Gigandet P. - 1988. Forêts, pâturages et aménagement aux Franches-Montagnes. *Schweiz. Z. Forstwes.*, 139, 7: 620-624.
- Gillet F., Havlicek E., Rodaro P., Gallandat J.D. & Ziliotto U. – 1996. Comparaison de quelques systèmes phytocénotiques de deux pâturages boisés des Dolomites d'Ampezzo (Italie). In: Vittoz P. et al. (ed). Volume jubilaire J.L. Richard. *Diss. Bot.* 258, J. Cramer, Stuttgart: 165-194.
- Girard M.- 1987. *Cartographie phytosociologique de quelques associations du flanc nord de Chasseral et étude d'une transition de végétation*. Trav. licence, Labo. d'écologie végétale, Univ. Neuchâtel.
- Gloaguen J.-C. & Touffet J. – 1980. Vitesse de décomposition et évolution minérale des litières sous climat atlantique. I. Le hêtre et quelques conifères. *Acta Oecologica. Oecol. Plant.* 1 (15) : 3-26.
- Gobat J.M., Duckert O. & Gallandat J.D. - 1989. Quelques relations « microtopographie – sols – végétation » dans les pelouses pseudo-alpines du jura suisse : exemples d'un système naturel et d'un système anthropisé *Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat.*, 112: 5-17.
- Gobat J.M., Grosvernier P. & Matthey Y. – 1986. Les tourbières du Jura suisse : milieux naturels, modifications humaines, caractères des tourbes, potentiel de régénération. *Actes Soc. jurass. Emul.*: 213-318.
- Gobat J.M., Aragno M. & Matthey W. – 1998. *Le Sol vivant*. Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne, 519.
- Gosz J.R. – 1991. Fundamental ecological characteristics of landscapes. In: Holland M.M., Risser P.G. & Naiman R.J. (ed). *Ecotones*. Chapman & Hall, New York: 8-30.
- Gratier M. – 1980. Les sols du Plateau vaudois. *Mem. Soc. vaud. Sci. nat.* 99 (16/3): 93-188.
- Green R.N., Trowbridge R.L. & Klinka K. - 1993. Towards a taxonomic classification of humus forms. *Forest Science*, 39 (1): 1-49.
- Grouzis M., Nizinski J. & Akpo E. - 1991. L'arbre et l'herbe au Sahel: influence de l'arbre sur la structure spécifique et la production de la strate herbacée et sur la régénération des espèces ligneuses. *Actes du IV^e Congrès International des Terres de Parcours. Montpellier, France, April 22-26*: 207-210.
- Grzebyk M. & Dubrucq D. – 1994. Quantitative analysis of distribution of soil-types : existence of an evolutionary sequence in Amazonia. *Geoderma* 62: 285-298.
- Guenat C. – 1987. *Les sols forestiers non hydromorphes sur moraines du Jura vaudois. Pédogenèse et relations sol-végétation*. Thèse n° 693, EPFL, Lausanne, 142.

- Hadorn P. – 1994. Saint-Blaise/Bain des Dames, I. Palynologie d'un site néolithique et histoire de la végétation des derniers 16'000 ans. *Archéologie neuchâteloise* 18, 172.
- Haller-Rohner K.- 1990. *Bilan phyto-écologique des pâturages et prairies de la région du Creux-du-Van*. Trav. licence, Labo. d'écologie végétale, Univ. Neuchâtel.
- Havlicek E. & Gobat J.M. – 1996. Les apports éoliens dans les sols du Jura. Etat des connaissances et nouvelles données en pâturages boisés. *Etude et Gestion des Sols* 3 (3): 167-178.
- Havlicek E. & Gobat J.M. – 1998. Les formes d'humus, révélatrices du fonctionnement de l'écosystème. Un exemple des pâturages boisés du Jura suisse. *Ecologie* 29 (1-2): 367-371.
- Havlicek E., Gobat J.M. & Gillet F. – 1998. Réflexions sur les relations sol-végétation : trois exemples du Jura sur matériel allochtone *Ecologie* 29 (4): 535-546.
- Herbillon A. J. – 1994. Oxydes de fer, gibbsite, oxydes de manganèse et minéraux allophaniques. In: Bonneau M. & Souchier B. (ed) *Pédologie 2 : Constituants et propriétés du sol*. Masson, Paris: 17-46.
- Hesselmann H. – 1926. Studier över barrskogens humustäcke. *Meddelanden från Statens Skogsforskningsanstalt* 22: 169-552.
- Hetsch W., Hesse S. & Münte M. – 1990. Absterben von Buchen auf pseudovergleyten Böden nach starker Befahrung. *Allg. Forst. Zeitschr.* 45: 481-483.
- Holland M.M. & Risser P.G. – 1991. Introduction The role of landscape boundaries in the management and restoration of changing environments. In: Holland M.M., Risser P.G. & Naiman R.J. (ed). *Ecotones*. Chapman & Hall, New York: 1-7.
- Hubert D., Ovalle C. & Daget P. - 1982. Influence du couvert des arbres sur la végétation d'une pelouse des Causses. *Coll. Phytosoc.* 11: 569-586.
- Jabiol B. & Gégout J.C. - 1992. Recommandations pour la présentation illustrée des descriptions de sols. *Rev. For. Fr.* XLIV, 6: 512-520.
- Jabiol B., Brethes A., Ponge J.F., Toutain, F. & Brun J.J., - 1995. *L'humus sous toutes ses formes*. ENGREF, Nancy, 64.
- Jamagne M., DeConinck F., Robert M. & Maucorps J. – 1984. Mineralogy of clay fractions of some loess in northern France. *Geoderma* 33 : 319-342.
- Jeanroy E. – 1974. Analyse totale par spectrométrie d'absorption atomique des roches, sols, minerais, ciments, après fusion au métaborate de strontium. *Analysis* 2 (10-11): 703-712.

- Jeanroy E. – 1983. *Diagnostic des formes du fer dans les pédogenèses tempérées. Evaluation par les réactifs chimiques d'extraction et apports de la spectrométrie Mössbauer*. Thèse de doctorat, Univ. de Nancy, 157.
- Jongman R.H.G., Ter Braak C.J.F. & Van Tongeren O.F.R. – 1987. *Data analysis in community and landscape ecology*. PUDOC, Wageningen, 306.
- Jouaffre D. – 1989. *Pédogenèse et rubéfaction post-würmienne en climat montagnard humide (Jura)*. Thèse doct. Univ. Franche-Comté, Besançon: 277.
- Jouaffre D., Bruckert S., Williams A.F., Herbillon A.J. & Kübler B. – 1991. Rubéfaction post-würmienne en climat montagnard humide jurassien. Rôle du pédoclimat et actualité du processus. *Geoderma* 50: 239-257.
- Killham K. – 1994. *Soil ecology*. Cambridge University Press, 242.
- Klinka K., Wang Q. & Carter R.E. – 1990. Relationships among humus forms, forest floor nutrient properties and understory vegetation. *Forest Science* 36 (3): 564-581.
- Konert M. & Vanderberghe J. – 1997. Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for the underestimation of the clay fraction. *Sedimentology*, 44: 523-535.
- Kubiena W.L. – 1943. L'investigation microscopique de l'humus. *Zeitschrift für Weltforstwirtschaft* 10: 387-410.
- Kübler, B. - 1987. Cristallinité de l'illite, méthodes normalisées de préparations, méthodes normalisées de mesure. *Neuchâtel, Suisse, Cahiers Institut Géologie, série ADX*, 1, 12.
- Kuntze H., Roeschmann G. & Schwerdtfeger G. – 1988. *Bodenkunde*. UTB 1106, Ulmer Verlag, Stuttgart, 568.
- Lailhacar S., Carrasco A. & Correa C. - 1991. L'importance du sol sur les rendements de fourrage d'*Atriplex nummularia* L. *Actes du IV^e Congrès International des Terres de Parcours*. Montpellier, France, April 22-26: 533-535.
- Lachavanne J.B. & Juge R. – 1996. Land-inland water ecotones as transitional systems of particular high biodiversity : towards a synthesis In: Lachavanne J.B. & Juge R. (ed) *Biodiversity in Land-Inland Water Ecotones*. UNESCO/Parthenon, Paris/Carnforth: 277-297.
- Landvik J.Y. – 1998. Wind erosion and transport in an arctic environment. An analogue to past processes in mid latitude regions. In: Busacca (ed). *Dust Aerosols, Loess Soils & Global Change. Conference Proceedings, October 11-14, 1998, Seattle, Washington, USA*: 19-20.
- Lavelle P. – 1987. Interactions, hiérarchies et régulations dans le sol : à la recherche d'une nouvelle approche conceptuelle. *Rev. Ecol. Biol. Sol* 24 (3). 219-229.

- Lee K.E. – 1985. Earthworms. Their ecology and relationships with soils and land use. *Academic Press*.
- Legendre L. & Legendre P. – 1984a. *Ecologie numérique. 1 : Le traitement multiple des données écologiques*. Masson, Paris, 2^e éd., 260.
- Legendre L. & Legendre P. – 1984b. *Ecologie numérique. 2 : La structure des données écologiques*. Masson, Paris, 2^e éd., 335.
- Legros J.P. & Cabidoche Y.M. – 1977. Les types de sols et leur répartition dans les Alpes et les Pyrénées cristallines. *Documents de cartographie écologique, Grenoble XIX*: 1-19.
- Lemée G. – 1978. *Précis d'écologie végétale*. Masson, Paris, 285.
- Lepart, J. & Escarre, J., - 1983. La succession végétale, mécanismes et modèles: analyse bibliographique. *Bull. Ecol.* 14 (3) : 133-178.
- Lesquereux L. – 1844. *Quelques recherches sur les marais tourbeux en général*. H. Wolfrath, Neuchâtel.
- Leuenberger R. – 1950. Beitrag zur Kenntnis der Humus-Karbonatböden und Rendzinen im schweizer Jura. *Dissert. ETH, Zürich, Mitt. der Agrik.*, 85.
- Lévy G. – 1990. Incidences possibles d'une coupe à blanc sur la remontée des nappes et la stabilité structurale des sols à hydromorphie temporaire. *Rev. For. Fr.* XLII: 17-22.
- Lindeman R. – 1942. The trophic-dynamic aspect of ecology. *Ecology* 23 (4): 399-418.
- Lossaint P. – 1973. Soil-vegetation relationship in mediterranean type ecosystems of southern France. In: Di Castri & Mooney (ed): *Mediterranean Type Ecosystems. Ecological Studies* 7, Springer: 199-210.
- Lozet J. & Mathieu C. - 1990. *Dictionnaire de la science du sol*. Technique et documentation, Lavoisier, 2^e édition: 384.
- Lumpkin T.A. & Busacca A. J. – 1998. The critical role of loess soils in the food supply of ancient and modern societies. In: Busacca (ed). *Dust Aerosols, Loess Soils & Global Change. Conference Proceedings, October 11-14, 1998, Seattle, Washington, USA*: 95-98.
- Mc Bratney A.B. & Webster R. – 1981. Spatial dependence and classification of the soil along a transect in northeast Scotland. *Geoderma* 26: 63-82.
- Magny M. – 1995. *Une histoire du climat. Des derniers mammoths au siècle de l'automobile*. Editions errance, Paris, 176
- Magniant D., Dutil P. & Jamagne M. - 1973. Etude d'un sol lessivé glossique développé sur limon éolien en forêt des Trois-Fontaines (Marne). *Ann. agron.* 24 (2): 219-240.

- Marion F. – 1988. *Etude comparée du «flux» de calcium dans les sols calcimagnésiques et brunifiés du Jura*. DEA de pédologie, Univ. de Franche-Comté, Besançon, 55.
- Mauler J. - 1951. Le pâturage boisé de la Montagne de Cernier. *La forêt*, 4: 208-211.
- Mehra O.P. & Jackson M.L. – 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays and Clays Minerals* 7: 317-327.
- Mettivier Meyer H.J.B., van Berghem J.W., Sevink J. & Verstraten J.M. – 1986. Studies on organic soil profiles I : methodology and its application in the Hulshorsterzand. In: Fanta J. (ed). *Forest dynamics research in Western and Central Europe*. PUDOC, Wageningen, 784.
- Michalet R. – 1980. *Etude de la végétation et des sols de la région de Mouthe aux étages montagnards moyen et supérieur dans le Jura central*. Mém. D.E.A. Univ. Nancy I, 44.
- Michalet R.- 1982. *Influence du climat général sur l'évolution des sols à l'étage subalpin du Jura*. Thèse 3ème cycle, Univ. Nancy I, 120.
- Michalet R. & Bruckert S. – 1986. La podzolisation sur calcaire du subalpin du Jura. *Science du Sol* 24 (4): 363-375.
- Millot G. – 1964. *Géologie des argiles*. Masson, Paris, 499.
- Monbaron M. – 1973. Etude roentgénographique d'une moraine de fond (Valangin, NE). *Bull. Soc. neuch. Sci. nat.* 96: 109-134.
- Montoya J.M.- 1980. Efectos del arbolado de las dehesas sobre los factores ecologicos que actuan al nivel del sotobosque. *Anal. INIA Ser. For.*, 5: 61-86.
- Mosimann T., Maillard a., Musy A., Neyroud J.-A., Rüttimann M. & Weisskopf P. – 1991. *Lutte contre l'érosion des sols cultivés*. Programme national de recherche 22 : Sol, Liebefeld, Berne.
- Mückenhausen E. – 1985. *Die Bodenkunde*. DLG-Verlag, Frankfurt am Main, 579.
- Müller P.E. – 1889. Recherches sur les formes naturelles de l'humus et leur influence sur la végétation et le sol. *Ann. Sci. Agro.*: 85-423.
- Oinuma K., Shimoda S. & Sudo T. – 1972. Triangular diagrams for surveying chemical compositions of chlorites. *J. of the Tokio University, General Educ., Tokio*, 15: 1-33.
- O'Neil R.V., De Angelis D.L., Walde J.B. & Allen T.F.H. – 1986. *A hierarchical concept of ecosystems*. Princeton University Press, 253.
- Oppizzi D. – 1997. *Contribution à la cartographie des systèmes sylvo-pastoraux et à l'inventaire floristique des pâturages et des éboulis du Vallon de Cimolais, Frioul, Italie*. Travail de licence, Univ. De Neuchâtel.

- Ostermann O. – 1991. *Der Einfluss der Schafweide auf die Vegetationsdynamik der subalpinen Hakenfiebernbestände (Pinus uncinata Mill. ex Mirbel). Methoden und Ergebnisse im Vercors, Frankreich.* Thèse, Georg-August-Universität, Göttingen, 124.
- Otto H.J. – 1998. *Ecologie forestière.* Institut pour le développement forestier, Paris, 397.
- Paratte-Matthez C. – 1990. *Etude écologique d'un domaine agricole.* Trav. licence, Labo. d'écologie végétale, Univ. Neuchâtel.
- Parker V.T. & Muller C.H. – 1982. Vegetational and environmental changes beneath isolated live oak trees (*Quercus agrifolia*) in a California annual grassland. *American Midland Naturalist*, 107, 1: 63-81.
- Paton T.R., Humphreys G.S. & Mitchell P.B. – 1995. *Soils. A new global view.* UCL Press, London, 213.
- Persoz F. – 1969. Fidélité de l'analyse quantitative des poudres de roche par diffraction X. *Bull. Centre Rech. Pau, SNPA*, 3: 329-335.
- Peters T. – 1969. Tonmineralogie einiger Glazialablagerungen im schweizerischen Mittelland. *Eclogae geol. Helv.* 62 (2): 517-525.
- Pieczynska E. & Zalewski M. – 1996. Habitat complexity in land-inland water ecotones. In: Lachavanne J.B. & Juge R. (ed) *Biodiversity in Land-Inland Water Ecotones.* UNESCO/Parthenon, Paris/Carnforth: 61-79.
- Pillichody A. - 1912. Facteurs de boisement des pâturages boisés du Jura. *Journal forestier suisse*, 5: 85-87.
- Pillichody A. - 1920. En faveur du pâturage boisé, culture mixte. *Journal forestier suisse*, 2: 21-24.
- Pochon M. - 1973. Apports allochtones dans les sols jurassiens (Jura vaudois et Jura neuchâtelois). *Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat.*, 96: 135-147.
- Pochon M. – 1974. Apports allochtones dans les sols jurassiens. Exemple d'un remplissage karstique. *Actes 5è Congrès suisse de Spéléologie. Interlaken, sept. 1974*: 155-162.
- Pochon M. – 1976. Les processus d'altération de quelques types de calcaire dans les sols du Haut-Jura suisse. *Bull. Soc. géol. France*, XVIII (1): 33-39.
- Pochon M. - 1978. Origine et évolution des sols du Haut-Jura suisse. Phénomènes d'altération des roches calcaires sous climat tempéré humide. *Mém. Soc. helv. Sci. nat.*, 190.
- Ponge J.F. - 1984. Etude écologique d'un humus forestier par l'observation d'un petit volume, premiers résultats. I. La couche L1 d'un moder sous pin sylvestre. *Rev. Ecol. Biol. Sol* 21: 161-187.

- Ponge J.F. – 1991a. Food resources and diets of soil animals in a small area of Scott pine litter. *Geoderma* 49: 33-62.
- Ponge J.F. – 1991b. Succession of fungi and fauna during decomposition of needles in a small area of Scott pine litter. *Plant and Soil* 138: 99-113.
- Ponge J.F. & Delhay L. - 1995. The heterogeneity of humus profiles and earthworm communities in a virgin beech forest. *Biol. and Fertil. Soils* 20 : 24-32.
- Polomski J. & Kuhn N. – 1998. *Wurzelsysteme*. Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft, Birmensdorf. Paul Haupt Verlag, Bern-Stuttgart-Wien, 290.
- Pye K. – 1987. *Aeolian dust and dust deposits*. Academic Press, London, 334.
- Qarro M.- 1991. Facteurs de variation des teneurs en azote du sol des parcours de la région d'Aïn Leuh (Maroc). *Actes du IV^e Congrès International des Terres de Parcours. Montpellier, France, April 22-26*: 226-228.
- Reisigl H. & Keller R. – 1990. *Fiori e ambienti delle Alpi*. Arti graphicche Saturnia, Trento, 148.
- Richard J.L. – 1961. Les forêts acidophiles du Jura. *Mat. Levé géobot. Suisse* 38. H. Huber, Berne.
- Richard H., Bégeot C., Gauthier E & Ruffaldi P. – 1998. L'évolution du couvert végétal. In *Les derniers chasseurs-cueilleurs du massif jurassien et de ses marges*. Centre jurassien du patrimoine, Lons-le-Saunier : 57-63.
- Rieben E. – 1957. *La forêt et l'économie pastorale dans le Jura*. Thèse ETH, Zürich, 250.
- Rieder J.- 1994. *Relations entre les couvertures géologique et pédologique au Marchairuz (Jura VD)*. Trav. licence, Institut de Géologie, Univ. Neuchâtel, 110.
- Righi D. & Meunier A. – 1995. Origin of clays by rock weathering and soil formation. In: B. Velde (ed). *Origin and mineralogy of clays, clays and the environment*. Springer: 43-161.
- Robert M. – 1972. Transformation expérimentale des micas en vermiculites ou smectites. Propriétés des smectites de transformation. *Bull. Groupe franç. Argiles*, 24 (2): 137-151.
- Rodaro P. – 1993. *Analisi fitosociologica e fitopastorale dei pascoli di malga Padeon (Cortina d'Ampezzo)*. Tesi di Laurea, Università di Padova, Padova, 82.
- Rolli M. - 1992. Dosage semi-quantitatif sur SCINTAG™. Programme BASIC™ sur MacIntosh SE. *Cahier de l'Inst. de Géologie Neuchâtel, Suisse. Série A.X.*, 20, 41 + 1 disquette.

- Rouiller J., Souchier B., Bruckert S., Feller C., Toutain F. & Védý J.C. – 1994. Méthodes d'analyse des sols. In: Bonneau M. & Souchier B. (ed) *Pédologie 2 : Constituants et propriétés du sol*. Masson, Paris: 619-652.
- Rozé F. – 1989. Mise au point d'une méthode d'échantillonnage par points pour l'interprétation de lames minces : application à la comparaison de deux humus de landes après incendie. *Rev. Ecol. Biol. Sol* 26 (2): 189-196.
- Rumley G. & Adate T. – 1983. Méthode rapide de séparation des fractions < 2 et 2-16 microns, pour analyse par diffraction X. *Cahier de l'Inst. de Géologie Neuchâtel, Suisse. Série A.G.*, 5.
- Salsac L. – 1980. L'absorption du calcium par les racines des plantes calcicoles ou calcifuges. *Science du Sol* 1: 45-77.
- Salvadé C. - 1991. Ferme, sapin, cheval. Une étude iconographique du paysage des Franches-Montagnes. *Mémoire Histoire de l'art, Univ. Lausanne*, 85.
- Schaer J.P., Veyret P., Favarger C., du Chatenet G., Hainard R. & Paccaud O. – 1989. *Guide du naturaliste dans les Alpes*. Delachaux & Niestlé: 448.
- Schneider D.C. – 1994. *Quantitative ecology. Spatial and temporal scaling*. Academic Press, San Diego, 395.
- Schwertmann U. – 1964. Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch Extraktion mit Ammoniumoxalat Lösung. *Zeitsch. Pflanzener. Bodnkde*. 105: 194-202.
- Schwertmann U. – 1993. Relations between iron oxides, soil color and soil formation. *Soils Science Society of America. Special Publication Number 31*: 51-69.
- Segalen P. – 1964. *Le fer dans les sols*. Initiations et documentations techniques ORSTOM, Paris, 150.
- Sioen G., Neiryneck J., Maddelein D. & Muys B. - 1993. Site classification in a mixed hardwood forest (Hallerbos, Belgium) with a homogeneous ground vegetation dominated by *Hyacinthoides non-scripta*. *IUFRO Technical Meeting Site Classification and Evaluation, Clermont-Ferrand (France) October 19-22*, 11.
- Soltner D.- 1987. *Les bases de la productivité végétale. Tome I: Le sol*. Sciences et techniques agricoles. 15^e édition, 464.
- Soil Taxonomy – 1975. *A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys*. Soil conservation service, U.S. Depart. Of Agriculture, Agriculture Handbook N° 436, 754.
- Spaltenstein H. – 1984. *Pédogenèses sur calcaire dur dans les Hautes Alpes calcaires*. Thèse n° 540, EPFL, Lausanne.
- Suissi A., Pontanier R. & Sayol R.- 1991. Inventaire intégré des sols et des ressources pastorales. Etude de leur sensibilité à la désertification. Cas de la Tunisie présaharienne. *Actes du IV^e Congrès International des Terres de Parcours. Montpellier, France, April 22-26*: 59-61.

- Thurmann J. 1849. *Essai de phytostatique appliquée à la chaîne du Jura et aux contrées voisines*. Jent & Gassmann, Berne, 2 tomes.
- Toutain F. – 1974. *Etude écologique de l'humification dans les hêtraies acidophiles*. Thèse doct. Etat, Univ. Nancy I, 122..
- Toutain F. – 1981. Les humus forestiers. Structures et modes de fonctionnement. *Rev. For. franç.* 33: 449-477.
- Toutain F. & Védy J.V. – 1975. Influences de la végétation sur l'humification et la pédogenèse en milieu acide et en climat tempéré. *Rev. Ecol. Biol. Sol.* 12 (1): 375-382.
- Toutain F., Brison M., Brun J.J., Janel P. & Villemain G. – 1979. Transfert et diagenèse organique dans les sols. *Colloques internationaux du C.N.R.S.* 303: 95-101.
- Vacher J.- 1984. *Les pâturages de la Sierra Norte: analyse phyto et agroécologique des Dehesas pastorales de la Sierra Norte (Andalousie Occidentale, Espagne)*. Thèse USTL, Montpellier, 181.
- Vadi G. & Gobat J.M. – 1998. Un paradoxe apparent : les podzosols sur calcaire dans le Jura. *Annales Congrès mondial de science du sol. Montpellier*. Comm. n° 1247 (poster).
- Van Breemen N. & Finzi A.C. – 1998. Plant-soil interactions : ecological aspects and evolutionary implications. In: Van Breemen (ed): *Plant-induced changes in soil structure : Processes and feedbacks*. Kluwer Academic Publishers: 1-19.
- Vernet J.P. – 1957. Sur quelques argiles glaciaires de la région lémanique. *Bull. Lab. Géol. Min. Géophy. et Mus. Géol. Lausanne* 121: 1-11.
- von Greyerz - 1918. Les pâturages boisés des Franches-Montagnes. *Journal forestier suisse*, 5/6: 101-103.
- Wiecek C.S. & Messenger A.S. – 1972. Calcite contributions by earthworms to forest soils in Northern Illinois. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 36: 478-480.
- Wood M. – 1995. *Environmental soil biology*. Blackie Academic & Professional, London, 150.
- Zachariae G. – 1965. Spuren tierischer Tätigkeit im Boden Buchenwaldes. *Forstwissenschaftliche Forschungen* 20.
- Ziliotto U. & Scotton M. – 1993. Changing patterns of pastoral communities in the subalpine belt. In: Zingari P.C. & Ostermann O. (ed) *The Integralp project, Alpine Forest and Mixed Grass-Woodland Ecosystems Dynamics and Management*. Rapport ICALPE, Le Bourget du Lac: 116-129.

Remerciements

Un travail de doctorat n'est pas, contrairement à une opinion parfois professée, un travail de recherche solitaire, effectué dans une tour d'ivoire.

Au contraire, la qualité du travail est fortement dépendante de la collaboration de nombreuses personnes ; c'est particulièrement vrai pour ma thèse, dont une part importante a été effectuée sur le terrain. Parmi ces nombreuses personnes, j'aimerais citer les agriculteurs, qui ont non seulement accepté que je creuse quelques 900 trous sur leurs terrains (rebouchés, je le précise) mais qui ont aussi fait preuve d'un accueil chaleureux sous forme de cafés ou d'apéritifs. J'ai pu également découvrir que les forestiers forment un monde où le savoir-vivre est privilégié dans une mesure quasi équivalente à leurs compétences professionnelles.

De fait, j'ai tant de personnes à remercier que je risquerais de lasser les lecteurs ou pire, d'en oublier. Je suis redevable à beaucoup de gens, en commençant par le directeur de thèse et en finissant par les personnes qui ont accepté de garder mes enfants, ne serait-ce que le temps d'un week-end. Sans parler des encouragements moraux, beaucoup plus importants qu'on ne le pense. Ils furent nombreux, formulés de diverses manières :

- parfois franchement flagorneurs : « mais oui, tu es intelligente, tu vas bien la finir cette thèse... » ;
- parfois teintés d'inquiétude : « je suis certain que tu finiras ta thèse avant ta retraite... » ;
- d'autres fois encore sous-tendus d'une idéologie franchement féministe : « uT dois montrer aux hommes que l'on peut faire un doctorat en étant mère de famille ».

Un grand merci à toutes ces personnes, famille, collègues et amis (ces deux dernières catégories s'appliquant parfois à une seule et même personne) qui m'ont prodigué leurs encouragements avec une persévérance admirable. Contrairement à moi, ils ont su ne pas faiblir dans leur enthousiasme.

J'ai bénéficié en particulier d'une relation privilégiée avec les membres du jury de thèse. De nombreuses discussions ont été menées, dans le cadre du travail de thèse, mais également dans le cadre d'autres travaux de recherches. Jean-François Ponge m'a accueillie dans son laboratoire avec une gentillesse et une compétence inégalées pour m'initier à l'étude des humus, qui représente un véritable travail de bénédictin ! De plus, il a suivi mon travail avec des encouragements qui furent toujours bienvenus. Thierry Adatte et Roger Langhor ont largement contribué par leurs commentaires (très) critiques et, il faut bien le dire, (très) judicieux, à mes réflexions sur les sols du Jura, mais aussi à mes recherches dans le domaine des sols archéologiques. Je remercie très sincèrement les trois membres du jury pour leur apport scientifique et pour leur apport « humain » !

J'aimerais toutefois remercier quatre personnes plus particulièrement.

Il est très convenu et politiquement correct de remercier le directeur de thèse. Mais si j'exprime ici ma gratitude au professeur Jean-Michel Gobat, ce n'est pas seulement pour son rôle officiel, mais également pour ses qualités humaines, son soutien moral, qui ont largement dépassé l'habituelle relation professeur-doctorant, basée sur le mode scientifique. Il toujours su trouver un moment pour discuter avec moi, malgré un agenda rempli, et nos discussions ont porté certes sur le contenu scientifique de travail, mais aussi sur les difficultés à réaliser une « thèse du week-end », entre emploi et famille, sur le découragement inhérent à un travail de longue ha-

leine.

Je souhaite souligner officiellement l'inaltérable bonne humeur de Lidia Paganuzzi, laborantine, qui effectuée de nombreuses analyses avec un sourire éclatant et une rigueur exemplaire. Et je ne parle pas tous les autres services qu'elle m'a rendu, services qui n'entraient nullement dans son cahier de charges. Sa gentillesse est proprement impressionnante. Paraphrasant la publicité bien connue de Citroën, je pourrais dire : « Mais n'oubliez pas tout ce que Lidia peut faire pour vous ».

Il est de notoriété publique que les belles-mères servent essentiellement de matériel pour des plaisanteries de bas niveau et à nommer les plantes épineuses. Les 9 ans que Colette Magnin a passé à corriger mes textes avec un rare enthousiasme prouvent l'inanité de ces croyances populaires. Elle a réussi à corriger des textes, dont, soit dit en passant, elle ne comprenait pas toujours le sens. Signe de sa modestie, j'ai trouvé de nombreuses annotations du style : « Je ne sais pas si je comprends le sens, mais ne pourrait-on pas tourner la phrase de manière que... ? ». Je peux répondre aujourd'hui : « Oui, tu avais raison, on peut tourner la phrase de manière que... ! ».

Enfin, je ne peux pas passer sous silence le rôle joué par Anita Visinand, ma voisine et mon amie du village d'à côté. Avec une équanimité d'esprit admirable et un humour à toute épreuve, elle a été présente :

- lorsque les dimanches soirs, je doutais de pouvoir poursuivre, elle a fourni le whisky et le soutien moral ;

- lorsque, quelque peu fatiguée, je n'étais plus capable d'évaluer l'évolution du rapport entre 2 minéraux, elle a fourni le crayon et le papier et elle a résolu mon problème,...alors qu'encore aujourd'hui, elle est persuadée que la chlorite (minéral argileux) est le nom d'une rare maladie tropicale.

Jusqu'à récemment, lorsque je trouvais dans un travail des remerciements à la famille, je haussais les épaules. Je n'imaginai pas quel plaisir on peut avoir à dire publiquement merci :

- à mon père, qui m'a appris qu'avec un peu d'humour, tout peut être résolu ;
- à ma mère, qui m'a démontré par l'exemple, qu'on peut obtenir un doctorat et avoir des enfants tout en travaillant ;
- à mon compagnon, qui, malgré mes absences prolongées, n'est pas parti en claquant la porte et qui a assuré la cohésion familiale, les repas, l'éducation des enfants...

Et finalement, j'ai une pensée émue pour mes trois enfants :

- ma fille Chloé, qui expliquait à notre entourage que le travail de sa mère, c'est de « regarder pousser les plantes » ;

- mon fils Colin, qui lui pensait qu'être biologiste, c'est « compter les cacas des vers de terre » ;

- mon fils Max, qui m'a récemment demandé : « Alors si tu as fini, tu es docteuse ? ».

Non, définitivement, une thèse n'est pas une entreprise solitaire mais un véritable travail d'équipe !