

Origine et évolution des sols du Haut-Jura suisse

Phénomènes d'altération des roches calcaires sous climat tempéré humide

par Michel Pochon

Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft
Mémoires de la Société Helvétique des Sciences Naturelles
Band/Vol. XC

Herausgegeben mit Subvention der Eidgenossenschaft durch die
Denkschriftenkommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft
(Präsident: Prof. Dr. H. Nüesch, Rheinsprung 9, Basel)

Druck von Gebrüder Fretz AG, Zürich
Kommissionsverlag von Gebrüder Fretz AG, Zürich

1978

Université de Neuchâtel – Faculté des Sciences

Institut de Géologie

Laboratoire de Minéralogie, Pétrographie et Géochimie

THESE

**présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel
le 27 juin 1974**

JURY:

**B. Kubler
D. Aubert
G. Pedro
Y. Tardy
E. Frei**

Origine et évolution des sols du Haut-Jura suisse / Michel Pochon

Table des matières

Avant-propos	7
Remerciements	9
 <i>Première partie: Le milieu naturel</i>	
Chapitre I: Le cadre régional	12
1. Présentation du Jura et de la Vallée de Joux	12
2. Le cadre géologique	13
3. Le cadre climatique	16
4. Le relief	17
5. La végétation	18
6. Conclusions	19
Chapitre II: Méthodes de prospection et d'analyses	20
1. Les méthodes de prospection	20
2. Les méthodes analytiques	20
Chapitre III: Présentation de quelques types de sols	23
1. Introduction	23
2. Sols sur Portlandien dolomitique	24
2.2. Type de sol au flanc supérieur du Mt Tendre (sur Portlandien calcaire)	35
3. Sol sur calcaire dur du Séquanien	38
4. Sol sur calcaire compact Kimméridgien	45
4.1. Sol des lapiez couverts	45
4.2. Sol peu évolué en coussin sur dalle	51
4.3. Sol de remplissage des crevasses de lapiez	52
5. Sols sur calcaire marneux	53
5.1. Sol au flanc nord de la combe anticlinale	53
5.2. Sol du fond de la combe anticlinale	55
6. Sols sur moraines calcaires	61
Chapitre IV: Les unités de sols dans le paysage du Haut-Jura vaudois et neuchâtelois	64
1. Substratum de calcaire dur, peu ou pas diaclasé, et sols sus-jacents	64
2. Substratum de calcaire dur très karstifié, et sols sus-jacents	64
3. Substratum marno-calcaire, et sols sus-jacents	64
4. Substratum morainique, et sols sus-jacents	66
5. Substratum de calcaire tendre, et sols sus-jacents	66
6. Conclusions à la présentation des sols ocres jurassiens	66

Deuxième partie: Les phénomènes d'altération

Chapitre V: Les eaux dans les sols	68
1. Introduction	68
2. Méthodes et analyses	68
3. Contenu chimique des eaux d'infiltration dans les sols de la chaîne du Mt Tendre	70
4. Les lois d'équilibre	76
5. Expérience d'arrosage	84
Chapitre VI: Altération de la phase carbonatée	90
1. Introduction	90
2. Altération des roches carbonatées	92
3. Mécanisme de l'altération superficielle (Formation des pellicules)	94
4. Altération des calcaires dolomitiques	101
5. Conclusions	109
Chapitre VII: La fraction argileuse	110
1. Détermination des minéraux argileux	110
2. Description du cortège phylliteux des sols et des roches du Haut-Jura	110
2.1. Introduction	110
2.2. Sols sur formations quaternaires	111
2.3. Les sols ocres sur Portlandien dolomitique (synclinal de Yens)	117
2.4. Sols sur Kimméridgien	122
2.5. Sols sur Séquanien	130
2.6. Les sols ocres sur marno-calcaires argoviens	137
2.7. Sols sur calcaires crayeux (bassin du Locle, Jura neuchâtelois)	143
3. Evolution du cortège argileux des sols et des roches	144
 <i>Troisième partie: Origine des sols du Haut-Jura et conclusions.</i>	
Chapitre VIII: Apport allochtone dans les sols jurassiens; son origine, son extension, son importance	162
1. Evidences minéralogiques	162
2. Evidences granulométriques	162
3. Mode d'apport: Le vent	164
4. Origine de l'apport éolien	165
5. Age du dépôt	169
6. Estimation quantitative de l'apport éolien	169
7. Extension de l'apport éolien	170
8. Conclusions	170
Chapitre IX: Conclusions générales	171
1. Histoire des sols: origine	171
2. Evolution pédologique actuelle	172
Bibliographie	175

Avant-propos

1. Introduction

Pour un géologue, l'intérêt s'éveille en général au niveau du substratum rocheux, la couverture quaternaire et à plus forte raison le sol, au sens de terre végétale, étant considérés plutôt comme des obstacles à l'observation.

Pourtant, cette pédosphère est une des plus intéressantes formations qui soient, sinon la plus importante par le nombre et la variété des phénomènes qui s'y produisent et des échanges qui s'y réalisent; selon l'expression de MATTSON (1930), le sol est un «véritable *complexe dynamique*, qui se forme au point d'intersection de l'atmosphère, de l'hydrosphère et de la biosphère». C'est aussi un *milieu dynamique*, car d'après DUCHAUFOR (1970): «Le sol prend naissance et il évolue. A sa base, la roche-mère s'altère, à son toit, le milieu biologique façonne une matière organique qui s'incorpore et se lie à la matière minérale».

En Suisse, comme ailleurs, nos connaissances concernant la pédogénèse sur roche carbonatée sont encore restreintes. Dans le Jura, domaine calcaire par excellence, les sols n'ont pas encore fait l'objet d'un inventaire systématique.

En 1969, Mr. le Professeur KUBLER, convaincu de l'importance des problèmes pédologiques, incluait ce type de recherche dans un projet concerté de l'institut de Géologie de Neuchâtel. C'est sous son impulsion que ce travail a été entrepris.

L'idée première était d'établir un bilan chimique global des éléments majeurs du substratum calcaire d'une part, des sols d'autre part; la différence entre «entrée» (la roche-mère) et «sortie» (le sol) servant à caractériser les phénomènes d'altération, par la ventilation des cations à travers le profil et de leur exportation.

1.1. Choix du cadre

La Vallée de Joux, au cœur du Jura vaudois, était un champ d'investigation tout désigné pour cette étude. En effet, grâce aux travaux du Professeur AUBERT (1943, 1965, 1966, 1967, 1969) les cadres géologique (stratigraphie, lithologie, tectonique), hydrologique, morphologique, étaient parfaitement définis, et les phénomènes glaciaires du Würm minutieusement décrits. Ces derniers comprennent une phase de décapage du relief calcaire par l'érosion des sols anciens, d'où cette aridité du paysage qu'AUBERT (1965) désigne sous le terme de Jura «rocheux» par opposition au Jura «pelouse» (morphologie adoucie des aires non décapées du Jura neuchâtelois).

Le cadre semblait se prêter d'autant mieux à l'établissement d'un bilan que l'on s'accordait à attribuer aux sols minces et discontinus du Jura rocheux un caractère strictement autochtone. Comme on admettait, d'autre part, une ablation totale des anciens sols, la détermination relativement aisée de l'ablation absolue au cours de 10 000 ans (durée de la période postglaciaire) pouvait être envisagée.

Les premiers résultats nous ont apporté 2 surprises de taille:

- les résidus ocres ne proviennent pas tous des calcaires du substratum;
- l'ablation des sols anciens par les glaciers ne semble pas avoir été complète.

A partir de ces résultats, nous avons orienté nos investigations dans les 2 directions suivantes:

- Poursuite de l'étude des sols ocres hors de la vallée: des prélèvements ont notamment été faits au Reculet (Jura méridional), dans le Jura neuchâtelois et dans le Jura bernois (Jura central).
- Recherche de sols dérivant directement des calcaires.

C'est ainsi que nous avons été amenés presque malgré nous à accorder une place plus importante aux problèmes purement pédologiques. Ce travail n'a pourtant pas la prétention de rivaliser avec les études classiques analogues. Nous n'en avons ni la possibilité, ni les moyens. Nous ne disposons pas, comme c'est le cas en France, par exemple, de laboratoire spécialisé qui prenne en charge la partie analytique de routine. Dans notre cas, cette dernière a représenté plus des $\frac{3}{4}$ de notre emploi du temps.

1.2. Plan de l'étude

Dans la première partie seront décrits le milieu jurassien, le secteur choisi sous ses aspects climatiques, géologiques et géomorphologiques, les méthodes de prospection et d'analyses, puis la présentation de quelques types de sols du Haut-Jura. On tentera enfin une première esquisse de la répartition des sols.

Dans la deuxième partie, on s'attachera plus spécialement aux phénomènes d'altération:

- 1) Chimisme des eaux d'infiltration dans les sols
- 2) Dissolution des Carbonates
- 3) Evolution de la phase alumino-silicatée.

Enfin, dans la dernière partie, on traitera de l'origine des sols du Haut-Jura, et des conclusions générales.

Avis aux lecteurs:

Le présent ouvrage représente un condensé de l'original dont un exemplaire est déposé à l'Institut de Géologie, 11, Rue E. Argand, CH-2000 Neuchâtel 7.

Remerciements

Nous avons le très agréable devoir de remercier ici, toutes les personnes qui nous ont accordé leur aide au cours de ce travail réalisé à l'Institut de géologie de Neuchâtel dont nous remercions vivement le directeur, M. le Professeur BURGER.

Nous exprimons notre très vive reconnaissance à notre directeur de thèse, M. le Professeur KUBLER. C'est lui qui inspira ce travail. Il sut nous passionner pour la géochimie et la minéralogie des sols, sciences nouvelles à Neuchâtel. M. KUBLER nous a constamment soutenu sur le plan matériel et guidé dans notre démarche intellectuelle. Son départ au Canada, l'an dernier, nous a permis de «mesurer» directement tout ce qu'il nous apportait journallement. Nous remercions bien sincèrement ce maître et ami.

Que M. le Professeur AUBERT trouve ici l'expression de toute notre gratitude. Il a toujours su nous accorder le refuge, tant au sens propre lors de nos campagnes de prospection à la vallée de Joux, qu'au sens moral. C'est lui qui s'est attaché à développer notre sens de l'observation. Nous le remercions également du grand soin qu'il a porté à l'examen de notre manuscrit.

Nous remercions tout particulièrement M. PEDRO, Directeur de recherche à l'Institut national de la recherche agronomique de Versailles de l'intérêt constant qu'il a porté à notre étude. M. PEDRO nous a prodigué une aide technique fort appréciée. D'autre part, c'est grâce à lui que des contacts fructueux et indispensables purent être noués avec plusieurs collègues français préoccupés par des problèmes semblables aux nôtres. Nous le remercions vivement de l'honneur qu'il nous fait d'être en ce jury.

Notre gratitude va aussi à M. le Professeur FREI, Directeur de la section de sols de la station fédérale de recherches agronomiques de Reckenholz, qui nous a si aimablement accueilli à Zurich et familiarisé avec les problèmes de micromorphologie.

Nous sommes reconnaissants à M. TARDY, Chargé de recherche à la Faculté des Sciences de l'Université de Strasbourg d'avoir bien voulu prendre part à notre jury, concrétisant ainsi, l'excellente collaboration entre l'Institut de géologie de Neuchâtel et la Délégation générale pour la recherche scientifique et technique. Nous en remercions très sincèrement son Président, M. le Professeur MILLOT, Doyen de la Faculté des Sciences de Strasbourg.

Nous remercions particulièrement M. le Professeur SCHAER, notre maître de géologie, qui en maintes occasions, nous a assuré son appui.

Nous tenons à relever l'excellente collaboration technique dont nous avons bénéficié et sans laquelle nous n'aurions pu mener à chef certains chapitres de ce travail. Nous le devons à l'amabilité des personnes suivantes:

M. FORM, Directeur de l'Institut de métallurgie structurale de Neuchâtel;

M. le Professeur STOECKLI et J.P. DUBOIS de l'Institut de chimie de l'Université de Neuchâtel;

MM. les Professeurs ALEMANN et OESCHGER de l'Institut universitaire de minéralogie de Berne;

MM. GONY et LELEU, Directeur et Chef de recherche du Bureau de Recherches Géologiques et Minières à Orléans;

M. Le RIBAUT de la Compagnie française des Pétroles à Bordeaux;

MM. PINTA, RIANDEY et DABIN des Services Scientifiques Centraux de l'ORSTOM à Paris;

MM. DUTIL et DURAND de la station agronomique de Châlons/Marne;

M. MAUCORPS, Directeur du Service de cartographie des sols du département de l'Aisne;

Que toutes ces personnes trouvent ici, l'expression de notre profonde gratitude que nous adressons également à M. le Professeur PORTMANN de Neuchâtel.

Nous adressons un merci tout spécial à deux de nos camarades auxquels nous devons beaucoup:

- M. PERSOZ, Chargé de cours de notre institut qui nous a initié à la technique de diffraction X; tout au long de notre travail PERSOZ nous a fait part, sans compter, de ses judicieux conseils.

- M. MISEREZ qui nous a initié à la géochimie et aux techniques analytiques des eaux.

Au laboratoire, nos collaborateurs précieux furent:

Mmes BEURET, JASIEWICZ et CIBRARIO;

Milles ROSSELET, HASLER, LEBET et PHILIPIDOU;

MM. MAGRANVILLE, SAAS et JEANNERET.

Qu'ils en soient très sincèrement remerciés.

Nous ne saurions oublier Mmes BOURQUIN, FEHLMANN et LEMRICH pour leur collaboration dans les domaines bibliographiques et dactylographiques.

Nous sommes particulièrement redevable à Mme CLOTTU qui s'est chargée de la dactylographie de ce texte.

Nous remercions enfin tous nos collègues des instituts de géologie et de botanique qui ont contribué, à divers titre, à ce travail.

Le soutien financier de cette thèse a été assuré par les organismes suivants:

- Fonds national suisse de la recherche scientifique;
- Commission géotechnique suisse;
- Délégation générale française pour la recherche scientifique et technique;
- Commission universitaire de la recherche scientifique.

Nous remercions très sincèrement ces institutions.

La Société Helvétique des Sciences naturelles a accepté la charge de la diffusion de notre travail. Nous tenons à exprimer ici, notre profonde reconnaissance à cette Société, et tout particulièrement à M. le Professeur NUESCH, Président de la Commission des Mémoires, pour son inlassable appui durant toutes les étapes de l'impression.

Première partie

Le milieu naturel

Chapitre 1

Le cadre régional

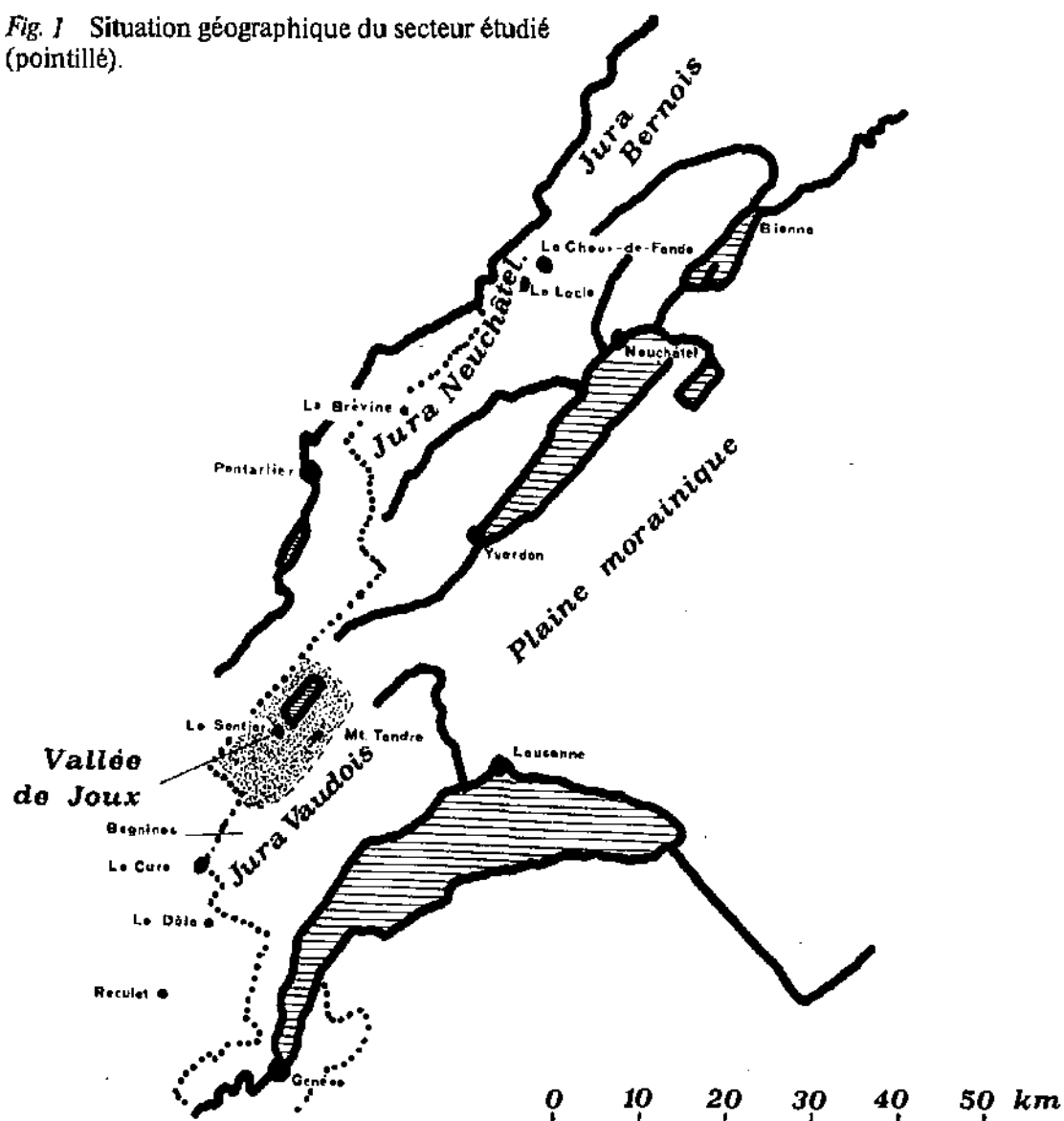
1. Présentation du Jura et de la vallée de Joux

Le Jura est un système montagneux de forme arquée, convexe à l'ouest, long de 150 km et large de 65 km au maximum.

Le Jura suisse en constitue l'arc interne. Il appartient essentiellement au domaine plissé. Les formes du relief très vigoureuses s'atténuent progressivement vers l'extérieur (en direction de la France) et l'altitude des plus importants sommets décroît du sud vers le nord: Reculet (1720 m); Crêt de la Neige (1723 m); Dôle (1681 m); Mt Tendre (1679 m); Chasseron (1611 m); Chasseral (1609 m); Weissenstein (1447 m).

Le Jura neuchâtelois et le Jura bernois succèdent au Jura vaudois en direction du NE (fig. 1).

Fig. 1 Situation géographique du secteur étudié (pointillé).



La vallée de Joux (où la plupart des observations relatées dans ce travail ont été faites) est située dans la partie sud-ouest du Jura suisse. Elle s'étend sur plus de 30 km, son talweg est occupé par le lac de Joux (1004 m d'alt.) et en direction du SW par une étendue de moraine et de tourbière, puis par le lac des Rousses.

Ses deux versants sont formés d'une succession de chaînes et de vallons étagés. Elle est limitée au NW par la chaîne du Risoux dont le faite (1400 m) constitue la frontière franco-suisse, et au SE par celle du Mt Tendre première chaîne de l'arc interne jurassien bordant le plateau molassique suisse (fig. 1).

A l'extrémité nord-est du lac de Joux, cet ensemble si régulier subit une rupture d'alignement et un bouleversement complet sous l'influence d'un accident transversal d'origine tectonique: le décrochement de Pontarlier. La masse charriée de la Dent de Vaulion barre la vallée, constituant du même coup l'un des trois plus grands bassins fermés du Jura suisse.

2. Le cadre géologique

Référence: Aubert (1943)

2.1. Généralités sur le Jura

La série stratigraphique du Jura central est caractérisée par des alternances de marnes et de calcaire du Jurassique moyen et supérieur.

Alors que les formations du Dogger (Jurassique moyen) n'affleurent qu'au cœur des anticlinaux les plus profondément érodés ou à la faveur d'accidents tectoniques, les formations du Malm (500-600 m) occupent la majeure partie du territoire, soit 80 à 90%. Le Crétacé (150 m d'épaisseur) occupe régulièrement le fond des synclinaux de quelque importance.

2.2. La vallée de Joux (fig. 2)

La répartition des affleurements des différentes formations est conforme au schéma général ci-dessus. Le Dogger n'apparaît qu'en un point; l'Argovien affleure à la faveur du démantèlement de quelques voûtes anticlinales, dont l'ossature est constituée presque essentiellement par le Kimméridgien en raison de ses qualités de résistance, d'épaisseur (> 200 m) et d'homogénéité. On trouve ce dernier à la surface de tous les anticlinaux, où il forme la majeure partie des lapiez et escarpements.

Séquanien et Portlandien complètent cette ossature kimméridgienne vers le bas et vers le haut de la série stratigraphique.

Le Crétacé occupe le fond des trois synclinaux principaux: synclinal de Joux, du Solliat côté Risoux; des Crossets-Vaulion au sud, côté Mt Tendre. Le Tertiaire est très réduit. Il est constitué, entre autres, par le Sidérolithique déposé dans les crevasses des calcaires sous forme d'argiles rouges.

Le Quaternaire est représenté dans la vallée de Joux par des accumulations glaciaires et fluvioglaciaires qui recouvrent la plus grande partie du fond de la vallée, le bas de ses versants et remplissent le synclinal du Solliat.

Dans les deux chaînes latérales (Risoux et Mt Tendre) les matériaux morainiques forment aussi des amas importants. Il s'agit le plus souvent de graviers ou de marnes calcaires d'origine strictement jurassienne (absence totale des éléments alpins prouvant par là que le glacier rhodanien n'a pas débordé la première chaîne du Jura).

AUBERT (1965) démontre que ces accumulations morainiques correspondent aux stades de retrait d'un glacier de calotte, qui s'étendait largement au-delà des limites de la vallée lors du paroxysme würmien.

Une situation semblable caractérise la vallée de La Brévine (Jura neuchâtelois) où exista également un glacier de calotte würmien.

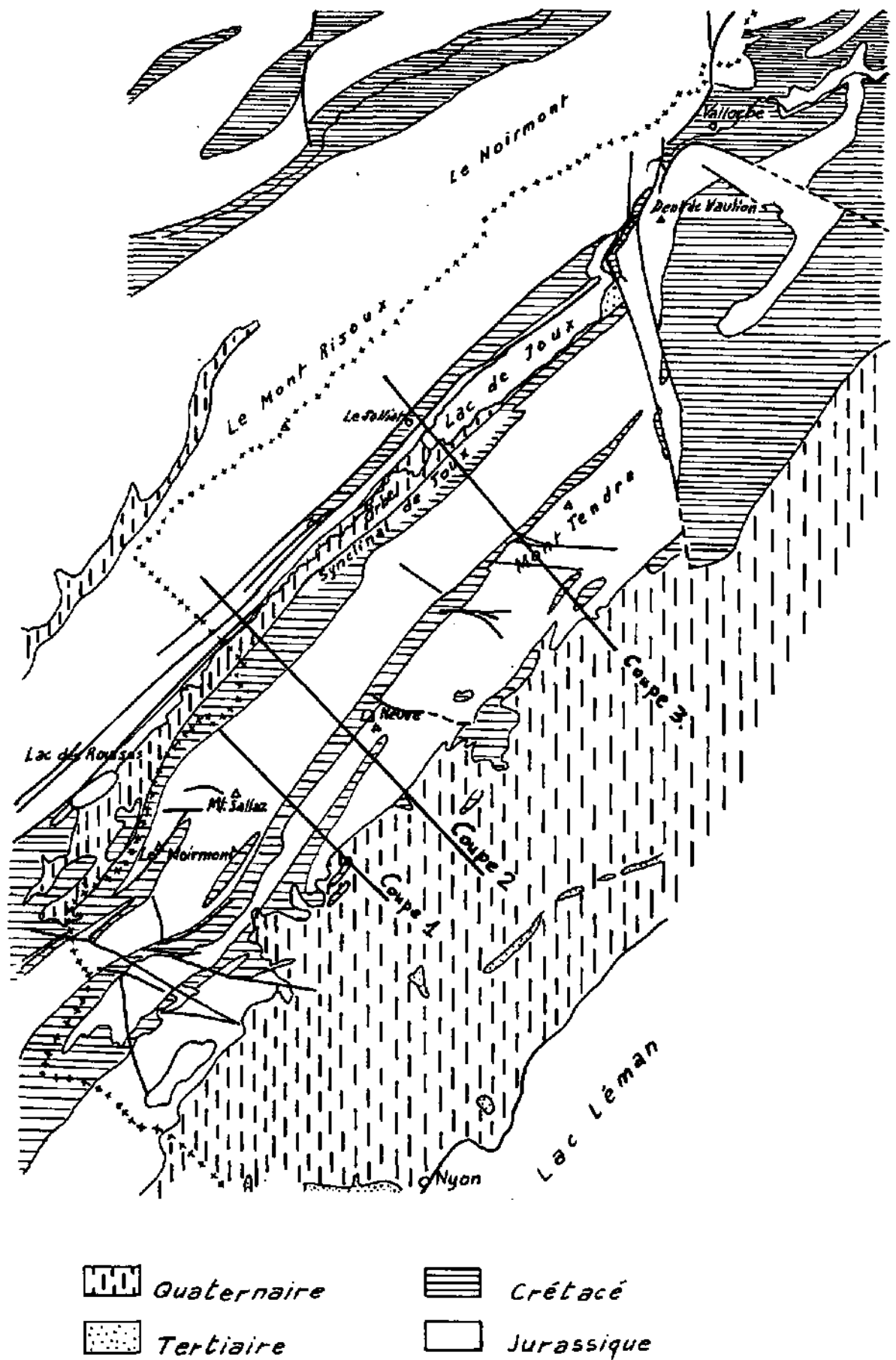


Fig. 2 Esquisse géologique de la Vallée de Joux, d'après Aubert (1941) et Falconnier (1950).

2.3. *Tectonique (fig. 3)*

Référence: AUBERT, (1969)

La vallée de Joux, avec les chaînes qui l'encadrent constitue un tronçon de l'arc interne limité au SW par le décrochement de St-Cergue-Morez et à son autre extrémité par celui de Pontarlier-Vallorbe-Monticher.

Entre ces deux accidents, la tectonique du compartiment est très régulière. Les anticlinaux et synclinaux se succèdent et s'allongent selon un parallélisme presque parfait.

Sur une transversale à la vallée de Joux, on trouve du SE au NW la succession structurale suivante:

1. Chaîne du Mt Tendre comprenant:

- anticlinal du Mt Tendre proprement dit, qui constitue la partie sommitale de la chaîne;
- synclinal crétacé des Crossets;
- large voûte surbaissée de l'anticlinal du Bucley-Dent de Vaulion.

2. Vallée de Joux constituée par:

- le synclinal de Joux;
- le synclinal du Solliat séparé du premier par un étroit anticlinal jurassique.

3. Chaîne du Risoux, qui se présente sous la forme d'un très large anticlinal à voûte régulière et surbaissée.

Les déformations tectoniques de cette couverture sédimentaire calcaire s'accompagnent de nombreux phénomènes secondaires parmi lesquels la fracturation qui conditionnera l'intensité et la localisation de l'érosion karstique et, a fortiori, le relief.

3. Le cadre climatique

3.1. *Les précipitations*

Références: AUBERT, (1969); UTTINGER, (1949); Observations de l'EDF, (1936-1965) in TRIPET, (1972); Ergebnisse der täglichen Niederschlagsmessungen der Schweiz. Meteorologischen Zentralanstalt; BOUET, (1972).

Du SW (Ain) au NE (Argovie), la chaîne du Jura forme un axe de pluviosité maximum long de plus de 250 km; le module pluviométrique annuel est presque toujours supérieur à 1200 mm. Cela est dû au fait que, même dans sa partie la plus élevée, le Jura n'est pas un obstacle sérieux pour les vents humides et ceux de l'Atlantique; il modifie leur trajectoire dans le seul plan vertical. Aussi, du Grand Credo aux environs de Vallorbe, la hauteur de pluie dépasse souvent 1600 mm et augmente en général avec l'altitude, de sorte qu'elle culmine à 2000 mm et plus le long des arêtes, notamment celles du Mt Tendre et du Risoux qui nous intéressent plus particulièrement. En ce qui concerne la vallée de Joux elle-même, les précipitations annuelles sont comprises entre 1500 et 1700 mm.

En direction du NE, le module pluviométrique diminue sensiblement, les maxima sont soulignés par l'isohyète 1600 mm (1700 mm au Chasseron). Il diminue jusqu'à 1400 mm dans le Jura neuchâtelois. Plus au NE encore, dans le Jura bernois, les précipitations descendent au-dessous de 1200 mm.

Sur les courbes pluviométriques moyennes, les pluies se répartissent assez régulièrement au cours de l'année. Le nombre des jours de pluie approche de 150 (152 au Sentier; 158 à La Cure pour la période 1960-1970).

Vers 1000 m d'altitude, 30 % des précipitations se font sous forme de neige. Vers 1500 m, ce coefficient nivométrique $n = 2,83 h + 6,2$ (n en % et h = altitude de la station en hectomètre) atteint 48 % (BOUET, loc. cit.). Vers 1000 m d'altitude, la durée d'enneigement est de 3 à 4 mois; 120 jours avec 100 jours d'enneigement continu au Sentier (1024 m) sur 18 ans d'observation (AUBERT S., (1932) in BOUET (loc. cit.)

Au Suchet (1588 m) la moyenne de la durée d'enneigement de 29 années est de 186 jours (MOREILLON, 1932 in BOUET, loc. cit.); de 170 au Chasseron (1600 m). Ces valeurs peuvent donc être retenues pour la durée d'enneigement de la chaîne du Mt Tendre.

3.1.1. *Nature et durée des précipitations*

Référence: TRIPET, (1972)

Dans le bassin de l'Areuse, les chutes de pluie ont tendance à se grouper en périodes pluvieuses séparées par des intervalles secs d'une durée souvent supérieure à 12 heures.

La durée de l'averse dépasse rarement deux jours.

Leur intensité, d'octobre à mai est très fréquemment inférieure à 1,5 mm/h et leur durée supérieure à 4 heures (averses dépressionnaires). De juin à septembre, à ce premier type d'averse, s'ajoute une classe d'intensité souvent supérieure à 1,5 mm/h, mais de durée inférieure à 4 heures (averses orageuses). De 1960 à 1968, 5 averses seulement de durée comprise entre 10 et 100 minutes ont atteint une intensité supérieure à 10 mm/h.

Le Jura dans son ensemble est un peu plus orageux que le plateau suisse (35 j./an contre 32 à Lausanne).

3.2. Température de l'air

Références: AUBERT, (1969); Annoten der Schweiz. Meteorologischen Zentralanstalt; BOUET, (1972).

La température moyenne annuelle est de 4,8 °C au Sentier, 2,7 °C au Chasseron, 4,2 °C à La Brévine (Jura neuchâtelois), 9,1 °C à Neuchâtel (450 m d'alt. au pied du Jura), 6,4 °C à La Chaux-de-Fonds.

La période la plus froide de l'année est en général le mois de janvier pendant lequel la température moyenne descend à peu près partout au-dessous de 0 °C. L'effet de l'altitude et du relief local rendent certains sites particulièrement froids par régime de haute pression continentale; ce sont essentiellement les bassins fermés (vallée de Joux, vallon de La Brévine et des Ponts-de-Martel) où des froids extrêmes inférieurs à -30 °C sont atteints par temps calme et clair.

Le mois le plus chaud est régulièrement juillet: la température moyenne mensuelle atteint alors 10,3 °C au Chasseron, 13,2 °C au Sentier, 13,1 °C à La Brévine et 14,9 °C à La Chaux-de-Fonds.

4. Le relief

4.1. Généralités

Du SW au NE, c'est à dire du Jura vaudois au Jura bernois, l'évolution du modelé karstique est sensible. Celui du Jura vaudois et plus spécialement de la vallée de Joux peut être qualifié de juvénile (AUBERT, 1969). La topographie est conforme aux structures anticlinales et synclinales. Les voûtes anticlinales y sont encore relativement bien conservées, les combes bien délimitées et relativement peu profondes.

Dans le Jura neuchâtelois, l'aplatissement des anticlinaux est déjà plus prononcé et constitue un stade intermédiaire par rapport au nivellement, proche de la pénéplaine, des Franches Montagnes (Jura bernois).

L'influence de la neige sur le relief est controversée (BIROT, 1968 in AUBERT, 1969). Elle contribue certes à accentuer le creusement des dépressions karstiques (AUBERT, loc. cit.), mais en revanche elle peut constituer une excellente protection anti-gel ainsi que nous l'avons observé durant l'hiver 1971-1972. Dans le synclinal du Chalet de Yens, Mt Tendre (1600 m) le sol n'a pas gelé, grâce à une couverture neigeuse de 60 cm.

4.2. Les phénomènes karstiques

4.2.1. Les lois de l'érosion karstique

Dans son excellente étude, AUBERT (1969) passe en revue les facteurs conditionnant le relief karstique et en dégage les lois d'évolution. Bomons-nous à relever que les diaclases constituent le facteur fondamental de la dissolution et la distinction entre érosion frontale et dorsale.

AUBERT constate en effet - le fait est nouveau et important - que l'érosion frontale qui attaque la tranche des bancs en déchaussant les blocs disloqués par des diaclases progresse beaucoup plus rapidement que l'érosion dorsale à la face supérieure des bancs.

A l'échelle des ensembles structuraux, l'ablation est conditionnée par la tectonique. Les manifestations les plus spectaculaires sont localisées aux charnières des anticlinaux où la dissolution est maximum. Les synclinaux demeurant relativement intacts, l'évolution morphologique va dans le sens d'un aplatissement progressif des reliefs.

4.2.2. Les formes d'érosions superficielles

Référence: AUBERT, (1969)

D'une manière générale, le Haut-Jura plissé possède un relief conforme. Dans le Jura «pelouse» (à l'Est de la ligne Pontarlier-Vallorbe) lequel n'a guère été soumis à l'ablation glaciaire, les calcaires sont recouverts d'un sol relativement épais et continu qui masque ou empâte les formes karstiques caractéristiques.

Dans le Jura «rocheux» en revanche, l'érosion glaciaire a débarrassé la vieille couverture pédologique et mis les calcaires à nu. Aussi, les lapiez y occupent-ils une place importante. Les plus caractéristiques apparaissent dans les synclinaux et sur leurs flancs peu inclinés, pour autant que la roche ne soit pas gélive, auquel cas ils font place à des nappes de cailloux.

Les dolines, autre forme karstique caractéristique, sont localisées surtout dans les zones broyées, le long de faisceaux de diaclases et sur les charnières anticlinales. Elles ont toujours des dimensions modestes, inférieures à quelques dizaines de mètres de diamètre. Leur présence trahit l'existence en profondeur de conduits élargis au cours d'une phase de dissolution préalable. Les résidus insolubles (R.I.) qui abondent dans la mesure où la dissolution a été active, jouent un rôle d'auto-régulation dans l'évolution de la doline, qui demeure active tant que l'évacuation est supérieure au remblayage et que la conduite souterraine n'est pas colmatée. On trouvera chez AUBERT (1969) un schéma synthétique de cette évolution.

Autres formes caractéristiques du modelé karstique jurassien: les bassins fermés. Ils sont nombreux et de toutes dimensions; les plus frappants sont naturellement les combes anticlinales. AUBERT (loc. cit.) distingue par ailleurs:

- des ouvalas, dépressions pouvant atteindre 1 km de diamètre, dont l'origine peut résulter de la coalescence de plusieurs dolines voisines et de leur renouvellement.
- des bassins fermés synclinaux (vallée de Joux, vallon de La Brévine);
- des bassins fermés monoclinaux (accentuation d'une dépression mameuse entre deux cuestas calcaires)
- des combes karstiques (dépression sèche dont l'origine n'est pas évidente).

Enfin les gouffres sont très répandus. La plupart sont des crevasses de lapiez ou des dolines qui ont évolué dans le sens vertical; souvent peu visibles en surface, ils présentent un réel danger pour le promeneur inattentif ou le jeune bétail imprudent.

5. Végétation

5.1. *Historique sommaire*

A l'origine la forêt occupait l'ensemble de la vallée jusqu'à 1620-1650 m d'altitude, à l'exclusion des crêtes proprement dites et de la partie marécageuse du talweg (AUBERT, 1930).

La colonisation de la vallée de Joux a été très tardive et ne s'est achevée qu'à la fin du 17^e s. On assiste dès lors à un intense défrichage qui obéissait à deux impératifs:

1. Création des pacages et des cultures: toutes les zones à sol profond et à substratum meuble (combes marno-calcaires, couverture morainique, synclinaux crétacés) sont déboisées.
2. Production de charbon de bois pour la satisfaction des besoins industriels. La sidérurgie et la verrerie, apparues en Franche-Comté voisine entre les XV^e et XIX^e siècles, se développent également dans la vallée. On assiste ainsi à un déboisement répété de tous les massifs forestiers à l'exception de la forêt faîtière du Risoux qui échappa au massacre en raison de sa valeur stratégique à la frontière des deux états.

Actuellement, on constate une «reboisement» surtout par l'épicéa et dans une moindre mesure par le sapin blanc. Le hêtre qui ne dépassa probablement pas 1450 m d'altitude a beaucoup de peine à reconquérir le terrain perdu.

5.2. *Végétation des sols perturbés par l'activité humaine*

La pratique agricole dans la vallée de Joux comme dans tout le Haut-Jura consiste essentiellement en élevage du bétail et production laitière. La culture y a toujours été des plus sommaires, elle s'est limitée à quelques champs d'orge et parfois d'avoine. Mais ces cultures, devenues déficitaires, sont aujourd'hui pratiquement abandonnées.

Les prairies à herbage représentent donc l'un des deux types d'utilisation des sols du talweg et du bas des versants. Elles sont régulièrement engraisées et fauchées (2 coupes annuelles). Les associations végétales y sont par ce fait très perturbées. Elles sont néanmoins apparentées à l'alliance du Polygono Trisetion.

5.3. *Végétation des sols non perturbés par l'activité humaine*

Les pâturages représentent le deuxième type d'utilisation des sols. Ils occupent toutes les zones les moins boisées des deux versants de la vallée; mais en raison de l'extension de la forêt dans le Risoux, on les rencontre essentiellement sur la chaîne du Mt Tendre.

Ces pâturages boisés n'ont jamais été labourés (et pour cause!). L'apport d'engrais est sporadique, il est de plus limité aux seuls endroits facilement accessibles: alentours des étables, replats déboisés en bordure de chemins.

Les sols de ces pâturages sont donc naturels pour la plupart; l'influence de l'homme y est négligeable; celle du bétail un peu plus sensible comme le prouve l'existence des banquettes parallèles qui strient quelques pentes herbeuses selon les courbes de niveau.

Dans toutes les zones naturelles des pâturages qui représentent en fait la plus grande partie du paysage, l'Acéri-Fagetum, en mosaïque avec quelques groupements du Vaccinio-Piceion s. l., constituent l'essentiel de la strate arborescente. Ces associations occupent toutes les zones où alternent les calcaires durs, les champs de cailloux, les croupes rocheuses, les zones lapiezées, bref, toutes les zones rocailleuses où le sol est peu épais. Dans la même région, les clairières pâturées à l'année, sans apport d'engrais, abritent le Cynosurion et le Nardion. Dans les endroits plus secs (dalles peu inclinées) et plus élevés (au-dessus de 1400 m environ) apparaissent quelques associations du Seslerion.

Dans les combes marno-calcaires, déboisées, où le sol est plus ou moins argileux, on rencontre surtout le Cynosurion.

Les zones de crêtes (1500 à 1600 m) abritent les groupements du Drabo-Seslerion (affleurements calcaires) et de l'Agrostio-Seslerion (sol basiques).

Signalons enfin, dans le talweg marécageux de la vallée de Joux un Scheuchzerietea palustris (particulièrement bien développé à Praz Rodet).

6. Conclusions

Nous devons retenir pour le climat jurassien:

1. Des précipitations annuelles partout supérieures à 1000 mm dans l'ensemble du Jura; elles atteignent 2000 mm dans les zones de crêtes.

2. Une température moyenne annuelle $< 5^{\circ}\text{C}$ dans tout le Haut-Jura.

3. Une aptitude climatique actuelle très nette au lessivage de colloïdes des sols. En combinant les deux paramètres (précipitations en m/an et température moyenne annuelle en $^{\circ}\text{C}$) dans la formule de HENIN et AUBERT (1945), on obtient un drainage calculé $> 0,35$ m/an indiquant que *tout le Jura se trouverait actuellement dans des conditions favorable à une évolution podzolisante*, (en France les sols podzoliques sont dominants lorsque le drainage est $> 0,2$ m/an). Or, les podzols sont très rares dans le Jura. Nous discuterons ultérieurement les raisons de cette divergence.

4. Il n'y a théoriquement aucun risque de manque d'eau pour la végétation, l'évaporation potentielle étant constamment inférieure aux précipitations.

5. Le climat jurassien est donc *uniformément humide et tempéré froid* (AUBERT, 1969).

Chapitre II

Les méthodes de prospection et d'analyse

1. Les méthodes de prospection

Ne disposant pas du personnel nécessaire pour assurer un traitement analytique de routine systématique, nous avons adopté une démarche d'investigation ponctuelle. C'est pourquoi dans un premier temps nous avons choisi 4 dépressions plus ou moins fermées au ruissellement amont par des têtes de couches calcaires, creusées chacune dans l'une des quatre principales formations du Jurassique supérieur, soit: Argovien (marno-calcaire), Séquanien (calcaire franc), Kimméridgien (calcaire compact en gros bancs) et Portlandien (calcaire dolomitique).

Pour tenter d'expliquer l'extraordinaire variabilité latérale des sols ocres, nous avons creusé une tranchée à travers chacune de ces dépressions et réalisé un échantillonnage à maille semi-aveugle d'un mètre, en abscisse, et selon les horizons pédologiques en ordonnée, mais au maximum 20 cm.

2. Les méthodes analytiques utilisées

Chaque échantillon d'un kg environ est recueilli dans un sachet plastique et généralement soustrait aux rayons du soleil durant le travail de terrain, afin d'éviter au maximum les sources d'erreur pour la mesure du pH.

Nous ne donnons ici que les références des méthodes analytiques. Pour de plus amples renseignements, nous renvoyons le lecteur au texte original où sont proposées entre autres précisions quelques améliorations de détails.

En fig. 4, l'organigramme de l'analyse des sols.

2.1. Détermination du pH (H_2O)

Rapport poids sol: eau égal à 1:2,5

2.2. Préparation et stockage des échantillons

Méthode classique de l'O.R.S.T.O.M.: émiettage, séchage à l'air, tamisage 2 mm pour l'obtention de la terre fine qui sera soumise aux différentes analyses selon l'organigramme de la fig. 4.

2.3. Analyses minéralogiques

a) Dosage des minéraux majeurs (quartz, calcite, dolomite et minéraux argileux) des sols et des roches par diffraction X de poudres non orientées selon la technique SNPA de FERRERO (1966) et SAHORES (1967) améliorée par PERSOZ (1969).

Les diffractions ont été faites à l'aide d'un appareil PHILIPPS et l'enregistrement des diagrammes opéré dans les conditions suivantes:

- Vitesse de rotation du gonio: $2^\circ/\text{min}$.
- Déroulement du papier 1 cm°
- Rayonnement $\text{CuK}\alpha$, 40 kW, 18 mA.
- Filtre nickel et fente $1^\circ, 0,2, 1^\circ$
- Les résultats sont exprimés en % absolu de la terre fine.

b) Dosage semi-quantitatif des minéraux argileux

Il est effectué par diffraction X de préparation orientée: Les % relatifs des diverses espèces de phyllites sont proportionnels à l'intensité des pics, sans introduction de coefficient de correction.

2.4. Analyses granulométriques

a) Méthode de la Pipette Robinson pour prélever des fractions granulométriques non séparées de 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64 μ .

b) Méthode Kopecki pour prélever les fractions granulométriques séparées suivantes: $<2 \mu$, 2-5 μ , 5-10 μ , 10-20 μ et 20-50 μ .

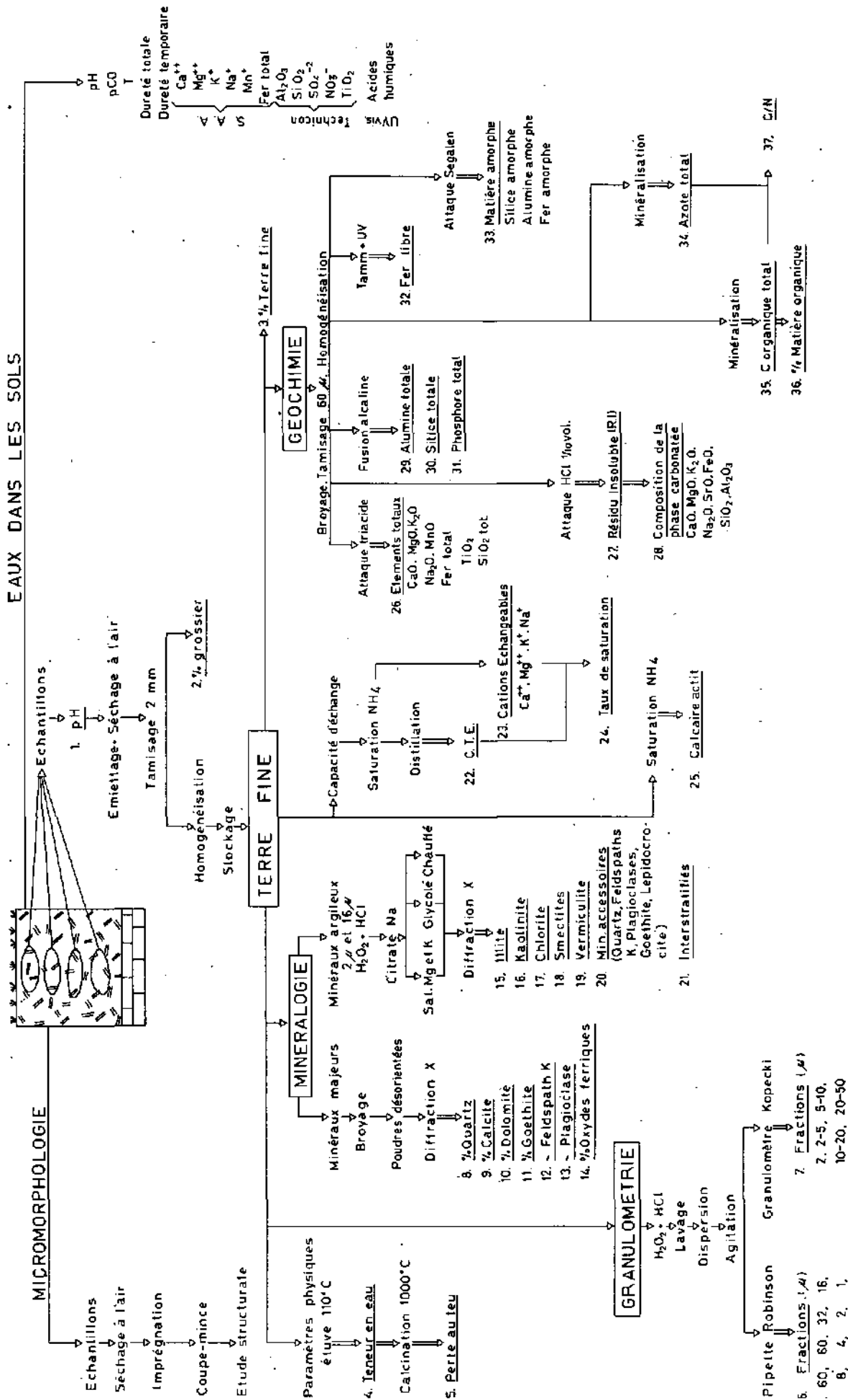


Fig. 4 Organigramme de l'analyse des sols.

2.5. Analyses chimiques

2.5.1. *Complexe absorbant*: méthode classique à l'acétate d' NH_4 .

2.5.2. *Calcaire actif*: méthode de Drouineau, améliorée par Gehu-Franck, 1959.

2.5.3. *Dosage de l'azote*: Minéralisation par la méthode de Kjeldahl, dosage à l'aide du colorimètre automatique Technicon (Dabin, 1965).

2.5.4. *Dosage du carbone organique*: Oxydation de la matière organique par la méthode d'Anne (1945), dosage à l'aide du colorimètre automatique Technicon (Dabin, 1967).

2.5.5. *Fer libre*: Solubilisation par irradiation aux ultra-violets selon la méthode de Endredy (1963) améliorée par Segalen (1971) puis dosage par S.A.A.

2.5.6. *Produits amorphes*: Méthode Segalen (1968) pour leur solubilisation. Alumine et silice amorphes sont dosées par colorimètre selon méthode de L'ORSTOM, Dabin (1966), Brion, Dabin, Pelloux (1971). Le fer par S.A.A. (Perkin Elmer 403).

2.5.7. *Dosage des éléments totaux*: La solubilisation par attaque aux 3 acides (HCl , H_2SO_4 et HNO_3) selon formulaire II de l'ORSTOM - et dosage par S.A.A. (les cations) et colorimètre automatique (Silice, alumine, fer).

2.5.8. *Phase carbonatée*: Attaque à l' HCl $\frac{1}{10}$ vol., à 80°C durant 20 min.

2.5.9. *Silice, alumine et phosphates totaux*: par fusion alcaline (NaOH) et dosage par colorimètre automatique Technicon.

2.6. Analyses micromorphologiques

Nous avons adopté la technique d'Altemüller (1971) qui permet l'obtention de très bonnes coupes minces.

Chapitre III

Présentation de quelques types de sols

1. Introduction

Dans le Jura et dans les Alpes suisses, ce sont les élèves de PALLMANN qui, les premiers, ont entrepris l'étude des sols de montagnes sur calcaire.

Il faut d'abord citer les thèses de FREI (1944) et de LEUENBERGER (1949), deux travaux foncièrement pédologiques, comparés à ceux de BACH (1950) et RICHARD (1961) qui s'attachent plus spécialement aux relations sol-végétation.

LEUENBERGER (1949) distingue pour la première fois dans le Jura 2 grands groupes parmi les sols à réserve calcaire:

- a) les sols constitués par un abondant squelette calcaire, riches en humus, mais pauvres en argile. Ce sont les «Humuskarbonatböden»: les sols humiques carbonatés.
- b) les sols développés sur les marnes tendres, dont la terre fine est non seulement riche en carbonates, mais aussi en argiles; leur teneur en humus est faible. Ce sont les «rendzina»: les rendzines.

A côté de ces deux types de sols relativement peu évolués, étroitement liés aux affleurements calcaires et toujours localisés dans les zones d'ablation, LEUENBERGER (1949) distingue un troisième groupe de sol: les «Braunerden», les sols bruns, localisés dans les cuvettes, sur les terrasses et au pied des versants: en bref, dans les zones d'accumulation.

Ces sols de couleur ocre sont pauvres en humus, partiellement désaturés en bases, acides, et peuvent présenter un indice d'entraînement d'argiles de 1:2.

Cet auteur a aussi reconnu l'influence importante de la roche-mère sur le type de sol susjacent.

BACH (1950) introduit des subdivisions nuancées en sous-types et en variétés dans les 2 groupes de sols à réserve calcaire définis par LEUENBERGER. En particulier, la définition des sous-types est basée sur une estimation de l'importance relative des trois facteurs fondamentaux partiellement indépendants les uns des autres qui sont:

- l'altération, degré de dispersivité du CaCO_3 dans le profil, degré de décarbonatation de la terre fine, etc.
- formation de l'humus, teneur en humus de la terre fine, type de distribution de l'humus dans le profil, type d'humus.
- transport, exportation du Ca^{++} , degré de décarbonatation de la terre fine, importance de l'accumulation du résidu de décarbonatation, etc.

Il parvient ainsi à distinguer, toujours sous forêt:

- a) des sols humiques carbonatés, rendzinoïdes, peu ou moyennement développés, ou dégradés, ou brunifiés, ou très dégradés (Kalkstein braunlehm),
- b) des rendzines, moyennement ou bien développées, faiblement dégradées (brunifiées).

Les sols bruns sous forêt ne font en revanche l'objet d'aucune étude particulière. Cette lacune est partiellement comblée par RICHARD (1961) qui s'intéresse aux forêts acidophiles du Jura. Ceci l'amène donc à s'occuper de ces sols ocres décarbonatés. Il distingue notamment, en bordure de la première chaîne jurassienne:

- des sols bruns lessivés et bruns lessivés acides (A_1-A_2 et B, de pH = 5) (C.P.C.S., 1967) sur les moraines mixtes (mélange d'éléments siliceux et calcaires), au pied du Jura suisse (Luzulo-fagetum), ou sur des argiles de décalcification à Silex, marnes (Querco-Betuletum, Plateau de Franche-Comté), substrats très différents qui n'ont en commun que leur richesse en terre minérale, susceptibles d'être plus ou moins profondément décarbonatés et lessivés sous l'influence des précipitations et de leur pauvreté relative en CaCO_3 .

- Dans le Haut-Jura, à côté des lithosols à Mor, très acides du Lycopodio-Mugetum, et d'Asplenio-Piceum, sur calcaire très dur et pur des éboulis, RICHARD (1961) découvre pour la première fois dans le Jura un podzol sur Pseudogley, développé sur argiles glaciaires et marnes riches en éléments silicatés, à la faveur du climat froid et humide des dépressions imperméables. Ce podzol est typique du Sphagnopietum blechnetosum, au voisinage même des marécages. L'auteur rencontre ailleurs des sols moins dégradés: bruns lessivés à Pseudogley, associés eux aussi au substratum mameux, sur lesquels se développe l'Equiseto-Abietetum.

En définitive, on constate que RICHARD (1961) a surtout été amené à étudier les sols développés sur moraines alpines et sur les marnes.

AUBERT (1969) donne un schéma de distribution des sols très voisin de celui proposé par LEUENBERGER (1950): à côté des 2 types de sols à réserve calcaire (rendzine et sol lithocalcique à humus brut), il distingue un groupe de sols «ocreux», localisés généralement dans les dépressions sur calcaire en place. Il leur reconnaît une origine vraisemblablement résiduelle en raison de leur richesse en minéraux argileux et hydroxydes de fer; c'est également l'opinion de RICHTER (1907), de DUPARC (1890), de GODET (1922) et de BURGER (1959).

1.1. Variabilité latérale des sols développés sur calcaire dur

Le promeneur attentif est d'emblée frappé par la variabilité de la couleur des «taupinières» dans les pâturages jurassiens. Ocre à brun-jaunâtre dans les dépressions, aux abords et à l'intérieur des dolines, bref, partout où les calcaires n'affleurent pas, la terre devient en revanche de plus en plus foncée à proximité des buttes de calcaire dur, d'autant plus que le substratum est plus finement disloqué.

RICHARD (1961) constate, sur les vastes croupes ou plateaux du Haut-Jura central (Jura vaudois et neuchâtelois), l'existence en mosaïque de très petites surfaces, de types de sols différents, développés sur les terrains où les blocs alternent avec les graviers et les cuvettes argileuses.

AUBERT (1969) souligne la même variabilité; il observe même, au cours du curage d'une doline, la superposition, voire même l'imbrication, dans un même profil, d'un sol humique carbonaté et du sol ocre.

Notre premier objectif est donc de présenter quelques sols ocres développés sur calcaire dur, et d'envisager le problème de la variabilité latérale. C'est pour cette raison que nous avons adopté la technique de la tranchée.

1.2. Avertissement au lecteur

Dans ce chapitre III, seule la première tranchée-profil est décrite par le détail à titre d'exemple; nous nous limitons à l'essentiel pour les profils suivants.

Nous renvoyons donc à la consultation de l'original (lieux de dépôt, voir page 8) le lecteur intéressé par les détails.

2. Sol sur Portlandien dolomitique

2.1. Tranchée-profil du Synclinal de Yens

2.1.1. Localisation (Coor. 513,360/161,140)

Le flanc nord du sommet du Mt Tendre (1679 m) est constitué par une pente régulière de 22°, interrompue par un replat d'une cinquantaine de mètres de largeur environ: c'est le synclinal de Yens, un pli mineur dans la voûte anticlinale de la chaîne, et que l'on peut suivre parallèlement à l'axe du pli, sur plus d'un km.

La première tranchée a été creusée perpendiculairement à ce mini-synclinal, exactement au N du sommet du Mt Tendre.

En amont et en aval, les têtes de couches de calcaire dur (essentiellement Portlandien et Kimméridgien dans la partie sommitale) affleurent en de nombreux endroits. Entre ces affleurements, le substratum calcaire est recouvert d'un sol peu épais, renfermant un squelette de blocaille. Ces éléments plutôt grossiers sont d'origine strictement autochtone et dus pro parte à l'abattage par les glaciers et par le gel. Le sol du synclinal, relativement épais, en est presque complètement dépourvu.

2.1.2. Descriptions du profil au centre de la dépression

- 0-6 cm; horizon A_{11} , de couleur brun foncé (10 YR 3/3,5 à l'état frais); une structure peu nette: polyédrique émoussée très fine (agrégats de qq. mm). Texture argilo-limoneuse, présence de nombreux grains de quartz lavés à la surface des agrégats. Dense chevelu de racines très fines.

- de 6-9 cm; horizon A_{12} , couleur un peu moins foncée (10 YR 4/3 à l'état humide); structure, toujours très fine (qq. mm) un peu mieux exprimée, du type polyédrique un peu plus franc. Nombreuses taches minuscules de rouille, toujours associées à des taches plus claires et localisées dans les canaux des racines mortes (Couleur 10 YR 4/2-5/2).

- de 8 à 25 cm, horizon A_2 , couleur franchement brune (10 YR 4/4); l'horizon débute quelques cm au-dessous du dense chevelu des racines; structure polyédrique à subangulaire mais toujours fine (qq. mm) irrégulièrement exprimée. Texture nettement limoneuse.

- de 25-35 cm; horizon B_{1t} (transition); couleur plus intense (10 YR 4/5); structure toujours du type polyédrique fine, évoluant vers le bas, vers une structure prismatique; dépôts argileux sur les faces des agrégats encore très restreints et rares; texture limoneuse devenant un peu plus argileuse.
- de 35 cm au substratum rocheux (soit 60-80 cm); horizon B_{2t} , couleur passant au jaune-brun (10 YR 5/6); structure du type prismatique fine (section des prismes voisine de 1 cm) à sous-structure polyédrique. Les dépôts sur les faces des agrégats sont plus fréquents (Couleur 10 YR 6/6) mais jamais épais.
- de 60-80 cm et au-delà; horizon C, constitué par un Portlandien calcaro-dolomitique, rendu pulvérulent par la dissolution du ciment calcitique. De nombreux résistats, en voie d'altération.

2.1.3. Végétation

Pelouse herbacée, très dense, avec dominance du *Nardus stricta*.

2.1.4. Variations latérales

Aux deux extrémités de la tranchée, à l'approche des buttes calcaires, le sol devient plus foncé en surface (10 YR 2/2 - 10 YR 3/2) et le demeure en profondeur dans la mesure où le squelette occupe une plus grande partie du profil; le chroma reste inférieur ou égal à 4.

Du centre vers les bords de la dépression, la structure polyédrique s'affirme (polyèdres voisins de 5 mm) et la différenciation des horizons est de moins en moins nette.

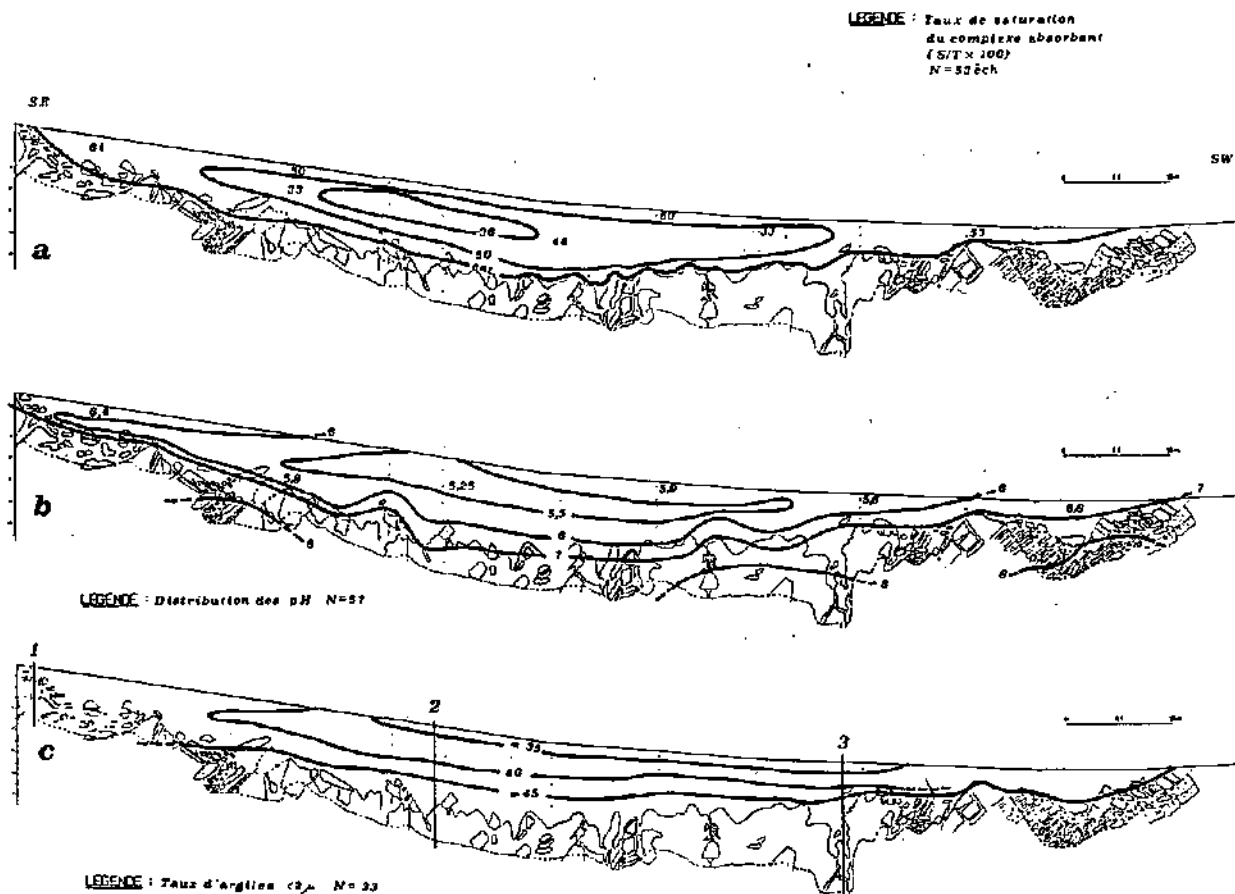


Fig. 5

2.1.5. Granulométrie (fig. 5c)

Les granulométries de la terre fine présentent les caractéristiques suivantes (que nous retrouverons partout ailleurs):

- la fraction $>63\mu$ (sable fin) excède très rarement 5 %;
- les limons fins ont une répartition très homogène;
- en profondeur, les argiles l'emportent de plus en plus avec l'épaisseur croissante du sol.

Partie centrale de la tranchée

Dans la partie centrale de la tranchée, on observe une forte variation du taux d'argile à travers le profil. C'est pourquoi nous présentons les granulométries des horizons éluviaux et illuviaux séparément.

		A ₁ , A ₂ , (A ₃)	B _{2t}
[<2 μ]	: (argiles)	32 à 38 %	48 à 65 %
[2-16 μ]	: ~ (limon fin)	22 à 32 %	22 à 25 %
[16-63 μ]	: ~ (limon grossier)	27 à 33 %	10 à 23 %
[>63 μ]	: (sable fin)	2 à 6 %	< 5 %
	(sable grossier)		

Deux variations apparaissent d'emblée:

a) la teneur en argile augmente fortement vers la profondeur; (rapport de lessivage de l'ordre de 1/1,7). Une telle constatation n'est significative que si l'on a affaire à un matériau originel homogène; or, la deuxième variation laisse déjà entrevoir que ce n'est pas le cas.

b) en effet, la teneur en limon grossier est relativement 2 à 3 fois plus élevée dans les horizons éluviaux qu'en profondeur. Cette différence, comparée à celle des limons fins et des sables fins, ne résulte pas du seul entraînement des argiles.

Nous reviendrons ultérieurement à ce problème (chapitre de l'origine éolienne). L'hétérogénéité de ce matériau sera nettement démontrée (notamment fig. 71) au chapitre 8.

Les observations faites en plaque mince permettent en revanche une analyse plus objective du lessivage. En micromorphologie, apparaissent:

- des cutanes de chenaux, jaune or à brun rouge (ferri-argillanes) dont l'épaisseur et le nombre augmentent vers la profondeur; ils sont orientés et se présentent parfois superposés en multicouches;
- des cutanes de fissures, jaune or, fins chevelus qui parcourent la matrice selon une orientation préférentielle;
- des amas plasmiques, plus rares; par endroit, la distribution des quartz et des feldspaths de la matrice cède manifestement le pas aux argiles, lesquelles ne sont pas toujours orientées.

Une certaine illuviation est donc mise en évidence, mais assez localisée et d'une ampleur modérée; plus modérée cependant que ne paraît l'indiquer le rapport 1/1,7 des teneurs en argiles.

L'analyse micromorphologique révèle une matrice sensiblement plus riche en argiles à l'approche des calcaires, indépendamment des accumulations dues au lessivage.

La distribution de ces teneurs en argiles dans le sol du synclinal (fig. 5c) est établie sur la base de 33 analyses granulométriques (tous les taux d'argiles sont exprimés en % des éléments purement minéraux).

Les plus fortes variations à travers le sol sont localisées exclusivement dans la partie centrale de la tranchée; le lessivage y est actif, ainsi qu'en témoigne l'existence dans l'horizon C de nombreux canaux remplis de terre ocre, de plus en plus argileuse vers la profondeur; ce lessivage tend à augmenter l'hétérogénéité originelle des teneurs en argiles.

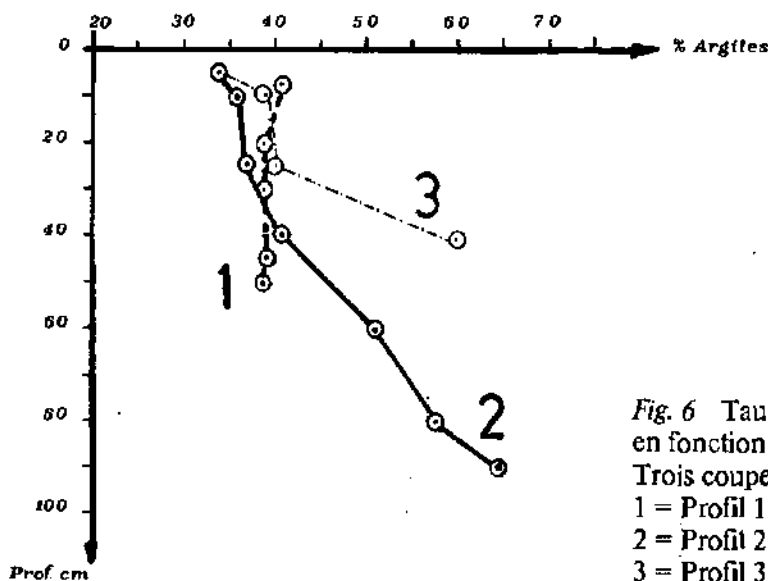


Fig. 6 Taux d'argile (en % de la terre fine minérale) en fonction de la profondeur.

Trois coupes à travers le synclinal de Yens.

1 = Profil 1 de la fig. 5.

2 = Profil 2 de la fig. 5.

3 = Profil 3 de la fig. 5.

Aux extrémités de la tranchée, ce gradient d'argile tend vers 0 (Courbe 1 de la fig. 6). Il faut toutefois relever que l'existence de gros blocs nous a empêchés de recueillir la terre fine interstitielle au-delà de 50 cm de profondeur.

Les courbes 2 et 3 de la fig. 6 illustrent en revanche la teneur en argile du profil complet.

D'une manière générale, le résidu insoluble des calcaires durs est toujours plus riche en argiles que les sols situés à leur contact; nous le verrons en particulier avec les formations séquanienues et kimméridgiennes.

En revanche, le pourcentage des limons fins du résidu insoluble (R. I.) est supérieur à celui mesuré dans le sol; c'est l'inverse pour les limons grossiers. Cette double tendance est valable pour tous les calcaires durs et purs (résidu insoluble < 8 %) que nous avons analysés. Enfin, les marno-calcaires (argoviens par exemple) sont plus riches en limon grossier.

Ainsi, contrairement à l'idée généralement admise, l'hypothèse de l'autochtonie absolue paraît devoir être écartée. Les arguments granulométriques permettent d'envisager soit une autochtonie partielle (remaniement à l'échelle locale), soit une allochtonie modulée à sa base par le R. I. du substrat. Cette deuxième hypothèse sera confirmée par l'analyse minéralogique (minéraux majeurs et minéraux argileux).

2.1.6. Minéraux majeurs du sol

1) Calcite - Dolomite

On constate:

- Une absence totale des minéraux carbonatés dans toute la cuvette: le passage de la terre fine au substratum calcaro-dolomitique est toujours extrêmement franc.
- Dans le premier tiers amont de la coupe, où le substratum devient franchement calcaire (disparition en profondeur de la strate calcaro-dolomitique), les horizons inférieurs contiennent quelques graviers calcaires qui ne dépassent pas 25 % de la terre totale.
- Le calcaire actif (absent partout ailleurs) leur est associé; 2 à 3 % en moyenne avec une valeur extrême: échantillon 4044: 7,3 %, provenant d'accumulation graveleuse à 1,5 m de l'extrémité sud de la tranchée.
- La pauvreté de la terre fine en calcaire actif est d'ailleurs une caractéristique de tous les sols sur calcaire dur, même en présence d'un squelette calcaire important (nous le verrons plus loin); c'est une conséquence directe de l'abondance des précipitations (≈ 2000 mm/an).

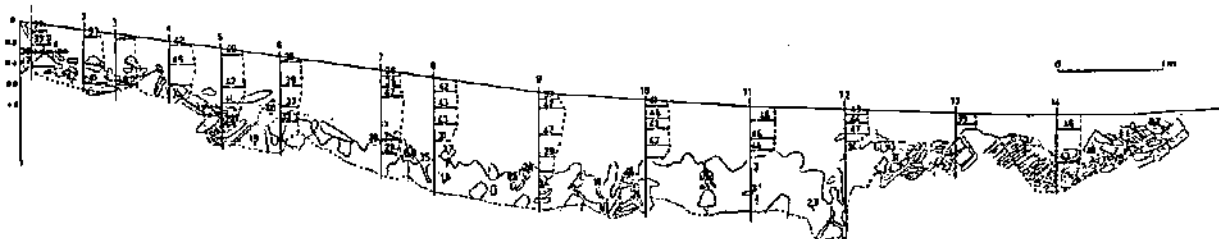


Fig. 7 Distribution du quartz (en % de la terre fine).

2) Le quartz (fig. 7)

Une abondance exceptionnelle de quartz (distribution donnée en fig. 7):

- 43 % moyen dans les horizons éluviés (maximum 49 % au profil 4)
- généralement inférieur à 30 % dans les horizons illuviés (minimum 18 %, en 4083, dans un des chénaux d'infiltration)
- les valeurs les plus faibles de l'horizon A₁₁ sont attribuées à la dilution par la matière organique
- le quartz (x) est lié négativement à la teneur en argile (y) par la relation $y = 76,75 - 0,86 x$ avec un coefficient de corrélation $r = -0,702$ pour N = 24, tous les échantillons de l'horizon A₁₁ étant écartés.

Pourtant cette corrélation n'est probablement pas en relation biunivoque avec l'entraînement des argiles; elle n'exclut pas la possibilité de juxtaposition de 2 populations originellement distinctes: sol allochtone et résidu autochtone de décarbonatation. Ainsi, le résidu insoluble des roches est constitué ici, dans la proportion de 24 % moyen de quartz (c'est-à-dire la majorité des limons fins et la quasi totalité des limons grossiers), soit approximativement la moitié de la teneur du sol susjacent en quartz.

3) Les Feldspaths

L'hypothèse de la juxtaposition de deux populations se trouve renforcée par la présence dans le sol de feldspaths potassiques et de plagioclases. Dans les horizons de surface (éluviés et de transition), leur concentration est estimée à 5% de la terre fine dont $\frac{2}{3}$ plagioclases, $\frac{1}{3}$ feldspaths potassiques. En profondeur (horizon B_{2t}), elle diminue de moitié. Or, seuls les feldspaths K sont présents dans le résidu insoluble du substratum, mais dans une proportion plus restreinte et dans une tranche granulométrique inférieure, (essentiellement dans les limons fins), à celle des sols.

Les plagioclases du substratum sont extrêmement rares (PERSOZ, comm. orale). Nous les avons observés en trace dans le seul résidu de décarbonatation des mamo-calcaires de l'Argovien supérieur!

Or, cette strate n'affleure pas dans le secteur du Mt Tendre. D'ailleurs, le résultat de l'étude systématique des formations qui affleurent en amont est formel; on y trouve quelques rares feldspaths K mais aucun plagioclase. Par conséquent, ceux du sol ne proviennent pas de remaniements à l'échelle régionale. Ils sont allochtones. Comme il s'agit là du problème de l'origine de la formation-mère, nous y reviendrons plus loin (chapitre VIII).

4) Autres minéraux

La goéthite apparaît fréquemment dans les horizons d'accumulation, plus rarement dans ceux de surface. Elle ne dépasse pas 3,5% de la terre fine.

2.1.7. Complexe absorbant et pH

2.1.7.1. Capacité totale d'échange (CTE)

Elle demeure voisine de 30 méq/100 g de terre fine:

- dans l'horizon A₁₁, à travers toute la coupe;
- du haut en bas des profils aux extrémités de la tranchée;
- en B_{2t} et B/C dans toute la longueur de la dépression.

Dans les horizons intermédiaires A₁₂, A₂ et B₁, au centre de la dépression, CTE est comprise entre 16 et 25 méq/100 g.

En soustrayant la capacité d'échange liée à la matière organique (colonne 2, tableau 1) sur la base d'une valeur moyenne de 160 méq/100 g, on constate que la CTE ne croît pas régulièrement avec le taux d'argile du haut en bas du profil au centre de la coupe (tableau 1, colonne 3). Elle est minimum dans les horizons éluviés.

Rapportant cette CTE corrigée à 100 g d'argile, on obtient des valeurs absolues relativement faibles comprises entre 30 et 45 méq (colonne 5, tableau 1); les valeurs minimales sont à nouveau obtenues dans les horizons éluviés et de transition; elles se stabilisent en profondeur vers 40 méq/100 g d'argile.

Tableau 1 Variation de la capacité totale d'échange (CTE) à travers le sol du synclinal de Yens. (Au centre de la tranchée.)

Ech.	Horizon	Prof.	CTE méq/100 g terre fine	Correction pour M.O.	CTE méq./100 g Mat. min.	% argile du sol	CTE méq/100 g d'argiles
			1.	2.	3.	4.	5.
4026	A ₁₁	0- 5 cm	20,9	14,4	15,6	34	45,8
4027	A ₁₂	5-10 cm	21,4	8	13,4	38	35,3
4025	A ₂	10-35 cm	21,0	7,50	13,5	37	36,5
4039	B ₁	35-50 cm	15,8	3,40	12,4	40	31,0
4048	B _{2t}	50-75 cm	27,4	3,40	24,0	58	41,0
4083	B _{2t}	75-95 cm	30,6	3,0	27,3	65	42,0

Enfin, nous avons mis ces résultats en parallèle avec ceux de l'analyse röntgénographique des argiles (voir profil 4 et 5, fig. 43).

Il ressort que:

- Les valeurs de CTE, somme toute assez faibles, résultent de la présence de 15% moyen de kaolinite (CTE: 3-15 méq/100 g selon GRIM, 1968), de 45% d'illite et de chlorite (10-40 méq/100 g), de 30-35% de

minéraux gonflants, smectites (80-150 méq/100 g) et interstratifiés 10-14 M, et de 5-10 % de quartz et de feldspaths.

- La CTE obtenue pour le groupe des édifices gonflants (smectites + interstratifiés) atteint en B_{2t} la valeur moyenne de 82 méq/100 g, résultat en définitive assez conforme aux capacités d'échanges des smectoides, puisque la moitié des gonflants est constituée par des interstratifiés 10-14 M à taux d'interstratification variable.

- En dernière analyse, les valeurs minimales de CTE observées dans les horizons éluviés et de transition correspondent à une teneur minimum en minéraux gonflants. Nous avons tout lieu de croire d'autre part que la réduction de la CTE a été quelque peu accentuée dans ces niveaux par un processus d'interfoliation de produits hydroxy-Al et Fe, dans l'espace baillant des minéraux gonflants (processus dont nous parlerons au chapitre 7, p. 152 et suivantes).

2.1.7.2. pH et taux de saturation

Les pH varient de façon cohérente: (fig. 5b)

- ils diminuent des bords vers le centre du synclinal;
- ils augmentent de la surface vers la profondeur, en passant cependant par un minimum au niveau de l'horizon A₂.

Le taux de saturation du complexe absorbant (S/T) présente les mêmes tendances (fig. 5a).

On constate qu'aux pH les plus acides correspondent les complexes les plus désaturés (S/T = 20-30 %). Ces derniers se rencontrent régulièrement dans l'horizon A₂ au centre de la cuvette. Les valeurs supérieures de S/T de l'horizon A₁₁ (S/T > 50 %) sont une conséquence de l'activité biologique, laquelle puise les bases en profondeur puis les libère à la surface (décomposition des litières).

Le coefficient de corrélation pH - S/T établi sur la base de l'ensemble des 57 mesures de la coupe est excellent: voisin de 0,90.

Sur la fig. 5a, on constate que la tranche de sol saturé (S/T ≥ 100) diminue des bords au centre de la coupe, où la terre, au contact du substratum calcaire-dolomitique, peut même être partiellement désaturée, comme le révèle l'étude de détail de la fig. 8. La limite du domaine saturé s'appuie même sur les «points hauts» du substratum (effet de socle).

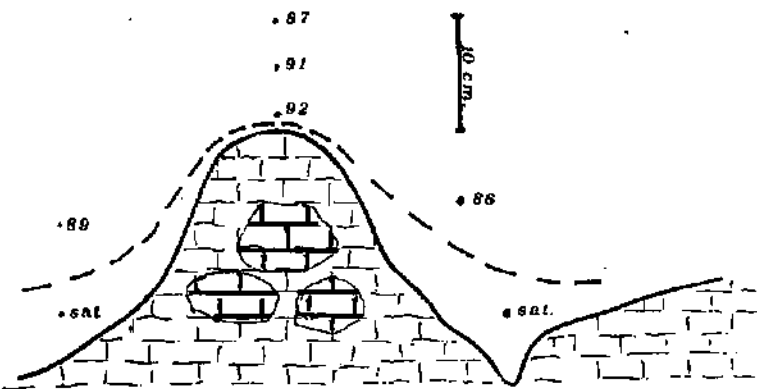


Fig. 8 Evolution du taux de saturation (S/T x 100) à l'approche du substratum dolomitique altéré. «Effet de socle.»

Les langues d'infiltration de terre ocre dans les interstices de l'horizon C sont naturellement saturées en raison de leur étroit confinement dans lequel se produisent notamment:

- une imbibition par les eaux enrichies en bases à la suite de la dissolution des carbonates encaissants;
- une accumulation du résidu de décarbonatation à S/T saturé.

Les mêmes remarques peuvent être faites au sujet des domaines d'iso-pH (fig. 5b). On constate par exemple qu'au centre de la cuvette, la partie supérieure de l'horizon B_{2t} est acide. Nous reviendrons ultérieurement à la signification de cette observation.

2.1.7.3. Les cations échangeables

Ce sont essentiellement (dans l'ordre d'importance décroissant): Ca⁺⁺, Mg⁺⁺, K⁺, Na⁺.

Sur substratum franchement calcaire: (Profils 1 à 6, fig. 7)

Le profil est saturé (S/T = 100) et l'on constate que:

- | | | |
|----------------|-------------------------|-------------------|
| - le calcium | représente plus de 95 % | des cations fixés |
| - le magnésium | de 0,5 à 3 % | des cations fixés |
| - le potassium | de 0,6 à 2 % | des cations fixés |
| - le sodium | moins de 0,5 % | des cations fixés |

Sur substratum calcaro-dolomitique: (Profil 7 à 14, fig. 7)

Le magnésium échangeable atteint un pourcentage nettement plus élevé (maximum 31 % des cations fixés); le K^+ également (de 1,6 à 3,7 %). Le Na^+ demeure inférieur à 0,5%.

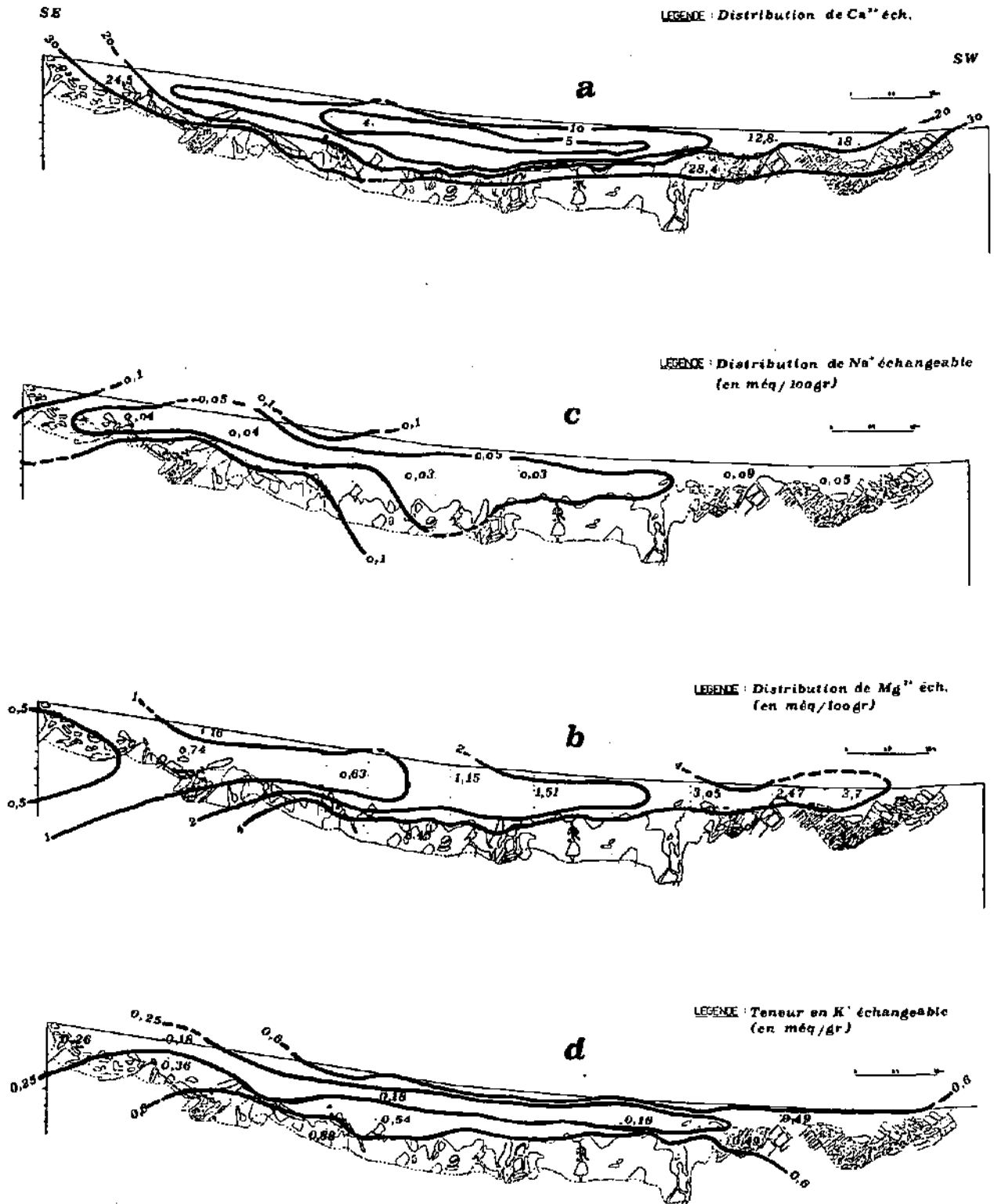


Fig. 9

2.1.7.3.1. Variations spatiales

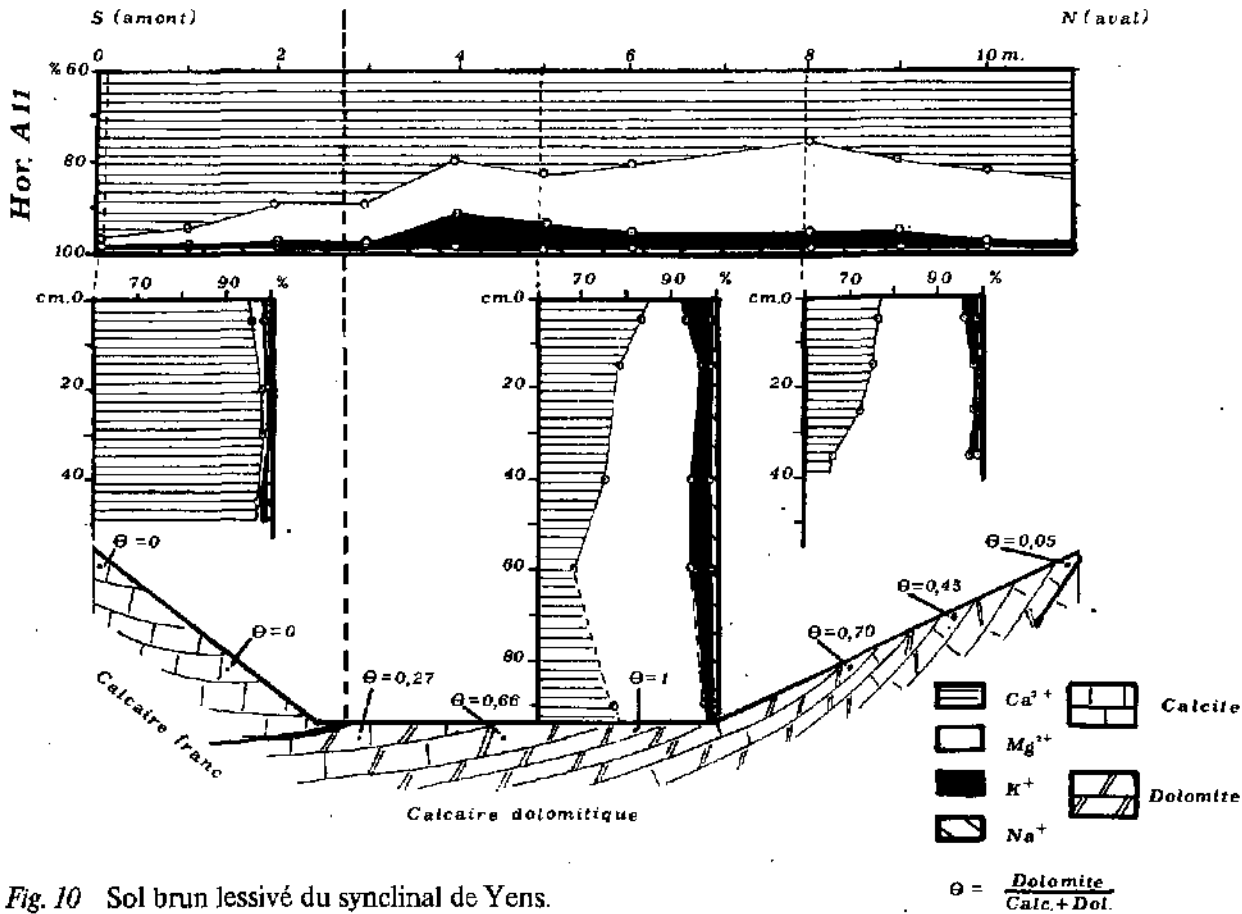
Elles sont schématisées sur les fig. 9 et 10.

Variations latérales

Forte augmentation du Mg échangeable des bords vers le centre de la cuvette (3,0 % à 20 %), en étroite correspondance avec θ (= rapport Dolomite/Calcite + Dolomite) du substratum (fig. 10).

Le potassium présente la même variation.

On retrouve ces mêmes tendances dans tous les horizons. En B_{2t} toutefois, les proportions relatives sont encore plus nettement influencées par la géochimie du substratum. Ainsi, dans la partie amont du profil, Ca⁺⁺ qui représente plus de 95 % des cations fixés (avec Mg < 1 %) et conserve cette valeur tant que le substratum est totalement calcaire, passe brusquement à 80 % avec Mg compris entre 15 et 20 % lorsque la composante dolomitique du substratum apparaît.



Variations verticales

a) Sur le substratum calcaire (profil gauche, fig. 10), [Ca⁺⁺] du complexe est constant (partout supérieur à 95% des cations fixés). Le Mg diminue de la surface vers la profondeur. [K⁺] et [Na⁺] sont constants et très réduits.

b) Sur le substratum calcaire-dolomitique (profil central et de droite, fig. 10), [Ca⁺⁺] diminue de la surface vers la profondeur; diminution de 10 à 15%, au profit de [Mg⁺⁺] qui double en général, du sommet à la base des profils. [K⁺] diminue en profondeur, en accusant toutefois un minimum dans l'horizon A₂.

Nous verrons au chapitre sur l'eau d'infiltration, que la circulation du potassium est liée à la matière organique.

Remarques

Ces variations, exprimées en % relatif des cations fixés dans le complexe, sont significatives, puisque les valeurs absolues (en m $\text{eq}/100$ g de terre fine) des cations échangeables présentent effectivement les mêmes tendances.

Sur substratum calcaire par exemple, $[\text{Mg}^{++}]$ partout inférieur à 1 m eq est toujours supérieur à 1,15 m eq dans le sol recouvrant le substratum calcaire-dolomitique. La moyenne est voisine de 3 m eq , mais localement en B $_2$ t, $[\text{Mg}^{++}]$ dépasse 10 m eq .

Du point de vue agronomique, les teneurs en K^+ sont «intéressantes». Bien que les sols de pâturage ne soient jamais fertilisés, elles sont généralement élevées. D'après la classification utilisée en Champagne (DURAND, communication personnelle), ce sol, comme la plupart des sols jurassiens, entre dans la classe des moyennement à bien pourvus en K^+ . Cette richesse en K^+ découle directement de la forte proportion d'illite, comme on peut le constater dans la fig. 43.

2.1.7.4. Imprégnation géochimique ascendante

L'étude du complexe absorbant a permis la mise en évidence d'un phénomène qui nous paraît fondamental:

«L'imprégnation géochimique ascendante».

En effet, étant donné la configuration locale de cette coupe (substratum calcaire-dolomitique, strictement localisé sous le sol, dans la partie centrale du synclinal, toutes les buttes environnantes étant constituées de calcaires francs), l'apport latéral du Mg^{++} échangeable peut donc être écarté. Il ne s'agit pas davantage de Mg^{++} résiduel. Dans tous les sols analogues sur calcaires francs, sa concentration n'est jamais aussi élevée (elle ne dépasse pas 10 % des cations fixés).

Sa source est indéniablement le substratum calcaire-dolomitique. L'analyse roentgéographique (voir chapitre VII) confirme ce point de vue, en ce sens que l'évolution du cortège argileux ne conduit pas à une libération préférentielle du Mg^{++} .

Cette «imprégnation géochimique ascendante», valable également pour le Ca^{++} , est d'autant plus importante que l'épaisseur du sol est plus faible. Elle assure un réapprovisionnement qui s'oppose efficacement au lessivage des bases par les fortes précipitations annuelles du Haut-Jura (≥ 2000 mm). En effet, d'après les valeurs du drainage calculé (HENIN et AUBERT, 1945) obtenues pour le Jura - D compris entre 350 et 670 mm - il devrait y avoir partout des sols podzolisés. Or, dans tout le secteur étudié, l'évolution pédologique n'est jamais aussi prononcée: - *c'est que les sols sont trop peu épais; ils demeurent tous dans l'auréole d'influence* du substratum et de l'«imprégnation ascendante», auréole d'autant plus large que l'altérabilité du substratum carbonaté est grande, ce qui est effectivement le cas (voir chapitre VI) des calcaires dolomitiques de cette coupe.

«L'imprégnation ascendante» peut être considérée comme le frein principal de l'évolution pédologique. Cette «imprégnation géochimique ascendante» est la résultante de plusieurs facteurs, notamment:

1) *Recyclage biologique* dont:

a) *Activité zoobiologique*: les lombrics, par exemple, remonteraient annuellement à la surface, l'équivalent d'une couche de 2 mm de terre (DARWIN); ou 60 tonnes/ha.

b) *Activité végétale*: les bases sont puisées en profondeur et libérées à la surface lors de la décomposition des litières.

2) *Evapotranspiration*: les bases dissoutes peuvent, dans une certaine mesure, être entraînées par les mouvements capillaires ascendants et fixées dans les horizons susjacents.

3) *Diffusion chimique* enfin, dans la veine liquide (film capillaire).

2.1.8. Répartition du fer

Le fer est responsable de la couleur ocre du sol. Au Jura, les teintes se situent très généralement dans les plages 10 YR du code MUNSELL, couleur caractéristique du climat tempéré humide.

2.1.8.1. Fer total

Il est compris entre 4,3 et 7 %, valeurs relativement élevées pour ce type de sol. Comme on pouvait s'y attendre, ces valeurs sont en étroit rapport avec le taux d'argile. Le coefficient de corrélation ($r = 0,795$) est significatif. La plus grande partie du fer est donc rattachée aux argiles, soit comme élément de la struc-

ture, soit comme enduit superficiel. D'une manière générale, les processus pédogénétiques n'ont pas modifié sensiblement ce schéma qu'on observe déjà dans la plupart des produits de décarbonatation en laboratoire (PERSOZ, communication personnelle) dont la couleur est toujours très voisine de celle du sol.

Nous pensons que dans beaucoup de sols jurassiens drainant bien, la «*brunification consiste essentiellement en un héritage pur et simple de la couleur originelle du produit de décarbonatation du substratum calcaire.*

On constatera, en effet, au chapitre des argiles, l'étonnant état de fraîcheur d'une très abondante chlorite ferrifère, et une tendance nette du fer à l'immobilisation et à sa fixation dans l'espace interfoliaire des illites baillantes et des minéraux gonflants.

2.1.8.2. Teneur en fer libre

On entend par fer libre le fer exprimé sous forme indépendante en oxydes et hydroxydes, cristallisés ou amorphes (SEGALIN, 1971b).

Ces teneurs, comprises entre 1,9 et 4,3 % sont également élevées pour ce type de sol.

La corrélation avec le taux d'argile n'est plus significative: $r = 0,45$, prouvant ainsi la justesse de la définition ci-dessus.

La répartition du fer libre, à travers le profil, est plus homogène que celle du fer total; il est presque aussi abondant en surface qu'en profondeur.

Abondance et faible indice d'entraînement du fer libre résultent principalement de l'existence, dans la matrice du sol, de très nombreuses glébules, dont la répartition dans le profil est à peu près homogène. Nous reviendrons ultérieurement sur la signification pédologique de ces concrétions bien individualisées.

La différence (Fer total - Fer libre) représente, théoriquement, le fer inclus, dans les édifices aluminosilicatés. On constate en effet une amélioration du coefficient de corrélation ($r = 0,85$) fer/argiles. Toutefois, les échantillons de surface (A_1 et A_2) qui s'écartent le plus de la droite de régression (les plus riches en fer lié) présentent la plus haute teneur en smectites et minéraux gonflants. La relative pauvreté en fer des échantillons Bt est attribuable à la faible teneur en chlorite ferrifère et à une moindre concentration en minéraux gonflants.

2.1.8.3. Rapports Fer libre / Fer total

Ils oscillent entre 0,38 et 0,62. Les valeurs les plus faibles (0,38 à 0,50) apparaissent surtout au voisinage du substrat calcaire (sol plus nettement autochtone). Les plus fortes au centre de la cuvette dans les horizons supérieurs (sol plus nettement allochtone).

D'après JAMAGNE (1964) in BAIZE (1971), les rapports Fer libre / Fer total supérieurs à 0,5 seraient caractéristiques des limons anciens du Nord et Nord-Est du Bassin de Paris, tandis que des valeurs inférieures à 0,5 seraient indicatrices de formations beaucoup plus récentes.

LE TACON (1966) également in BAIZE (1971) constate la même chose dans les Vosges.

Dans notre cas, les valeurs oscillant autour de cette limite de 0,5 ne nous permettent pas d'établir un parallèle avec les résultats de ces auteurs. Par ailleurs, ce rapport a probablement été fortement modifié par le mélange du matériel allochtone ancien, avec les produits autochtones issus de la décarbonatation récente du substratum.

2.1.9. Matière organique

2.1.9.1. Les faits

Le schéma fondamental de la distribution de la matière organique dans les sols jurassiens naturels peut, en première analyse, être résumé comme suit:

1) Tous les sols au voisinage immédiat des affleurements calcaires (des tendres aux durs) sont brun-foncé à très foncés en surface. La teinte ne dépasse pas 10 YR 3/2. Cela est particulièrement vrai:

- dans les zones caillouteuses, quand les affleurements calcaires occupent plus de 50 % de la surface (imbrication sol-roche de l'ordre du m^2);

- pour tous les sols litho-calcaïques et les rendzines (de pente) sur éboulis ou moraines calcaires.

2) Avec l'éloignement des affleurements de calcaires durs, et dès que l'occupation de la surface topographique par les sols l'emporte nettement sur celle des roches, les sols présentent une teinte plus ocre, au minimum 10 YR 3/3, les horizons humifères A_{11} et A_{12} s'amincissent progressivement. Le taux de la matière organique diminue avec la désaturation croissante du complexe absorbant. Dans la coupe du synclinal de Yens, ce schéma est respecté (Tableau 2). Il appelle 2 remarques:

Tableau 2 Evolution des teneurs en matière organique, dans la coupe à travers le synclinal de Yens.

Extrémité SE de la coupe au voisinage des calcaires						Centre de la coupe, Profil P9, fig. 7					
Ech.	Hor.	Prof. cm	S/T	M. Org.	C/N	Ech.	Hor.	Prof. cm	S/T %	M. Org. %	C/N
4009	A ₁₁	0-10	sat	18,2	11,4	4026	A ₁₁	0-5	56	12,9	9,6
4012	A ₁₂	10-20	sat	10,7	8,5	4027	A ₁₂	5-10	30	5,4	10,2
4016	A ₃₁	20-30	sat	7,0	8,47	4025	A ₂	15-35	23	4,7	10,6
4019	A ₃₂	30-45	sat	4,21	9,92	4039	B ₁	35-50	44	2,2	8,22
						4048	B _{2t}	50	50	2,1	7,6

- Les teneurs du sol en matière organique sont étonnamment élevées, beaucoup plus que les estimations faites sur le terrain. Toutefois, cette accumulation de matière organique est conforme au climat de montagne. Elle est intimement incorporée à la matière minérale. C'est un mull (C/N voisin de 10).
- La teneur en matière organique diminue donc sensiblement des bords vers le centre de la cuvette; en raison de l'appauvrissement en bases, la minéralisation prend le pas sur l'humification. L'analyse des eaux de percolation recueillies au centre et à l'extrémité de la coupe le confirme (Tableau 11). Les teneurs moyennes annuelles en matière organique dissoute sont plus élevées au centre de la cuvette (récupérateurs P₁ à P₃), qu'en bordure (récupérateur P₄) malgré le taux plus élevé de matière organique totale.

2.1.10. Classification

Deux types de sol coexistent dans la coupe:

1) *Partie centrale*, désaturée, modérément acide, illuviation certaine mais modérée (indice d'entraînement moyen de 1 : 1,7), pH de l'horizon B_t supérieur à 5,5. Il s'agit d'un *sol brun lessivé* (sous-groupe 121 de la C.P. C.S., 1967, riche en matière organique et en fer (total et libre). D'après SWENSON et RIEKEN (1955), NYUN et MAC CALEB (1955), SCHUYLENBORG (1962), toutes références citées par SEGALLEN (1964), le fer total dans les bruns lessivés est généralement inférieur à 4 % (< 2 % pour le fer libre). Cette richesse en fer résulte d'une part

- de l'abondance des chlorites ferrifères;
- de l'abondance des glébules ferrugineuses, typiques des braunlehm (brun «relique») de KUBIENA (1953) ou des limons éoliens (MAGNIANT et al., 1973);
- d'autre part de la richesse en fer du résidu de décarbonatation du substratum calcaire (compris entre 5,0 et 6,61 % pour 8 échantillons);
- et de l'apport de fer par les pluies qui lessivent les poussières atmosphériques (MISEREZ, 1973).

2) *Parties marginales*: on passe (progressivement) à la sous-classe des sols saturés, groupe des *sols bruns calciques*, de profil AC en amont, et A(B)C en aval. A l'instar de BACH (1950), nous n'attribuons pas une très grande signification à la présence dans le profil d'un squelette (en gros éléments) de calcaire dur; étant donné la topographie, leur présence dans le profil peut être accidentelle (blocs détachés en amont). En revanche, le degré de décarbonatation de la terre fine dans le profil nous paraît beaucoup plus significatif du stade d'évolution du sol.

2.1.11. Evolution pédologique

L'existence fréquente de lambeaux de cutane de chenaux (fig. 11a) dans l'horizon de transition et au sommet de l'horizon B_{2t} est interprétée comme une preuve d'érosion récente, dans un niveau qui était antérieurement le siège d'accumulation. Cette destruction des revêtements argileux révèle une progression de l'acidité vers la profondeur, parallèlement à l'éluviation. Il en résulte un enfoncement progressif de l'horizon de transition (Courbe 2, fig. 6), comme c'est généralement le cas dans les profils «stabilisés» (Courbe 3, fig. 6).

L'acidification s'installe et progresse partout où la lixiviation des bases par les très abondantes précipitations annuelles l'emporte sur la réalimentation, c'est-à-dire dans les zones et les horizons les plus éloignés du substratum (diminution de l'apport latéral et de l'imprégnation géochimique ascendante avec la distance).

Le sol étant plus ou moins stabilisé par le dense tapis végétal, on conçoit dès lors, qu'en l'absence de perturbation majeure, l'acidification et les phénomènes associés progressent du centre vers les bords des dépressions, en un mouvement centrifuge, selon le schéma de la fig. 11b.

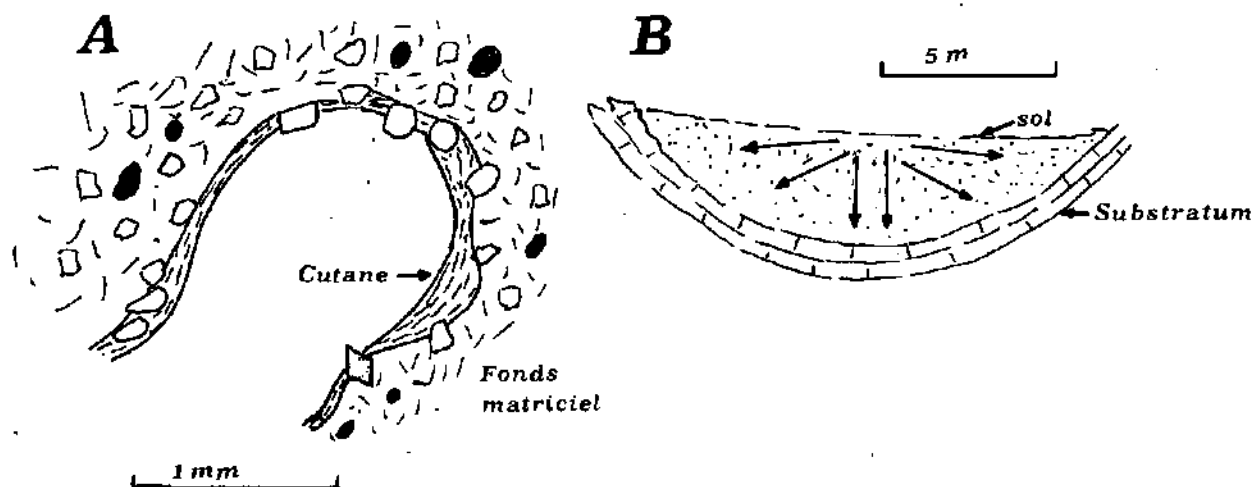


Fig. 11 A - Erosion de cutane de chenaux dans l'horizon de transition d'un sol brun lessivé. B - Evolution centrifuge de l'acidification et de la désaturation des sols dans les dépressions.

2.1.12. Conclusion

De l'exemple qui précède, nous retiendrons la leçon fondamentale suivante:

Contrairement à l'idée généralement admise, les sols ocre sur calcaire dur, dans la région du Mt Tendre, ne sont pas totalement autochtones. L'abondance du quartz et des feldspaths K, la présence de plagioclasses et les divergences granulométriques témoignent d'un apport allochtone.

La variabilité des types de sol est grande dans le Jura; sur une distance de quelques mètres, on passe de sols bruns calciques saturés, localisés à proximité des affleurements calcaires, aux bruns lessivés, situés au centre des dépressions.

Dans ces dernières, l'évolution actuelle du sol aboutit par la lixiviation des bases, à une désaturation du complexe absorbant et par conséquent, à une acidification. Ce processus progresse en profondeur et latéralement, du centre des dépressions vers les buttes calcaires.

2.2 Type de sol au flanc supérieur du Mt Tendre

Dans la pente régulière qui descend de l'arête sommitale du Mt Tendre, vers le NW, les têtes de couche de calcaire dur (Portlandien et Kiméridgien supérieur) sont nombreuses. Dans l'intervalle, le sol est d'épaisseur variable, et malgré la présence d'un squelette plus ou moins abondant, la terre fine est toujours décarbonatée et brune.

Voici un profil représentatif de ce milieu ouvert (pente) où l'apport de l'amont égale l'exportation vers l'aval (Tableau 3).

Tableau 3 Données analytiques

Sol brun-ocre sur calcaire dur au Flanc du Mt Tendre.

Ech.	Prof.	Granulométrie*				Matière organique en % poids					Perte au feu 1000°C
		< 2 μ Argile	2-16 μ Limon	16-63 μ	> 63 μ Sable fin	C. org	N.	C/N	M. O.	pH/H ₂ O	
4552	0-13	34	24	37	5,0	7,88	0,77	10,2	13,6	5,25	21,26 %
4553	13-30	37	23	33	6,6	4,0	0,34	11,7	6,9	6,45	12,77 %
4554	30-45	39	23	32	5,7	2,5	0,23	10,8	4,3	6,80	10,73 %
4555	45	Roche mère									42,30 %

*: (exprimés en % de la terre fine minérale)

Ech.	Minéraux majeurs en % de la terre fine						Chimie				
	Qz	Calcite	Ca actif	Goeth	Felds K	Plagio	Fe tot.	Fe lib.	Al tot.	SiO ₂ tot.	Fe tib.
4552	40	-	-	1,4	×	×	4,53	2,65	5,90	60,00	0,58
4553	45	-	-	tr.	×	×	5,09	3,5	6,45	66,25	0,69
4554	40	-	-	1,4	×	×	5,56	3,54	6,60	65,0	0,63
4555	tr	97	-	-	(X)	-	0,083*	ND	0,10**	1,25***	ND

* soit 5,88 % du R. I. ** 6,9 % du R. I. *** 85,7 % du R. I.

Ech.	SiO ₂ (1)	SiO ₂ (1)	Al ₂ O ₃ 2	SiO ₂ (2)	Fe ₂ O ₃
	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	(en % d'Alumine)	
4552	5,76	11,74	2,03	338,9	76,8
4553	5,60	11,10	1,98	329,5	78,9
4554	6,44	11,96	1,85	363,6	84,2
4555	?	-	1,88	?	83,0

1 = Silice des argiles (Silice totale - % Qz)

2 = Rapport molaire

Ech.	Complexe absorbant en méq/100 g						% des cations fixés			
	T	Ca	Mg	Na	K	S/T	Ca	Mg	Na	K ⁺
4552	31,1	12,2	0,85	0,14	0,48	44	89	6	1	3
4553	27,8	14,7	0,39	0,07	0,31	56	95	2,5	0,4	2
4554	27,0	24,0	0,32	0,07	0,89	92	95	1,3	0,3	3,5

2.2.1 Localisation

Flanc Mt Tendre, Coord. 513.380 / 161.120 (à l'amont du synclinal de Yens)

Altitude: 1620 m

Précipitations > 2000 mm

Végétation: pelouse herbacée - de l'alliance du Seslerion -

Substratum: Portlandien: calcaire franc et dur, recouvert d'une très mince couche de blocaille (< 50 cm)

Topographie: pente de 22°

Exposition: Nord.

2.2.2 Description du profil

A₁₁ (0-5 cm) Ech. 4552

Horizon limono-argileux de couleur 10 YR 3/3 - Frais - Pas de squelette - Terre fine décarbonatée - Matière organique bien incorporée et pas directement décelable - Structure polyédrique à subanguleuse très fine, un peu émoussée et fragile - Très nombreuses racines très fines - Transition diffuse.

A₁₂ (5-13 cm) Ech. 4552

Horizon limono-argileux de couleur 10 YR 3,5/3 - Frais - Absence de cailloux - Terre fine décarbonatée - Matière organique un peu moins abondante - Structure polyédrique très fine, un peu mieux exprimée et moins émoussée - Racines encore nombreuses - Limite diffuse - Présence de quelques taches d'oxydo-réduction liées aux racines mortes.

A₃ (13-30 cm) Ech. 4553

Horizon limono-argileux de couleur 10 YR 4/4 - Légèrement humide - Structure polyédrique très fine et bien exprimée - Apparition d'un squelette (d'abondance variable, de profondeur non moins variable selon les endroits) - Face supérieure des cailloux arrondie, émoussée, couverte d'une pellicule pulvérulente d'altération - Partie inférieure des cailloux anguleuse, sans pellicule - Terre fine décarbonatée - Limite plus nette.

(B) (30-45 cm) Ech. 4554

Horizon limono-argileux de couleur 10 YR 5/6 - Légèrement humide - Apparemment non organique - Structure polyédrique fine avec légère tendance à surstructure prismatique - Pas de dépôt sur les faces d'agrégats - Squelette calcaire abondant (50-60 % du volume) généralement grossier - Encore quelques pellicules - Terre fine décarbonatée (elle peut réagir localement à l'HCl, lorsque le squelette est plus finement divisé) - Quelques racines très fines entre les agrégats.

R (> 50 cm) Ech. 4555

Portlandien calcaire franc et dur en place. Il remonte fréquemment à travers le profil pour constituer des affleurements.

2.2.3. Discussion

Ce sol présente plusieurs analogies avec le brun calcique de l'extrémité amont de la tranchée:

- Présence de squelette calcaire et terre fine pourtant totalement décarbonatée.
- Haute teneur en matière organique de type mull et de répartition profonde (4% au voisinage de la roche-mère à 45 cm de profondeur). Ce type de répartition est caractéristique des sols bien drainés. LAMOUREUX (1972) signale des cas semblables dans les sols d'altitude au Liban.
- Complexe absorbant à CTE également élevée en raison de la haute teneur en M.O. et de la présence d'argiles gonflantes. Ca^{++} représente 90 à 95 % des cations fixés. Le pourcentage relatif et la valeur absolue de Mg^{++} fixé diminuent de haut en bas du profil.
- Haute teneur en quartz (40 à 45 % absolu de la terre fine). Les feldspaths K et plagioclases sont également bien représentés dans la terre fine, alors que dans le substratum calcaire, seul le feldspath K est présent.
- Absence de calcite et de calcaire actif. Ce dernier peut exister (en trace) très localement, dans le voisinage immédiat des accumulations squelettiques les plus finement divisées et les plus abondantes.
- Les sesquioxydes de fer de la terre fine augmentent en profondeur en fonction du taux d'argile. Le fer libre est également très abondant; son extraction conduit régulièrement à une disparition complète de la teinte ocre, - de 10 YR 3/1 (gris très foncé) à 2,5 Y 5/1 (gris), suivant le taux de matière organique, et l'abondance des grains de quartz -. Les rapports molaires et poids - % révèlent une légère augmentation du Fer et de la Silice en profondeur, relativement à l'Alumine.
- Dans l'horizon (B)/C, le rapport Al_2O_3/Fe_2O_3 est très proche de celui du R.I. du substratum.

Ces deux constatations semblent signifier:

- 1) Un lessivage discret de la SiO_2 et un léger entraînement du fer des horizons superficiels vers la profondeur.
- 2) Une augmentation du taux d'argile au voisinage de la roche-mère (indice 1:1,14) qui peut être attribuée au moins partiellement à l'accumulation des produits de décarbonatation (R.I. des calcaires) composés ici aussi, à plus de 70% par des particules $< 2 \mu$

2.2.4. Classification

2.2.4.1. Discussion

BACH (1950) a placé ce type de sols dans les humiques carbonatés (Humuskarbonatboden): très dégradé (= brunifié). Toutefois, en l'absence d'analyse minéralogique et chimique, il n'écarte cependant pas la possibilité d'une origine autochtone: accumulation de produits de décarbonatation (Kalksteinbraunlehm) encore appelés «Terra fusca».

La texture (au sens anglo-saxon) micromorphologique de nos sols d'apport correspond à celle des Terra fusca décrits par KUBIENA (1943). Nos observations démontrent que ces dernières paraissent contemporaines de la fin de l'époque würmienne (Chapitre 8).

Cette Terra fusca (Kalksteinbraunlehm) peut avoir diverses origines:

- a) Argiles de décarbonatation, issues de la dissolution des roches calcaires du substratum. D'après WERNER (1968) et WOLDSTEDT (1962) c'est le cas le plus fréquent en Europe centrale. BOTTNER (1971) pense que c'est l'origine la plus vraisemblable des produits décarbonatés de remplissage karstique du Vercors.
- b) Apports fluviaux
- c) Apports glaciaires.
- d) Apport éolien. Dans notre région, l'analyse des minéraux majeurs et argileux (fraction < 16 et $< 2 \mu$) révèle clairement la présence, dans la terre fine des sols, de minéraux étrangers au substratum (plagioclases et, comme nous le verrons au chapitre traitant des argiles, une très abondante chlorite ferrifère). L'apport allochtone est donc certain; les vecteurs fluviaux et glaciaires pouvant être écartés, dans cette topographie, seul l'apport éolien demeure vraisemblable. Des grains de quartz recueillis dans l'horizon (B) de ce profil

(éch. 4554), et étudiés au microscope à balayage par LOIC LE RIBAUT, présentent effectivement des traces de choc en V, caractéristiques des matériaux éoliens, fig. 4, Pl. V. Nous reviendrons ultérieurement sur ce problème (Chapitre 8, traitant de l'origine de l'apport éolien).

Nous plaçons ce type de sol à terre fine totalement décarbonatée et partiellement désaturée (décalcification) parmi les *bruns calciques modaux*, selon la C.P.C.S. (1967) et BOTTNER (1971). Ce dernier auteur rencontre au Vercors des sols très semblables au nôtre.

Ici, encore, le squelette de calcaire dur, appartenant à la fraction granulométrique très grossière de 2 à 20 cm, n'est pas un critère suffisant pour placer ces sols dans les humiques carbonatés, voire les rendzines brunifiées. En effet, la dissolution des cailloux calcaires, bien que visiblement active, n'est pas suffisante pour maintenir une complète saturation de complexe absorbant. Les bases mises en solution sont radicalement exportées par les très abondantes eaux d'infiltration, puisque le complexe reste encore légèrement désaturé à la base du profil. Le très faible indice d'entraînement d'argile (1:1,14) peut résulter de 2 phénomènes plus ou moins simultanés:

- Timide début de l'illuviation des argiles vers la profondeur,
- Accumulation des produits de décarbonatation libérés par la dissolution du squelette.

2.2.4.2. *Intergrades*

Localement, la terre fine, à la base des profils, renferme quelques % de CaCO_3 , au voisinage immédiat des éléments squelettiques, les plus abondants et les plus finement divisés. Dans ce cas, nous souscrivons assez à la dénomination de sol brun calcique à horizon (B) calcaire (BOTTNER, 1971) pour caractériser ces intergrades brun calcique / humique carbonaté.

2.2.4.3. *Fréquence des sols bruns calciques modaux*

Le profil du flanc du Mt Tendre est largement répandu. C'est le type le plus fréquemment associé au substratum de calcaire dur, peu diaclasé, peu karstifié en profondeur, ou recouvert d'une mince couche d'éléments squelettiques grossiers.

2.2.5. *Conclusion*

La leçon que nous retiendrons ici, est la «brutalité» des caractères pédologiques engendrés par les conditions climatiques extrêmes. Dans les sols peu épais, malgré la présence d'un squelette plus ou moins abondant, la terre fine des horizons supérieurs peut être très évoluée: décarbonatée et désaturée jusque dans l'environnement immédiat des éléments calcaires.

3. Coupe de sol sur calcaire dur du Séquanien supérieur

3.1. *Localisation*

100 m au Sud de l'arête sommitale du Mt Tendre (Coord. 513.560/160.915), une tranchée de 8 m de longueur a été creusée à travers une petite dépression, large de 4 à 5 m, longue de 15 m, limitée latéralement par un escarpement rocheux, et orientée NW - SE, transversalement à l'axe anticlinal. En amont, la zone d'alimentation possible est restreinte (existence d'affleurements qui forment barrière) et les apports locaux doivent être tenus pour négligeables.

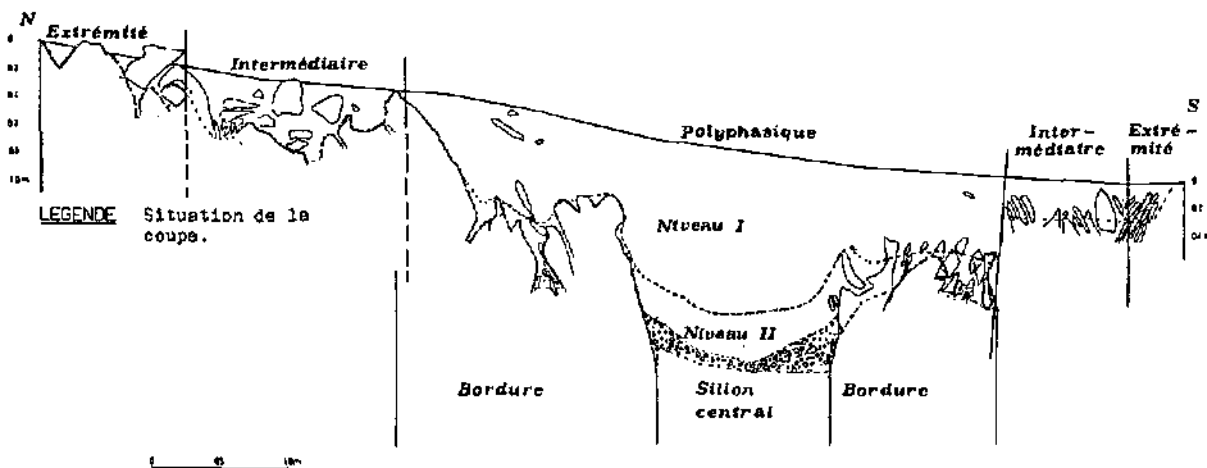


Fig. 12 Situation de la coupe.

Altitude: 1630 m

Pluviosité: > 2000 mm/an auxquels il faut ajouter environ 800 mm, équivalent en eau des 2 m de neige dure qui s'accumulent en moyenne chaque hiver, dans cette dépression sous le vent.

Végétation: Pelouse herbacée à *Nardus stricta*. Sur ce flanc sud, quelques bosquets d'épicéas colonisent les buttes calcaires.

Substratum: Calcaire franc: biosparites (FOLK, 1962) du Séquanien supérieur.

Environnement: A l'amont affleure le Kimméridgien, alternance de strates de calcaire dur et franc, subliothographique et de strates de calcaire un peu mameux. Ces derniers, de quelques mètres de puissance, sont recouverts dans les zones convexes, d'un sol apparenté davantage aux rendzines brunifiées (terre fine légèrement carbonatée) qu'au sol brun calcique modal décrit précédemment. Conséquence directe de l'abondance d'un squelette calcaire, un peu moins dur, donc un peu plus friable. Sur ces mêmes strates, toutes les micro-dépressions (à l'échelle du mètre) renferment un sol qui tend nettement vers les sols bruns calciques qui occupent ainsi toutes les zones concaves sur strates de calcaire dur.

Pour compléter cette mosaïque pédologique environnante, il faut ajouter que certaines strates un peu gélives disparaissent sous une blocaille d'éléments anguleux (ϕ moyen: 2-5 cm), plus ou moins épaisse (maximum quelques décimètres). On y observe, suivant l'épaisseur, la quantité de Mat. organique et du squelette, tantôt des lithocalciques humifères à mull, tantôt des humiques carbonatés à mull également.

Relief: Toute cette zone sommitale est karstifiée. De nombreuses dolines très actives se sont développées à la faveur d'accidents tectoniques, en particulier de petits décrochements dextres signalés par la carte géologique d'AUBERT (1941). Dans ces dépressions actives, les accumulations de terre ocre sont relativement réduites, en raison d'un intense soutirage karstique. La dépression que nous avons étudiée est intéressante dans la mesure où elle présente tous les caractères d'un réceptacle perméable aux seules eaux d'infiltration, sans soutirage perceptible des colloïdes du sol.

3.2. Description du profil central de la coupe

La coupe comprend un fossé central, rempli d'un sol très épais (> 160 cm). (Voir fond des fig. 12, 13, 14 et 16).

Niveau I (0-120 cm)

0-7 cm: A₁₁

Horizon limono-argileux de couleur 10 YR 3/2 - Légèrement humide - Pas de squelette - Terre fine décarbonatée - Matière organique bien incorporée de type mull - Structure subangulaire très fine, mal exprimée et instable - Très nombreuses racines très fines - Taches de rouille dans les anciennes racines décomposées.

7-15 cm: A₁₂

Horizon limono-argileux de couleur moyenne 10 YR 5/4 - Nombreuses mais petites taches d'oxydo-réduction, à contour diffus; (réduites/oxydée = 2:1) - Structure polyédrique à subanguleuse très fine (ϕ 2-5 mm) un peu moins instable - Aucun squelette - Terre fine totalement décarbonatée - Très nombreuses racines très fines - Transition assez nette.

15-65 cm: (A₂)

Horizon d'aspect très limoneux de couleur 10 YR 5/5 passant insensiblement en profondeur à 10 YR 5/6 - Absence de squelette et terre fine totalement décarbonatée - Structure polyédrique mieux affirmée de taille moins fine, et plus stable - Nombreuses pistes de vers.

65-120 cm: (B)

Horizon limono plus argileux, de couleur 10 YR 5/6 - Un peu plus humide - quelques cailloux calcaires recouverts de pellicule ou totalement guillochés - Terre fine décarbonatée - Structure polyédrique fine (4-5 mm ϕ) - à surstructure prismatique bien affirmée - Quelques recouvrements de couleur 10 YR 5/4 sur les faces des agrégats - Quelques débris de charbon à la base - Grande tache à peine plus verdâtre à la base - Quelques concrétions ferrugino-manganiques - Limite très nette, passage brusque à une formation très argileuse.

Niveau II (120- > 150 cm)

120-150 cm: II B_{2t}

Horizon très argileux, très plastique de couleur 10 YR 5/6 - Humide - Structure prismatique plus grossière - Existence de quelques méats obliques venant des bords de la cuvette, et empruntés par les eaux d'infil-

tration - Concrétions ferrugineuses encore présentes - Nombreuses pistes de vers - Limite tranchée.
> 150 cm: II B/C

Apparition dans la même argile d'un abondant cailloutis (ϕ : 2-5 cm) en voie de complète désagrégation; pellicule d'altération et guillochage.

3.2.1. Variations latérales

Le substratum biosparitique des 2 bordures latérales du sillon central (fig. 12) est le siège d'une très intense dissolution. La percolation et l'infiltration n'étant pas freinées, aucune trace de réduction n'est décelable. Les autres caractéristiques du sol sus-jacent à ces 2 zones sont semblables à la description donnée ci-dessus. Aux deux extrémités (où l'épaisseur du sol est comprise entre 20 et 30 cm), la teneur en matière organique, non directement décelable, est plus élevée et plus profondément incorporée. La couleur demeure comprise entre 10 YR 3/3 et 10 YR 3/4. Le sol est plus poreux qu'au centre de la dépression. La terre fine est toujours totalement décarbonatée.

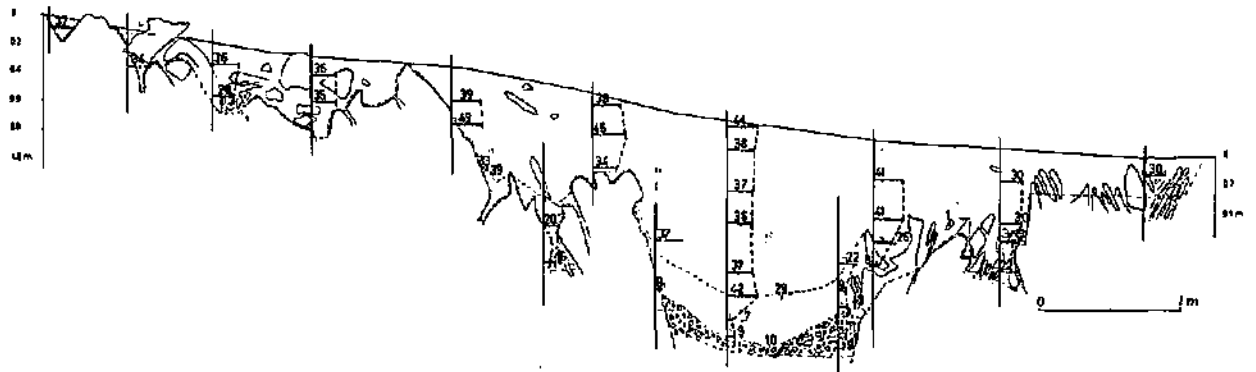


Fig. 13 Distribution du quartz (en % de la terre fine).

3.3. Minéraux majeurs

3.3.1. Minéraux majeurs de la terre fine

La distribution du quartz est donnée à la fig. 13. Elle permet la distinction de 2 sous-ensembles: Niveau I partout où le quartz représente plus de 30 % de la terre fine.

Niveau II (fond du sillon central et interstices diaclasiques), les teneurs en quartz sont bien inférieures. Cette diminution correspond, du point de vue minéralogique, à une très forte concentration d'argiles.

Les autres minéraux majeurs du sol sont:

a) Les feldspaths K et les plagioclases dont la distribution est absolument du même type que celle du quartz (env. 5 % dans les niveaux I, forte diminution dans les niveaux II sous-jacents où les plagioclases sont même inexistantes.

b) Goethite: surtout présente à proximité du substratum calcaire (< 4%).

c) Calcite: présente seulement en II B/C (maximum 17% de la terre fine), elle provient de la désagrégation du cailloutis (strictement autochtone) garnissant le fond du sillon central.

3.3.2. Minéraux majeurs du substratum

Les biosparites du Séquanien supérieur sont des calcaires très purs blancs, beige-clair, dont le R.I. est inférieur à 1 %. Le quartz y est en traces et les feldspaths non décelables aux R.X. A l'amont de la coupe, les calcaires un peu plus sombres contiennent environ 1 % de quartz, 2 % de dolomite, avec un résidu insoluble de 3,9%.

3.4. Sol polyphasique

Nous sommes ici en présence d'un sol polyphasique. Deux épisodes au moins se superposent dans la partie centrale de la coupe séparés par une limite texturale et minéralogique très nette (fig. 12):

a) Niveau I

La composition minéralogique de la terre fine est analogue à celle décrite précédemment. Ici, sur le versant Sud de la chaîne, dans un environnement de calcaires très purs, les différences minéralogiques sol-roche sont très nettes (tableau 4). L'apport latéral étant impossible, l'origine éolienne de ce niveau I gagne en vraisemblance. Nous verrons ultérieurement que des grains de quartz de ce profil présentent également les traces en «V» caractéristiques de chocs éoliens (interprétation de Loïc LE RIBAULT).

b) Niveau II

La ressemblance minéralogique entre terre fine et R.I. du substratum est qualitativement et quantitativement très nette (cf. fig. 57); elle témoigne en faveur de l'autochtonie. Le niveau II serait constitué par l'accumulation des produits de décarbonatation du substratum.

3.5. Granulométrie - Niveau I

- Les teneurs les plus faibles en argiles (35-40%) apparaissent dans les zones du sol les plus éloignées du substratum et soulignant par conséquent son influence.
- Pourtant dans ce niveau I, on pouvait s'attendre, étant données l'acidité du milieu et l'épaisseur du sol, à un indice d'entraînement bien supérieur à 1:1,13.

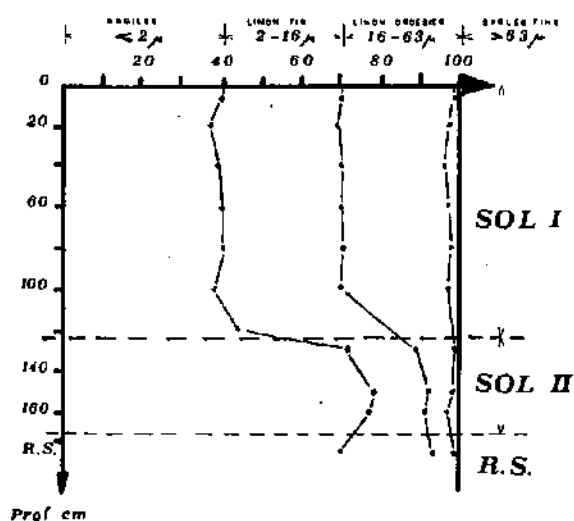


Fig. 14 Granulométrie de la terre fine minérale. Partie centrale de la coupe: «Charnière anticlinale séquanienne au Mt-Tendre.»

Niveau II

- La discontinuité est texturale (fig. 14). Cette brusque augmentation des teneurs en argiles ne peut résulter de l'illuviation des horizons supérieurs, très homogènes. Deux hypothèses peuvent être émises:
 - 1) Existence d'un sol ancien dont les horizons lessivés manquent par suite d'une troncature du profil, sous l'action abrasive des glaciers par exemple.
 - 2) Accumulation d'argiles résiduelles issues de la dissolution du substratum dans la dépression et les diaclases, en position «ruptique», sans avoir nécessairement appartenu à un profil complet.

3.6. Matière organique: à travers la coupe (fig. 16)

La distribution de la matière organique présente à ce propos un indice intéressant. La teneur de l'horizon (B) juste au-dessus de la discontinuité est < 2%. Dans toute la partie supérieure du II B_{2t}, sous la discontinuité, elle est supérieure à 2% et retombe ensuite en profondeur.

Deux hypothèses au moins sont vraisemblables:

- 1) Le sol ancien était peu épais. L'horizon II B_{2t} était proche de son horizon humifère superficiel et la troncature aurait été peu importante.
- 2) Il s'est produit une colonisation «intermédiaire», après une troncature dont l'importance n'importe pas, mais avant le recouvrement par l'épisode 1.

Dans le niveau I, le profil organique de l'horizon A₁₁, voisin de 10%, qui s'amincit très sensiblement vers le centre de la coupe, présente une baisse brutale vers la profondeur, et paraît significatif d'un milieu de légère déficience d'aération, LAMOUREUX (1972).

3.8. Complexe absorbant et pH

3.8.1. Capacité totale d'échange (CTE) (fig. 16)

Elle est relativement élevée (entre 15 et 50 méq/100 g de terre fine) en raison des teneurs en matière

organique et en argiles qui demeurent soutenues à travers les profils.

A proximité du substratum calcaire, sol II et sol I présentent partout des CTE supérieures ou égales à 30 méq/100 g. Au centre de la dépression, la CTE du niveau I est en revanche < 20 méq (fig. 16). Cette diminution est en accord avec le résultat de l'analyse du cortège argileux par diffraction X. Dans cette partie centrale de la coupe, la capacité d'échange des smectites est réduite par la fixation dans leur espace interfoliaire de produits hydroxy-Al et Fe, (fig. 56).

En corrigeant CTE de l'influence de la matière organique, on remarque:

- une covariation significative de CTE avec le taux d'argile, dans toute la masse du sol II et du sol I aux deux extrémités de la coupe. Pour $N = 29$, le coefficient de corrélation $r = 0,84$;
- une absence de corrélation significative dans les trois profils centraux du niveau I au centre de la dépression. Pour $N = 12$, $r = -0,23$, probablement en raison de l'intensité très variable du phénomène d'interfoliation, puisque la composition minéralogique y est assez constante.

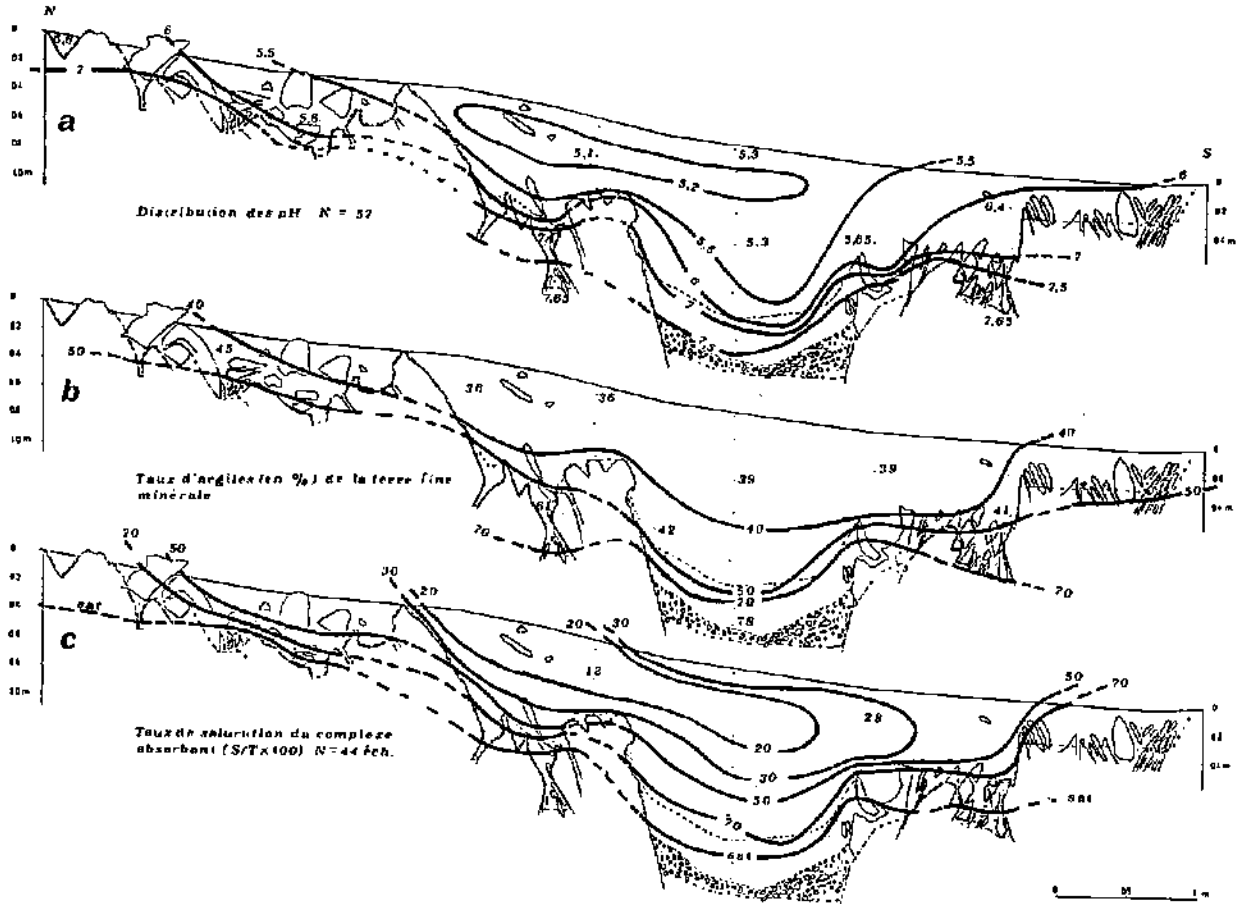


Fig. 15

3.8.2. pH et Taux de saturation (fig. 15a et c)

La distribution du pH est analogue à celle observée dans la coupe du synclinal de Yens. Le pH décroît avec l'éloignement du substratum calcaire (fig. 15a). Les lignes d'iso-pH démontrent bien «l'effet de socle» du substratum.

- Aux zones les plus acides correspondent les complexes absorbants les plus désaturés (fig. 15c). - La relation pH / Taux de saturation est significative: pour $N = 29$, le coefficient de corrélation atteint 0,84. Mais ici, la non-linéarité de la relation apparaît beaucoup plus clairement que précédemment. Elle rappelle les courbes de titration acide fort - base faible.

3.8.3. Les cations absorbés (fig. 16c, d, e)

Le calcium représente 80 à 98 % des cations fixés
 le magnésium 0,6 à 12 % des cations fixés
 le potassium 0,9 à 8 % des cations fixés
 le sodium 0,1 à 2,5 % des cations fixés

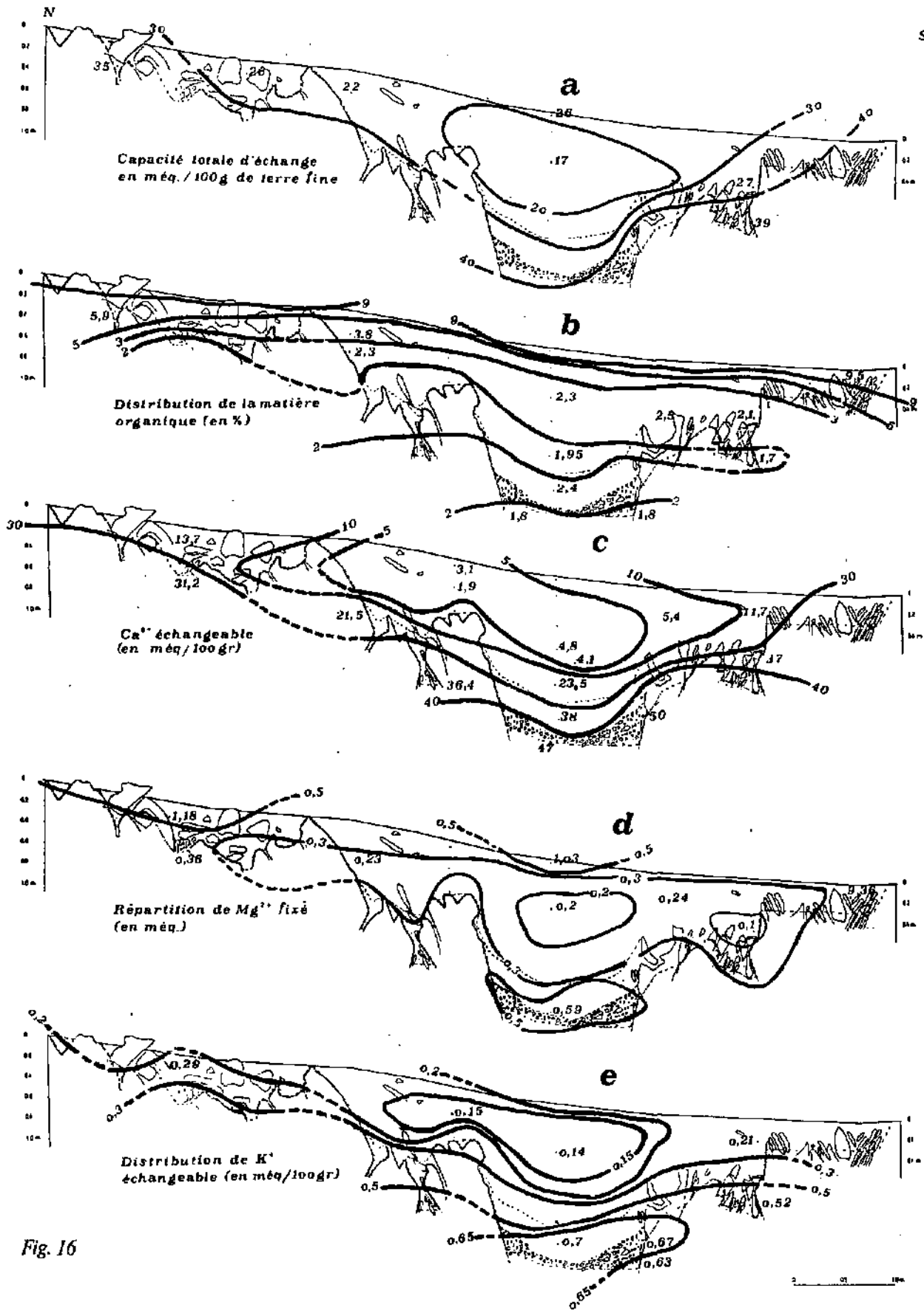


Fig. 16

Ces proportions relatives dépendent étroitement de la quantité absolue des ions Ca^{++} fixés. Le taux de saturation du complexe absorbant en dépend: la covariation est significative ($r = 0,95$ pour $N = 29$).

La distribution du Mg^{+2} est fortement dépendante du substratum (voir courbe 0,30 méq.). Le cation est donc très sensible à la lixiviation.

De plus il paraît davantage lié à la matière organique que le calcium ($r = 0,68$ dans niveau I), matière organique qui présente par ailleurs plusieurs analogies de répartition avec celle du Mg^{+2} .

La répartition du K^+ dépend essentiellement de la teneur en argile (forte augmentation en profondeur) et de la matière organique (gradient important en surface). K^+ paraît moins sensible à la lixiviation, et Na, toujours présent en petite quantité; il semble lié simultanément à la matière organique et aux argiles; la proximité des calcaires n'influence pas sensiblement sa distribution.

3.9. Fer total et fer libre

3.9.1. Niveau I

La teneur en fer total y est très élevée (5,5 à 6,5%) pour les mêmes raisons déjà citées plus haut (abondance de chlorite ferrifère, nombreuses glébules ferrugineuses, haute teneur en fer du R.I. des calcaires du substratum (8-10%).

On constate que:

- la distribution du fer total n'est pas liée au taux d'argiles ($r = 0,18$ pour $N = 24$) contrairement à celle du fer libre ($r = 0,41$ pour $N = 24$);
- le rapport fer libre/fer total peut être localement très élevé (0,70 pour $N = 23$).

Le fer lié aux structures (fer total - fer libre) est proportionnel au taux d'argiles ($r = 0,70$ pour $N = 23$).

Tableau 4 Sol polyphasique du Mt Tendre (1630 m). Différences entre niveau I et II

Paramètres	Sol I	Sol II
<i>Minéralogie des majeurs</i>		
Quartz	> 30 %	< 20 %
Calcaire actif	—	maximum 5 % tout à la base du profil
Calcite	—	maximum 17 % tout à la base du profil
<i>Minéraux argileux</i>	Chlorite ferrifère, Min. gonflants, Illite et Kaolinite	Kaolinite + Illite + Min. gonflants + (Chlorite)
<i>Granulométrie</i>		
Teneur en argile	< 45 %	> 45 %
Limon fin et grossier	+++	+++
pH	< 7	> 7
T/S × 100	< 70 %	> 70 %
<i>Chimie</i>		
Teneur en silice totale	> 55 % ———> 71,3 %	< 55 %
Alumine totale	< 10 % (de 6,5 à 7,5 %)	> 10 % ———> 12 %
Fer total	< 7 % (5,5 à 6,5 %)	> 7 % (7 à 8,2 %)
	Pas de covariation avec % d'argile	covariation $r = 0,95$
Fer libre	Compris entre 2,5 et 3,9 %	Compris entre 2,5 et 5 %
Fer libre/Fer total	Moyenne légèrement sup. à 0,5	Légèrement inférieur à 0,5
$\text{SiO}_2^*/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Rap. mol.)	$\bar{x} = 7,09$ $S = 0,97$ $N = 25$	$\bar{x} = 6,49$ $S = 0,55$ $N = 16$
$\text{SiO}_2^*/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (Rap. mol.)	$\bar{x} = 13,1$ $S = 1,83$ $N = 25$	$\bar{x} = 14,0$ $S = 1,0$ $N = 16$
$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (Rap. mol.)	$\bar{x} = 1,83$ $S = 0,07$ $N = 25$	$\bar{x} = 2,13$ $S = 0,07$ $N = 16$
<i>Teneur en Mat. Org.</i>		
C/N	< 2 % en (B) toujours < 8,5	> 2,0 % souvent > 10 dans la partie centrale
Matière amorphe	Diminue de 2,75 % à 1 % en profondeur	Valeur moyenne et constante: 2,55 %

$\text{SiO}_2^* = (\text{Silice totale} - \% \text{ Qz}) =$ approximativement silice des minéraux argileux.

\bar{x} = moyenne S = écart-type N = nombre d'échantillons

3.9.2. Niveau II

Le fer total partout supérieur à 7% peut atteindre 8,2%; il covarie avec le taux d'argiles: (pour N = 14, r = 0,95).
Idem pour le fer libre, qui représente un peu moins de la moitié du fer total (pour N = 14, r = 0,68).

3.10. Conclusions

3.10.1. Différences entre niveau I et II

Elles sont résumées dans le tableau 4.

3.10.2. Classification

1) *Partie centrale de la coupe (sillon central et bordures latérales de la fig. 12).*

Sol polyphasique. Les discontinuités minéralogique, granulométrique et chimique sont nettes.

Les caractères du niveau I correspondent à un *sol brun faiblement lessivé à lessivé, avec tendance à l'acidité* (oligotrophe). (Sous-groupe 112 de la C.P.C.S., 1967).

2) *Extrémité de la coupe (fig. 12)*

Le sol est plus typiquement un brun calcique eutrophe à mésotrophe.

3) *Zone intermédiaire (fig. 12)* Deux interprétations sont possibles:

- Un sol brun lessivé monophasique avec un horizon Bt résultant aussi bien de l'illuviation des argiles que de la dissolution actuelle du substratum.
- Un sol brun calcique polyphasique avec un horizon II Bt issu d'un épisode ancien.

3.10.3. Evolution pédogénétique

Le processus décrit précédemment pour le sol du synclinal de Yens trouve ici sa confirmation.

Avec l'éloignement du substratum, la lixiviation des bases (par les très abondantes précipitations) l'emporte sur la réalimentation.

L'acidification s'installe, et progresse du centre des dépressions vers le substratum calcaire selon le schéma de la fig. 11b.

3.10.4. Leçon

De l'étude de cette coupe, nous retiendrons la leçon fondamentale suivante:

Contrairement à l'idée généralement admise, les sols ocre sur calcaires durs de la région étudiée ne sont pas tous monophasiques. Dans le cas ci-dessus, nous sommes en présence d'une superposition d'un sol très probablement autochtone et ancien, à la base (niveau II), recouvert d'un niveau I qui présente toutes les caractéristiques minéralogiques d'un limon allochtone. (Voir chapitre VII).

4. Coupe de sol sur calcaire du Kimméridgien

4.1. Sols sur calcaire compact

4.1.1. *Préambule:* Après l'étude du sol de deux dépressions fermées, il était intéressant d'étudier les sols ocres en espaces plus ouverts. Les dalles lapiézées des Grandes Chaumilles, partiellement noyées dans le sol, présentent un cas intéressant de ce genre.

4.1.2. Géologie, géomorphologie et environnement

Les gros bancs de calcaire compact du Kimméridgien supérieur épais de 110 cm, très résistants, affleurent largement. Ils ont, aux coordonnées 509.390/159.250 (pâturage des Grandes Chaumilles) un pendage de 10° NW.

En grande partie dénudés, découpés par 3 systèmes de diaclases ouvertes, ils constituent tout à la fois:

- un *lapiéz couvert* (zone où le substratum disparaît en profondeur sous le sol);
- un *lapiéz subaérien* (partie voisine de la tête de couche, formant un petit escarpement).

Large de quelques dizaines de mètres, ce lapiéz s'étend sur quelques centaines de mètres de longueur.

Une tranchée a été creusée parallèlement au gradient de pente, à travers le lapiéz couvert, jusqu'au lapiéz subaérien, où une crevasse a été vidée de son contenu terreux, qui sera comparé au sol de couverture (fig. 17).

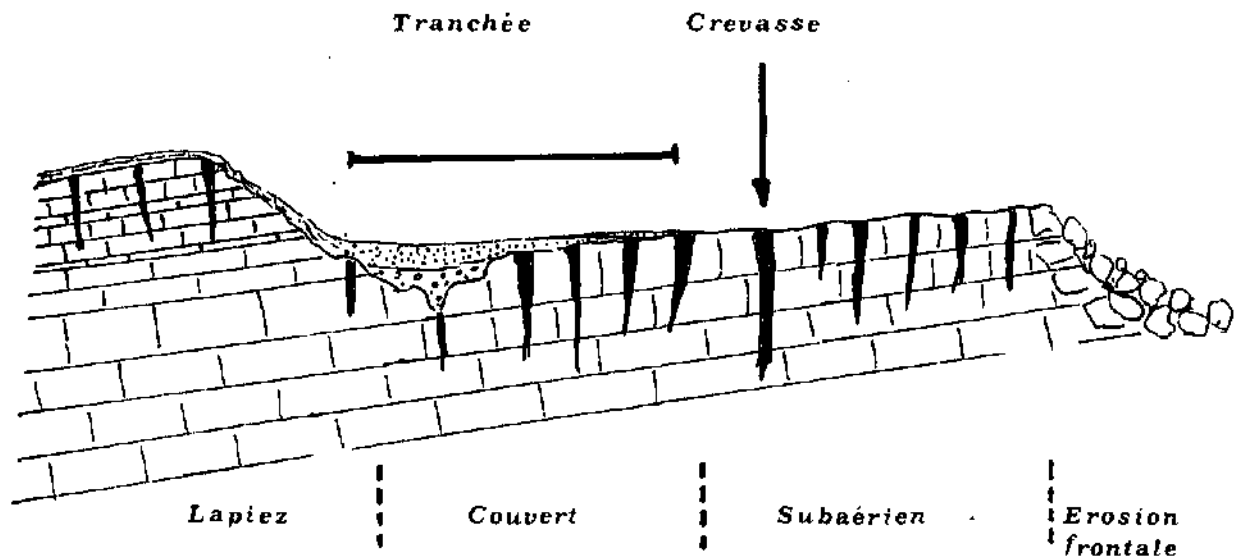


Fig. 17 Localisation de la tranchée et de la leisine étudiée, aux Grandes Chaumilles.

Altitude: 1320 m.

Pluviosité: environ 2000 mm/an.

Végétation: pâturage boisé, pelouse herbacée avec *Nardus stricta*, caractéristique du Nardion, et présence, en mosaïque, de *Sesleria coerulea* caractéristique du Seslerion.

4.1.2.1. Environnement pédologique

Le pâturage des Grandes Chaumilles correspond à un large espace plus ou moins fermé, de pente faible au relief indécis, strié par les escarpements des têtes de couches de bancs plus résistants.

De nombreuses formes karstiques affectent le relief:

- dolines très belles taraudant les bancs. L'une d'elle a fait l'objet d'une étude détaillée (AUBERT, 1966);
- magnifiques exemples d'érosion frontale décrits par AUBERT (1969);
- nombreuses diaclases de bancs calcaires qui courent partout sous la surface des sols très peu épais. La répartition de ces derniers dans le paysage peut être schématisée comme suit:

1) Dos des couches

- La surface des bancs est souvent guillochée, parsemée de cailloutis calcaires détachés du substratum par le gel.
- Le sol est très peu épais, 2-3 cm; couvert de mousses, de lichen et riche en matière organique (> 20%). Sa couleur est presque toujours voisine de 5 YR 2/2 à l'état frais.
- Le chevelu racinaire est très dense; la structure est constituée par des agrégats peu stables, en boulettes plus ou moins arrondies, qui rappellent la structure grenue de BOULAINÉ (1971).
- La texture est douce au toucher (organo-argileuse). Pas de réaction de la terre fine à l'HCl, ou localement très réduite (1-2 % de CaCO₃). Cette réaction est étroitement liée à l'abondance des cailloutis sur le dos de la dalle, et à la dureté du calcaire sous-jacent. Le pH est généralement compris entre 6,2 et 6,8.
- Il s'agit d'un sol lithocalcique humifère à mull-moder pour reprendre l'expression de BOTTNER (1971).

2) Diaclases et zones d'intersection

L'emplacement des diaclases ouvertes et de leurs intersections s'inscrit toujours en micro-dépressions de quelques décimètres à 2 m de largeur, dans lesquelles la végétation et le sol changent radicalement:

- Mousses et lichen tendent à disparaître.
- Le tapis végétal devient beaucoup plus dense, les graminées abondent, notamment le Nard.
- La couleur passe au brun (10 YR 3/2); la matière organique devient moins abondante; la décarbonatation est totale sur les 10 premiers cm au moins dans les diaclases de 15 cm de large, décarbonatation d'autant plus prononcée que la diaclase est plus large, en d'autres termes, que le substratum calcaire est éloigné.
- La texture devient franchement argilo-limoneuse et la structure (encore mal exprimée) tend vers un polyédricisme plus ou moins émoussé et de très petite taille (1-2 mm).

Ainsi, dès que le sol est un peu plus épais, à la faveur des diaclases et de leur élargissement, il tend vers le type du sol brun calcique.

En passant de la micro-dépression à la dépression de quelques mètres ou dizaines de mètres de diamètre, cas observé au nord du pâturage (coordonnées 509,487/159,575), le sol devient plus acide (5,2 à 5,4 en surface), la teneur en matière organique diminue fortement, l'horizon A₁₁-A₁₂ s'amincit (couleur 10 YR 3-4/4-4), sa texture limoneuse en surface devient franchement argilo-limoneuse en profondeur, où le pH remonte au voisinage de 7.

Avec l'agrandissement des dépressions, on passe donc au sol *brun lessivé plus ou moins mésotrophe*.

4.1.3. Description de la tranchée

4.1.3.1. Substratum

Il est constitué:

1) par les calcaires sublithographiques compacts et durs du Kimméridgien supérieur. Il se présente sous la forme d'un banc intact vers le centre, plus ou moins disloqué aux deux extrémités de la tranchée, mais non pulvérisé; il s'agit de gros blocs témoins demeurés en place.

2) par un colluvion de pente (éventuellement un résidu morainique?) qui occupe la partie centrale de la coupe et garnit les interstices du banc calcaire sous-jacent. Il s'agit en terme vernaculaire, de groise caillouteuse, où l'on reconnaît, outre les éléments du Kimméridgien local, des cailloux du Portlandien qui affleure à quelque distance de là.

4.1.3.2. Le sol

Description du profil central (fig. 18a)

0 - 4-5 cm: A₁₁

Horizon limono-argileux de couleur 10 YR 3/3 - frais - Quelques cailloux en surface ou dans le profil - Terre fine décarbonatée - Matière organique de type mull, structure polyédrique mal exprimée, très fine, peu stable - Très nombreuses racines très fines, qui forment un véritable entrelacs.

5 - 20-25 cm: A₃

Horizon limono-argileux de couleur 10 YR 4,5/4 - frais - Quelques cailloux avec pellicule d'altération, pas d'éléments squelettiques fins - Terre fine décarbonatée - Structure polyédrique un peu mieux définie (Ø 2-5 mm), arête encore un peu émoussée - Diminution sensible des racines en profondeur.

20-25 - 28-30 cm: (B)

A l'approche de la dalle sous-jacente, horizon argilo-limoneux de couleur 10 YR 4/4 - Eléments squelettiques pouvant être localement plus abondants et plus fins - Terre fine réagissant localement mais faiblement à HCl (1-2% de CaCO₃ actif) - Structure polyédrique nette (Ø 5-8 mm) - Quelques rares revêtements argileux sur la surface des agrégats.

> 28-30 cm: (B)/C

La surface de la dalle se desquame et s'écaille, sur une épaisseur de 1-2 cm, une argile de couleur 10 YR 7/6 remplit les interstices.

4.1.3.3. Variations latérales (dans la coupe de 11 m)

4.1.3.3.1. Couleur

Suivant que la matière organique est supérieure ou inférieure à 10%, la couleur passe du brun foncé (10 YR 3/2 à 10 YR 3/3) au brun - brun jaune foncé (10 YR 4,5/4); (fig. 18a et b).

4.1.3.3.2. Matière organique

Elle est plus abondante que dans les exemples précédents et comprise entre 5,7 et 20% (Fig. 18b). Elle est toujours très bien incorporée à la matière minérale; pourtant, les rapports C/N sont ici presque toujours supérieurs à 12 en surface. Ils augmentent jusqu'à 20, là où la matière organique est la plus abondante. La matière organique augmente avec le confinement calcaire, et l'abondance des fragments squelettiques fins.

4.1.3.3.3. Teneur en calcaire actif

Il est localisé à la base du profil de l'extrémité N de la tranchée (< 2%) et au contact de la «groise» dans la partie centrale de la coupe en raison de la haute fragmentation du squelette calcaire (max. 3%). Dans la partie supérieure de la «groise» altérée et rubéfiée (10 YR 6/4 en moyenne), le calcaire actif atteint un maximum de 4,37%.

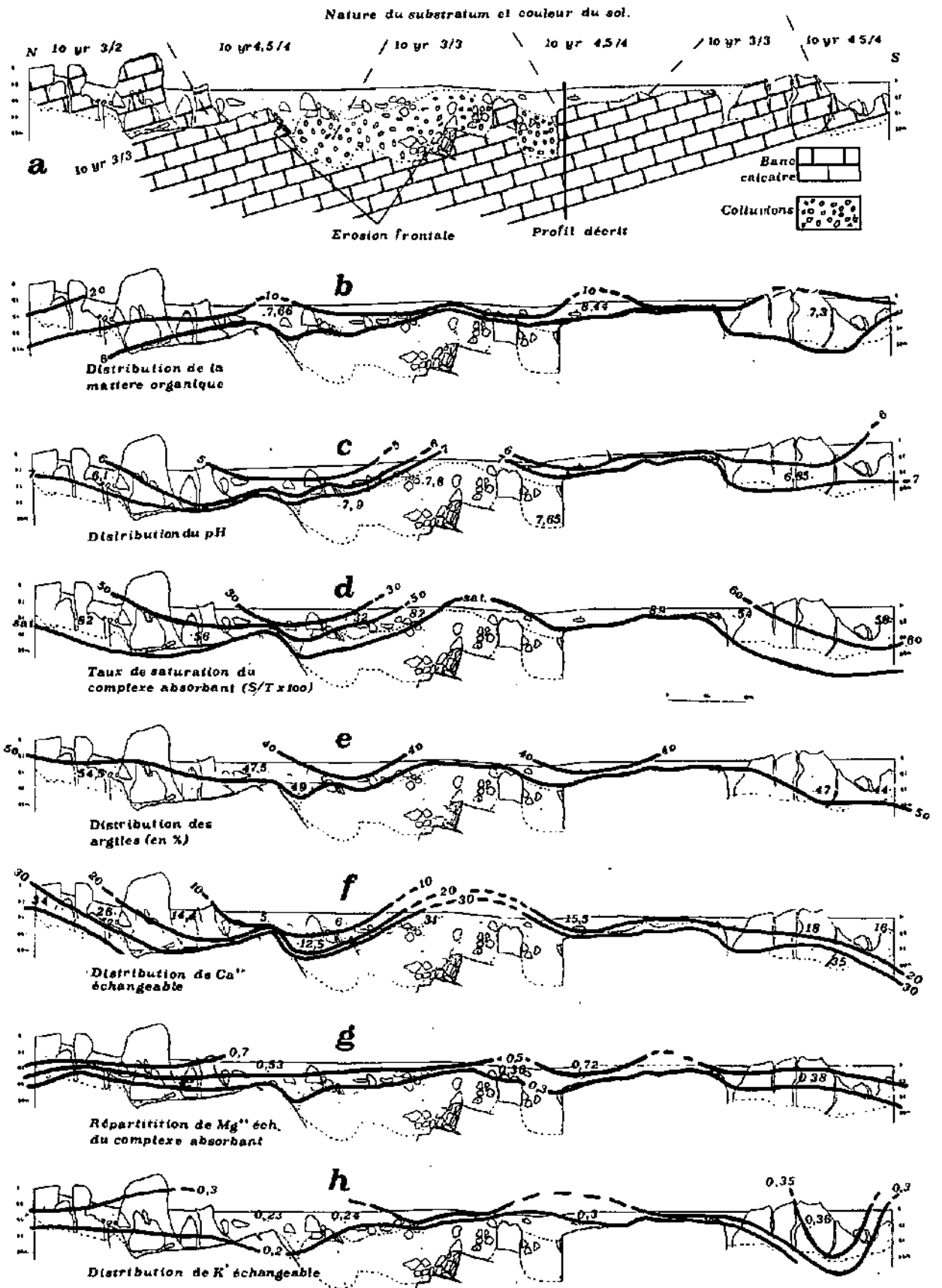


Fig 18

4.1.4. Minéraux majeurs

4.1.4.1. Le substratum

Les bancs calcaires sont constitués à plus de 98% de CaCO₃ et moins de 1% de quartz (SiO₂ totale: 0,18%); R.I. < 1% moyen; (pour N = 4: 0,6 %).

Les colluvions («groise») au centre de la coupe renferment en moyenne 65 à 76% de CaCO₃ au contact du sol (avec 2-5% de quartz) et 75 à 93% de CaCO₃ (1-3,6% de quartz) en profondeur.

Feldspaths K, plagioclases et goethite sont totalement absents.

4.1.4.2. Le sol

La teneur en quartz, comprise entre 28 et 36% en surface, est légèrement plus faible que dans les coupes précédentes. Cette diminution, par rapport aux précédents sols bruns, peut s'expliquer par:

- 1) La haute teneur en matière organique qui dilue le quartz;
- 2) Une absence presque totale de l'illuviation des argiles, dont le taux demeure constamment élevé ($\geq 40\%$);
- 3) Une incorporation plus complète du résidu insoluble de la roche (constitué à plus de 70% par les argiles. < 2 μ) à l'ensemble du profil, en raison de son épaisseur très faible.

Cette interprétation est confirmée par l'étude des minéraux argileux (§ 2.4. chapitre 7), et par les résultats de l'analyse granulométrique (fig. 18e).

4.1.5. Minéraux argileux (§ 2.4. chapitre 7)

Soulignons les deux faits les plus caractéristiques:

- Présence de l'association minérale «allochtone», confirmé par l'existence de la chlorite ferrifère habituelle aux sols, mais toujours absente du R.I. du substratum.
- Dégradation préférentielle et très intense des illites qui disparaissent quasiment dans tout le sol.

4.1.6. Granulométrie (fig. 18e)

La texture est assez homogène sur l'ensemble de la coupe. Dans le tableau suivant, nous présentons les intervalles de variations des différentes classes granulométriques (exprimées en % de terre fine minérale):

Tableau 5

	A ₁	A ₂	(B)	R.I.	R.I. (N=2)
Argiles (< 2 μ)	(N = 7) (40-54,5)	(N = 7) (43-51)	(N = 5) (49-54,5)	Groise (N = 2) 55 %	Substratum 80
Limon fin (2-16 μ)	(28-33)	(29-33)	(29-31,5)	32 %	18
Limon grossier (16-63 μ)	(14-18)	(18-24)	(12-17)	10 %	1,7
Sable fin (> 63 μ)	(1-2,5)	(1-2)	(1,5-4)	3 %	0,3

Remarques:

Aux horizons A₁, A₂ et (B), les valeurs maximum en argiles sont obtenues dans les échantillons de sols sur «groise».

L'analogie des distributions granulométriques des particules du R.I. du sol et de la «groise» témoignent en faveur d'un mélange plus intime de l'association allochtone avec les abondants produits de décarbonatation du substratum.

On constate une fois encore:

- l'abondance des limons fins
- La raréfaction des limons grossiers et la quasi inexistence des sables, qui sont typiques de l'association allochtone.

4.1.7. pH et complexe absorbant

Les pH font l'objet de la fig. 18c. On remarquera l'influence du fractionnement du substratum calcaire: ainsi, au contact de la dalle continue, au 2/3 S de la coupe, le pH ne dépasse pas 6,3 alors qu'il est supérieur à 7 au contact de la «groise» plus finement divisée.

La corrélation entre le pH et le taux de saturation est ici encore de règle (fig. 18d).

Les cations échangeables sont, dans l'ordre d'importance décroissante:

Ca⁺⁺: 90 à 98,5 % des cations fixés K⁺: < 4 % des cations fixés
Mg⁺⁺: 1,5 à 9,0 % des cations fixés Na⁺: < 1 % des cations fixés

Leur répartition à travers la coupe fait l'objet des fig. 18f, g, et h. Les lois dégagées précédemment sont confirmées.

4.1.7.1. Distribution des cations échangeables

Celle du Ca^{++} présente une étroite corrélation avec la distribution des $\text{S/T} \times 100$, c'est normal, puisque Ca^{++} représente plus de 90% des cations fixés.

Elle est fonction de la division des calcaires sous-jacents. L'exemple de la coupe est à ce sujet très expressif, l'opposition est des plus nettes entre la «groise» au centre de la coupe, et la dalle compacte qui la jouxte au sud.

Ca^{++} échangeable est lié à la matière organique, mais l'est ici aussi moins que le Mg^{++} (fig. 18g).

K^+ échangeable est lié tant à la matière organique qu'au taux d'argiles. *La destruction préférentielle de l'illite ne paraît pas influencer le taux du K^+ échangeable*; les valeurs sont semblables et du même ordre de grandeur que celles du niveau I de la coupe sur Séquanien.

L'analyse des eaux d'infiltration révélera, en revanche, une teneur particulièrement élevée du K^+ entraîné en solution.

Dans notre coupe, le rapport moyen du $\text{K}^{\frac{\text{échangeable}}{\text{total}}}$ atteint très exactement la moyenne de 1% (N = 18). Dans le niveau I sur Séquanien du Mt Tendre, ce rapport vaut 0,73 pour N = 17.

4.1.8. Répartition du fer (tableau 6)

4.1.8.1. Le fer total

Il est ici encore très abondant et compris entre 6,4 et 7,15% (exprimé en % de la terre fine minérale). Les valeurs minimales sont observées dans le sol recouvrant la «groise» au centre du profil (5,14%).

4.1.8.2. Le fer libre

Il représente partout plus de 55% du fer total. Ce très haut rapport résulte des faits suivants:

- 1) Ce sol sur lapiez renferme de nombreuses glébulles ferrugineuses.
 - 2) L'analyse des eaux d'infiltration a montré l'absence du fer en solution et sa grande aptitude à la précipitation. Le fer ne migre pas; il s'accumule sur place probablement sous de multiples formes plus ou moins amorphes ou cristallisées.
- Ici l'intensité de la coloration des couches supérieures de la «groise» (10 YR 6/4) permet de se faire une bonne idée de cette accumulation. Or, à ce niveau, le fer libre représente le 95% du fer total. (Fer libre 1,70%; fer total 1,787%).
 - A 50 cm à l'intérieur de la «groise» la couleur est nettement plus claire (10 YR 7/3,5) et le fer libre atteint les 58% du fer total (Fer libre 0,93%; fer total 1,60%).

Tableau 6 Fer total et fer libre du sol sur lapiez. Les Grandes Chaumilles. Variations de couleur liées à l'extraction du fer libre.

Ech.	Hor.	Fer* total	Fer* libre	<u>Fer libre</u> Fer total	M.O. %	Couleur avant extraction du fer libre	Couleur après extraction du fer libre
4158	A ₁₂	6,17	4,187	0,68	12,4	10 YR 3/3	10 YR 2/3
4159	A ₁₂	6,33	3,83	0,61	7,66	10 YR 3/4	2,5 Y 3/3
4160	1 ₁₂	6,33	3,64	0,58	11,1	10 YR 3/4	2,5 Y 4/2
4161	A ₃	6,72	4,34	0,65	7,17	10 YR 3/4	2,5 Y 4/1
4162	A ₃	6,33	3,89	0,61	11,3	10 YR 3/4	2,5 Y 4/2
4164	A ₁₂	6,54	3,95	0,60	8,44	10 YR 4,5/4	2,5 Y 3/2
4165	A ₁₁	6,17	3,78	0,61	12,1	10 YR 3/4	2,5 Y 3/2
4156	A ₁₂	5,86	3,29	0,56	20	10 YR 2/3	10 YR 3/2
4169	A ₃	6,40	4,34	0,68	11,4	10 YR 2/3	2,5 Y 3/1

* Exprimés en % de la terre fine totale

4.1.10 Classification

Le profil du centre de la coupe, décrit précédemment, correspond au type du brun calcique (mésotrophe) (A₁, A₃, (B)/C, R.)

Le sol qui recouvre la «groise», correspond plutôt à la sous-classe des sols saturés, sous-groupe des *rendzines brunifiées humifères* (profil AC).

A l'extrémité N de la coupe, la haute teneur en matière organique conduit au type du sol *brun calcique humifère* (Profil A₁, A₃, (B)/C).

4.1.11. Conclusions

La variabilité des sols est une fois de plus démontrée; elle est fonction de la morphologie et, s'il s'agit toujours de calcaires durs, de leur degré de fractionnement.

4.2 Sol peu évolué en coussin sur dalle

Une crevasse de lapiez, sise à 5 m au sud de la tranchée précédente (fig. 17) a été vidée de son contenu. L'analyse de ce dernier a fait l'objet d'une note (POCHON, 1974).

La crevasse est située dans la microzone de transition entre lapiez couvert (partie aval de la dalle) et lapiez subaérien (tête de couche en amont). Dans cette zone de transition la dalle est localement couverte d'un sol très mince (0-10 cm) en coussin et très organique qui n'offre aucune ressemblance avec les sols ocres environnants. Ce sol dissimule la crevasse (fig. 19); il est suspendu sur les lèvres de cette dernière, au-dessus d'un vide de 50-60 cm.

On retrouve à 70 cm de profondeur (Ech. 4325) les particules organiques tombées du sol en coussin.

4.2.1. Description du sol en coussin

0-1 cm A₀:

Mousses abondantes parsemées de débris organiques peu ou pas dégradés.

1-8 cm A₁:

Sol de texture organo-argileuse et de couleur très foncée: 5 YR 2/1 à l'état frais. - Aucun squelette sauf quelques éléments détachés de la dalle par gélifraction ou action des racines - Aucune effervescence, même au contact de la dalle - Consistance élastique - Très dense chevelu de racines, formant un entrelacs total à la surface de la dalle sous-jacente - Porosité très élevée - Structure granuleuse ultra fine (Ø 1 mm) - Transformation non totale de la matière organique - Pas d'évolution sensible de cette dégradation à travers le profil - pH = 5,80.

8 cm et plus

Dalle de calcaire sublithographique compact.

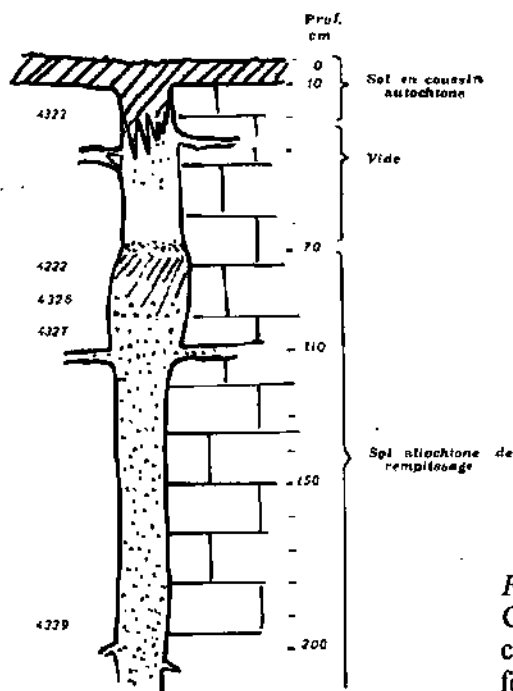


Fig. 19 Leisine étudiée. Lapiez des Grandes Chaumilles. En surface, lithocalcique humifère recouvrant la diaclase ouverte (hachures). En profondeur (pointillé) un limon allochtone.

4.2.2. Classification

Sol lithocalcique humifère à (mull) - moder

4.2.3. Genèse des sols lithocalciques humifères

Des bords au centre du coussin, l'ordonnance est la suivante:

- 1) Ceinture de mousses et de lichen fortement incrustée dans les aspérités de la surface du calcaire. Les rhizoïdes sont garnis d'une pellicule de micro-éléments calcaires.
- 2) Les mousses adhèrent moins étroitement à la dalle calcaire. A leur base, entre les rhizoïdes, s'accumule un matériau fin, dont la partie minérale carbonatée (pellicule d'altération) diminue alors que la fraction organique gagne en importance. Il s'agit d'un mull; nous sommes en présence d'un microsol que colonisent bientôt *Sesleria coerulae* et *Hippocrepis comosa*.
- 3) A l'accumulation en surface de débris végétaux provenant de la flore arbustive et herbacée qui se développe également dans les diaclases ouvertes environnantes, s'ajoute, par la base, les matières minérales issues de la décarbonatation du substratum. Les mousses ont dès lors perdu tout contact avec la dalle; elles recouvrent pourtant toujours la surface du coussin maintenant épais de plusieurs cm. D'autres plantes l'ont colonisé: *Euphorbia verrucosa*, *Daphnè cneorum*, *Cotoneaster integerimma*, etc. . . . Il s'agit vraisemblablement d'un mésobromion.

4.2.4.1. Age du sol

Ce sol est actuel. AUBERT (communication personnelle) pense à la dénudation engendrée par le déboisement abusif des siècles passés.

Sa fraction minérale est en effet issue du seul substratum calcaire (§ 2.4.2. chapitre 7).

Le coussin décrit ci-dessus (environ 2 m de diamètre) représente par sa taille, le stade le plus développé de ce type de sol dont nous retrouvons un peu partout sur les affleurements des couches tous les stades intermédiaires de développement.

4.2.4.2. Importance des mousses dans l'établissement de ce type de sol

Elle est fondamentale dans la colonisation des affleurements calcaires: C'est l'espèce pionnière dont l'action est triple:

- 1) Elle maintient une certaine humidité, qui favorise la dissolution des carbonates, d'autant plus qu'elle produit du CO₂; d'autre part, la pression des rhizoïdes contribue au microdiaclasage et au déchaussement des cristaux.
- 2) Elle favorise l'accumulation du résidu de décarbonatation. Les nombreux rhizoïdes, généralement très incrustés en bordure des coussins, s'opposent efficacement à l'entraînement des fines particules minérales.
- 3) Elle piège dans les interstices de son tapis, les poussières et débris organo-minéraux. Enfin, elle assure elle-même l'apport de la matière organique.

4.2.4.3. Phénomène de colonisation par les mousses

Il est général. On peut l'observer partout dans le Haut-Jura. Toutes les buttes calcaires, tous les affleurements, tous les éboulis de calcaire dur sont plus ou moins colonisés par les mousses.

Le degré de recouvrement est naturellement fonction du microclimat:

- Dans les stations sèches, les mousses se maintiennent en petites touffes, grâce aux fissures dans lesquelles les rhizoïdes se fixent solidement.
- Avec l'augmentation de l'humidité, le tapis de mousses s'étend à partir des fissures et recouvre les parties lisses des blocs.
- Sous forêt, en versant N, le recouvrement des blocs est souvent total.

4.3. Sol de remplissage des diaclases de lapiez

Le lecteur trouvera chez POCHON (1974) la description détaillée et les résultats d'analyses de ce remplissage, dont les conclusions sont brièvement reprises ici.

4.3.1. Conclusions

- Le matériau de remplissage karstique (un limon argileux dépourvu de squelette calcaire) présente la même association minéralogique d'apport allochtone que les sols ocreux du lapiez couvert environnant.
- Ces sols ocreux de remplissage karstique ne sont nullement récents: l'exemple présent montre qu'ils peuvent être localement recouverts de sols plus jeunes, peu évolués il est vrai, très humifères et *totalelement autochtones*.
- Par cet exemple de remplissage, il paraît raisonnable de penser qu'à la fin du Würmien, les diaclases du lapiez des Grandes Chaumilles (chaîne du Mt Tendre) étaient déjà largement ouvertes, avant même que la végétation ne colonise la région et supprime du même coup toute possibilité de transport éolien.

5. Sols ocres sur calcaire marneux de l'Argovien

5.0. Introduction

– Les exemples précédents proviennent du domaine des calcaires durs.

Les marno-calcaires de l'Argovien, par leur puissance, nous fourniront un champ d'observation de leurs sols ocres suffisamment vaste pour que soit éliminée au maximum l'influence des faciès environnants.

– Ils affleurent dans les combes anticlinales; il s'agit de dépressions creusées par l'érosion dans l'axe des anticlinaux.

Situation géographique et morphologique

– L'exemple que nous présentons ci-après provient de la combe anticlinale des Begnines (Chaîne du Mt Tendre, 15 km au S-W du sommet du même nom). C'est une magnifique *combe fermée*; toutes les eaux de surface disparaissent dans de très nombreuses dolines juvéniles qui défoncent littéralement le fond de la dépression; elle est encadrée de surcroît par les corniches rocheuses de calcaire relativement dur du Séquanien inférieur.

5.0.1. *Le sol de la combe anticlinale marno-calcaire des Begnines*

Dans la combe argovienne, la zone d'affleurement des marno-calcaires contraste très nettement par sa morphologie avec le reste du Jura: elle est caractérisée par un modelé uniforme et un tapis végétal continu, totalement déboisé.

Nous présentons ci-après les deux profils les plus caractéristiques de ceux que nous avons étudiés dans cette unité morphologique.

5.1. *Profil au flanc de la combe anticlinale*

5.1.1. *Localisation*

Altitude: 1420 m

Pente de 20°, Exposition Sud, Coordonnées 502, 600/152, 350.

Végétation: pelouse herbacée du Cynosurion

Substratum: *Marno-calcaire*.

5.1.2. *Description du profil: A₁, A₃, (B)/C, R.*

0–5 cm: A₁

Horizon limono-argileux, de couleur 10 YR 4/2 à l'état frais – Pas de squelette – Terre fine totalement décarbonatée – Structure subanguleuse à polyédrique très fine, peu stable – Matière organique de type mull, bien incorporée – Très nombreuses racines très fines – Passage diffus.

5–20 cm: A₃

Horizon argilo-limoneux, de couleur 10 YR 4/3 – Pas de squelette – Terre fine décarbonatée – Matière organique nettement moins abondante – Structure polyédrique plus stable, fine (∅ des agrégats 0,5–0,6 cm) – Agrégats à faces planes, aucun revêtement – Racines encore nombreuses – Transition un peu plus nette.

20–35 cm: (B)

Horizon argilo-limoneux de couleur 10 YR 4,5/3 – Squelette en gros éléments couverts de pellicules d'altération – A leur contact, la terre fine fait localement effervescence à HCl – Structure polyédrique fine, bien exprimée, avec ébauche de structure prismatique – Léger dépôt de couleur plus claire, sur les faces des agrégats, souvent constitués de calcaire actif (1–2%) – Racines encore nombreuses – Nette diminution de la porosité des agrégats.

Remarque:

L'horizon (B) est plus ou moins ruptique. Sa limite inférieure présente des langues verticales plus ou moins décarbonatées de couleur 10 YR 4,5/3 dans un matériel moins décarbonaté (horizon C) plus clair (10 YR 6/3). La position et la profondeur de ces zones décarbonatées est fonction de la densité du squelette et de l'intensité de son fractionnement.

34–45 cm: C (profondeur variable)

Horizon sablo-limoneux de couleur 10 YR 6/3 – Squelette important – Terre fine non décarbonatée (forte effervescence) – Matériau non cimenté, friable, non plastique; il s'agit de l'altération des marno-calcaires.

45 cm: R

Roche marno-calcaire - Gélive - En blocs de 10 à 20 cm de ϕ , présentant à la cassure l'auréole jaunâtre typique autour d'un noyau bleuté.

5.1.3. Minéraux majeurs (fig. 20)

Le quartz prédomine, mais sa teneur dans le sol est ici en accord avec celle du résidu insoluble du substratum (moyenne: 42%).

Les feldspaths K abondent; en revanche, les plagioclases ne sont pas décelés.

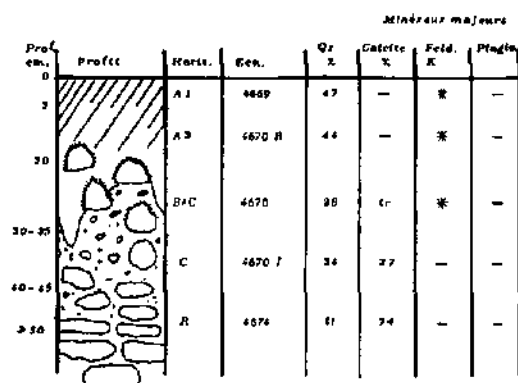


Fig. 20 Sol brun au flanc NW de la combe anticlinale argovienne des Begnines. Profil et minéraux majeurs.

5.1.4. Minéraux argileux (voir § 2.6.1. chapitre 7)

Fait extrêmement nouveau et exceptionnel pour un sol limono-argileux du Haut-Jura: la composition minéralogique des fractions argileuse ($< 2 \mu$) et limoneuse ($< 16 \mu$) du sol est absolument identique à celle du substratum: illite, kaolinite, groupe des gonflants et traces de chlorite.

Tous les sols de la combe, y compris les sols bruns calciques et lithocalciques humifères de la corniche séquanienne présentent ce même caractère d'autochtonie, lequel disparaît brusquement au - delà de la ligne de crête séquanienne. Nous reviendrons ultérieurement à ce problème.

5.1.5. Classification

Par ses caractères physiques et chimiques rassemblés dans le tableau 7 ce sol appartient au groupe des sols bruns calciques. La forte augmentation des argiles vers la profondeur (1:1,28) est interprétée comme le résultat conjugué:

- 1) de l'altération intense de l'illite en surface du sol, donc du fractionnement des argiles
- 2) du lessivage oblique des argiles des horizons supérieurs.

Tableau 7 Sol brun calcique du flanc de la combe anticlinale marno-calcaire.

N. D. = non déterminé

Ech.	Prof.	Granulométrie: % terre fine décarbonatée					C %	N %	C/N
		S. G.	S. Fin $> 63 \mu$	L. Gr. $63-16 \mu$	L. Fin $16-2 \mu$	Argiles $< 2 \mu$			
4669	0- 5 cm	-	0,5	13	44,5	42	3,78	0,28	13,5
4670a	5-20 cm	-	0,5	11	41,5	47	3,56	0,25	14,2
4670	20-35 cm	-	0,5	11,5	34	54	3,33	0,22	15,1
4670I	35-45 cm	-	N. D.	N. D.	N. D.	N. D.	-	-	-
4674	45 cm	-	0,5	15,18	23,20	61,0	-	-	-

Capacité d'échange (mécq/100 g)										
Prof.	T	Ca	Mg	Na	K	S/T \times 100	Fer total %	Fer Libre %	Alum. tot. %	SiO ₂ tot. %
0- 5 cm	29,5	20,3	0,93	0,041	0,48	73	5,38	3,19	6,62	51,25
5-20 cm	30,9	42,9	0,77	0,058	0,48	sat	5,25	3,20	7,37	50,62
20-35 cm	32,3	45	0,78	0,043	0,46	sat	5,94	3,57	7,63	48,75
35-45 cm	N. D.	N. D.	N. D.	N. D.	N. D.	N. D.	1,94	N. D.	2,81	43,12

5.1.6. Variations latérales

Localement, avec l'augmentation de la pente, le sol soumis à une érosion accrue (solifluxion et piétinement du bétail) est plus mince; l'horizon A₃ est réduit; il renferme par ailleurs des éléments du substratum à demi-décarbonatés.

Il s'agit dans ce cas d'intergrades brun calcaire - rendzine brunifiée, dont le terme extrême existe très localement, au voisinage de quelques émergences temporaires qui affouillent le pied de la pente N, et qui peut être rattaché au groupe des sols d'érosion, sous-groupe régosolique (II. 411 de la C.P.C.S., 1967).

5.2. Sols du fond de la combe anticlinale marno-calcaire

5.2.1. Rappel:

Le fond de la combe anticlinale est couvert d'un sol relativement épais, que perforent de très nombreuses dolines, lesquelles assurent non seulement l'exportation des eaux de ruissellement, mais encore le soutirage karstique des colloïdes en suspension.

5.2.2. Description d'une tranchée ouverte au voisinage d'une doline

La tranchée présentée en fig. 21 et 22, se compose de 3 parties:

1) *Partie S-W*, constituée d'un sol brun à horizon bien différencié, et nettement rattaché à une distribution horizontale non perturbée.

2) *Partie centrale*, une dépression correspondant à un petit ensellement réunissant les 2 dolines qui jouxtent la tranchée au S-E et au N-W (c'est-à-dire latéralement). Au fond de la dépression, le profil est nettement moins différencié, mais à nette tendance hydromorphe. Les diverses anomalies que nous rencontrerons au paragraphe suivant, évoquent un remaniement.

On remarque d'autre part que le sol bien différencié de la partie S-W est tronqué obliquement, et si nettement que son antériorité relativement à la dépression centrale paraît évidente. Au flanc SW de cette dernière, le substratum marno-calcaire altéré est également érodé, le sol sus-jacent y est très peu évolué.

3) *Partie N-E*, flanc beaucoup moins relevé, où le sol redevient de plus en plus différencié en direction de l'extrémité de la tranchée.

Cette dissymétrie de la dépression s'inscrit bien dans le modelé karstique jurassien, les flancs sous le vent étant soumis à une érosion plus intense en raison de l'accumulation des neiges.

Végétation

- Pelouses herbacées très denses où nous trouvons plusieurs espèces indicatrices:

1) de lieux humides telles que:

Geum rivale, *Trifolium pratense*, *Carex panicea*, *Cardamina amara*, *Polygonum bistorta*, *Tussilago farfara*

2) de lieux acides, telles que:

Nardus stricta, *Cardamina amara*, *Homogyne alpina*.

5.2.2.1. Description du profil SW

0-5 cm: A₁₁

Horizon limono-argileux de couleur 10 YR 4/3,5, toucher savonneux en raison de l'abondance de la matière organique, bien incorporée à la matière minérale - Aucun squelette - Terre fine décarbonatée - Structure subanguleuse très fine, peu stable et mal exprimée - Transition progressive - Très dense tapis végétal - Dense feutrage de racines très fines - pH = 4,90.

5-15 cm: A₁₂

Horizon limono un peu argileux de couleur moyenne 10 YR 4/4 - Matière organique beaucoup moins abondante et bien incorporée - Pas de squelette - Terre fine totalement décarbonatée - Présence de taches d'oxydo-réduction: zones réduites de couleur 10 YR 5/2, plus nombreuses que les traces oxydées, zones oxydées de couleur 5 YR 4/8, souvent associée aux trous de racines - Structure sub-anguleuse à polyédrique très fine à fine (∅ des agrégats: 5-10 mm), mieux exprimée et plus stable - Transition diffuse - pH moyen = 5,10.

15-27 cm: (A₂)

Horizon limoneux (à peine argileux), à peine blanchi à l'état sec (10 YR 7/6) Absence de squelette - Terre fine totalement décarbonatée - Absence de taches d'oxydo-réduction - Structure redevenue très fine, sub-anguleuse à polyédrique - Agrégats très friables à l'état sec - pH moyen = 5,25 - Transition diffuse sur 3-4 cm.

27-35 cm: B₁

Horizon de plus en plus argilo-limoneux de couleur 10 YR 5/4 à l'état sec, 10 YR 5/6 à l'état frais - Pas de squelette - Terre fine totalement décarbonatée - Structure polyédrique beaucoup plus nette, avec tendance à la structure prismatique - Transition diffuse.

35-45 cm: B_{2t}

Horizon argilo-limoneux de couleur 10 YR 6/6 à l'état frais - Pas de squelette - Terre fine décarbonatée - Quelques taches verdâtres de couleur 5 Y 6/3 à bord diffus - Présence de plus en plus abondante en profondeur de petites boulettes sphériques (<1 mm), humo-ferruginéo-manganiques au sein des agrégats - Structure de plus en plus nettement prismatique, avec sous-structure polyédrique encore très nette (agrégats de 1 cm environ) - Faces d'agrégats non lisses - Quelques recouvrements à la base de l'horizon - Transition nette.

45-65 cm (env.): C₁

Horizon argileux de couleur brun olive clair (2,5 Y 5/3 à l'état frais), brun jaune clair à l'état sec (2,5 Y 6/4) - Encore quelques pistes de vers, gorgées d'eau - Pas de squelette - Terre fine décarbonatée sur les 2/3 supérieurs de l'horizon - Au-dessous, on passe, en 2 cm, de la terre fine décarbonatée à un matériau contenant 10 à 15 % de CaCO₃ - Structure prismatique fine, à sous-structure polyédrique - Légers dépôts sur les faces verticales des agrégats - Dans le 1/3 inférieur à terre fine carbonatée, la structure prismatique disparaît progressivement au profit du type polyédrique - Transition nette - Limite inférieure irrégulière (ondulation), (fond des fig. 22).

65 cm: C₂

Horizon sablo-argileux, de couleur gris clair 2,5 Y 7/2 à l'état frais - Squelette très fin (~ 1 mm) et terre fine carbonatée - Il s'agit de l'altération du marno-calcaire argovien. Localement, des passées plus calcaires sont mieux conservées et moins éclatées - Porosité faible - Forte diminution de la plasticité en profondeur, dès l'apparition des carbonates dans la terre fine.

5.2.2.2. *Flanc SW de la dépression centrale*

Profil de type A/C.

Horizon A₁ argilo-limoneux de couleur gris noir foncé reposant sur les marno-calcaires altérés et partiellement décarbonatés, avec de nombreuses taches d'oxydo-réduction: zones oxydées liées aux discontinuités de la structure et aux racines un peu moins abondantes dans ce secteur - Passage progressif en profondeur aux marno-calcaires gris-beige clair plus ou moins compacts.

5.2.2.3. *Profil de la dépression centrale*

Il est du type A₁ (A₂) B et C. Le profil, épais (140 cm) totalement dépourvu de squelette calcaire est relativement plus riche en argiles. L'hydromorphie temporaire est plus nette surtout en B. On retiendra surtout le caractère perturbé de ce profil (érosion liée à l'activité de la doline toute proche) (voir 5.2.5.) et la présence de nombreux débris de charbon tout à la base du profil au contact du substratum altéré (la radiodatation du C¹⁴ a fourni 3000 ± 150 ans).

5.2.2.4. *Extrémité NE de la tranchée*

Le profil est de type A₁, (A₂), B, C.

Seul l'horizon A₁ présente quelques traces d'hydromorphie temporaire. Le substratum accuse une légère variation dont le sillon central marque la limite: aux marno-calcaires altérés s'ajoute un cailloutis de calcaire dur séquanien (mince colluvion de pente ?).

5.2.3. *Minéraux majeurs*

Leur distribution à travers le profil fait l'objet de la fig. 21.

Le quartz

Il est partout supérieur à 40 % dans les horizons A₁, (A₂) et B₁

- compris entre 30 et 40 % dans l'horizon C totalement décarbonaté (extrémité SW de la coupe) et dans l'horizon B₂ (extrémité NE)

- inférieur à 20 % dans l'horizon C₂ non décarbonaté.

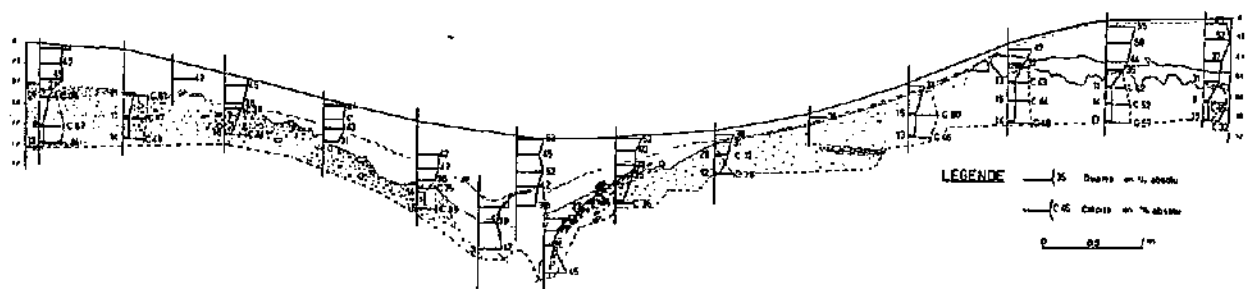


Fig. 21 Distribution du quartz et de la calcite (en % de la terre fine).

Le sillon central est caractérisé par une grande variation de la teneur en quartz (valeur supérieure à 45% tout à la base), indice de perturbation du profil. Ailleurs, la teneur en quartz de la base du sol (horizon en contact avec le substratum) correspond à celle du R.I. du substratum.

Dans les horizons supérieurs du sol, le quartz covarie inversement au pourcentage des argiles; ce qui témoigne d'un déficit du quartz dans les zones supérieures (indice d'entraînement), alors que la teneur en quartz $< 2\mu$ passe par un maximum au niveau de l'horizon illuvié.

La calcite

Elle est strictement liée à l'horizon C et au substratum. Dans l'ensemble, la calcite décelable au R.X. tend à augmenter vers la profondeur plus fortement que le CaO réel donné par l'analyse HCl. C'est-à-dire que la réponse aux R.X. dans la partie superficielle du substratum est souvent inférieure à la teneur réelle en CaO et peut résulter de la présence accrue de calcaire actif partiellement insensible aux R.X.

Les feldspaths

- Les plagioclases et les feldspaths K sont à l'état de traces dans le substratum et on les retrouve dans le sol sus-jacent en quantité absolument comparable, qui n'a rien de commun avec les quantités observées dans les sols d'apport allochtone du Mt Fendre.

5.2.4. Les minéraux de la phase argileuse

- Ils seront présentés au § 2.6.2. et suivants, chapitre 7 (fig. 59).
- L'autochtonie est confirmée par la composition minéralogique identique du sol et du substratum, illite-kaolinite, groupe des minéraux gonflants, quartz, traces de chlorite, de feldspaths K et de plagioclases. A côté des structures alumino-silicatées, les hydroxydes de fer sont très abondants, tout particulièrement la lépidocrocite dont il sera question plus loin (chapitre VII).

5.2.5. Granulométrie

La distribution de la teneur en argiles à travers la coupe est donnée en fig. 22a.

- Aux deux extrémités de la coupe, le gradient d'entraînement d'argiles est très net, 1:1,7 au NE, 1:1,6 au SW.

Il ne faut pourtant l'attribuer totalement à l'illuviation puisqu'à la base de l'horizon B₂, le taux d'argiles tend à s'aligner sur celui du substratum décarbonaté.

Dans la dépression centrale, la distribution est incohérente:

- pratiquement constante entre 0-60 cm (horizon A₁₁, A₁₂, (A₂), (B₁₁), moyenne 37 %;
- minimale entre 60 et 75 cm (horizon B₁₂) avec moyenne de 30 %;
- maximale entre 75 et 140 cm (horizon B₂) supérieure à 37 %.

L'opposition de la distribution granulométrique entre le sol des extrémités et celui du sillon central est résumé dans le tableau suivant:

	Extrémité de la tranchée		Sillon central		Substratum
	Horiz. A	B	A	B	
Argiles ($< 2\mu$)	33 à 52 %		36,5 à 40,5 %		59 à 62 %
Lim. fin (2-16 μ)	25 à 34,5 %		24 à 32 %		20 à 24 %
Lim. gros. (16-63 μ)	35 à 17,7 %		28 à 33,5 %		18,5 à 22 %
Sable fin ($> 63\mu$)		2 %	0,8 à 5,4 %		1 %

- Alors qu'aux extrémités les limons fins augmentent en profondeur, ils présentent une distribution inverse dans le sillon central.

- Même opposition pour les limons grossiers.

Le profil central paraît donc avoir été perturbé; l'analyse micromorphologique révèle en effet une structure peu stable, et plus récente.

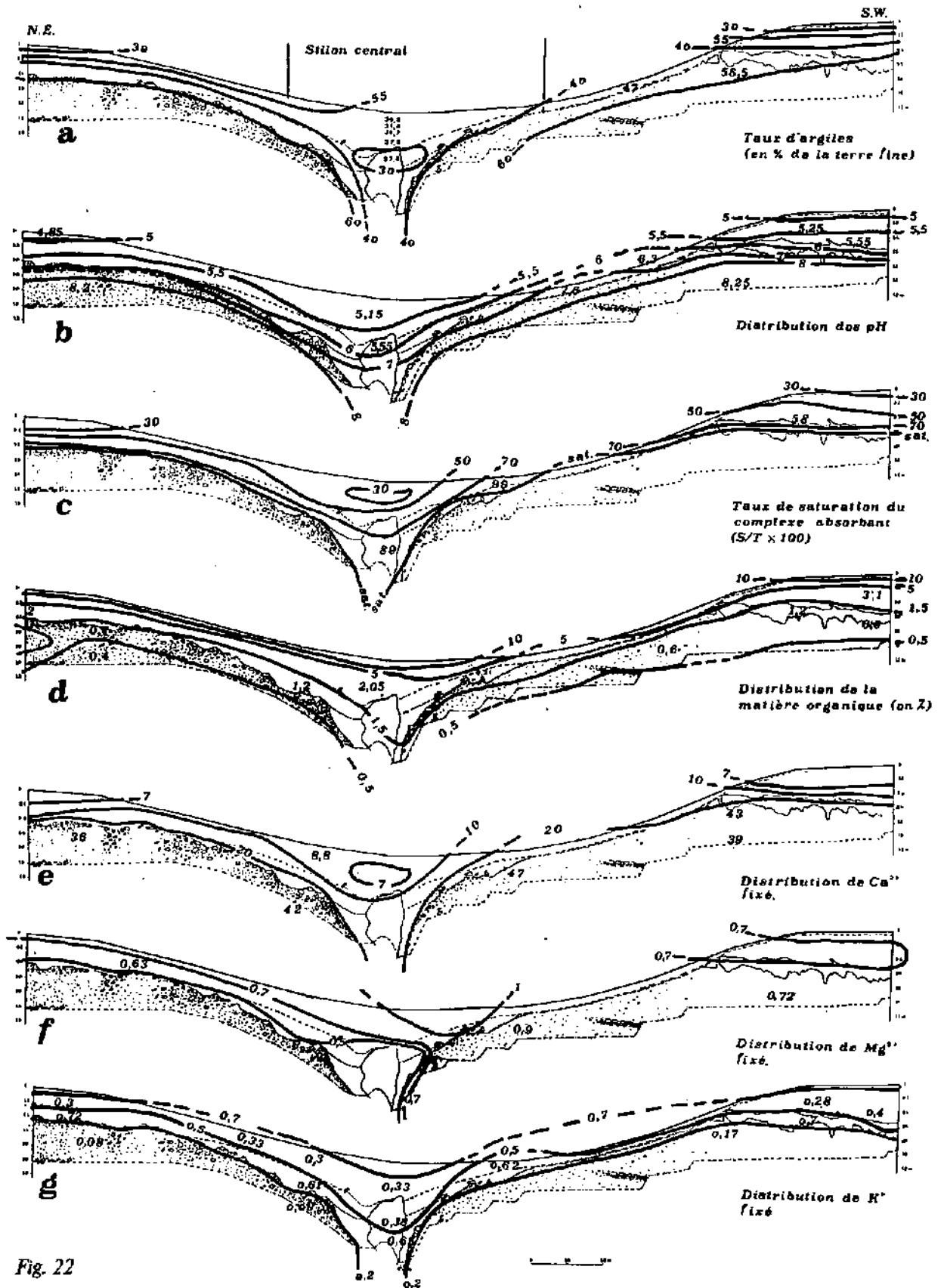


Fig. 22

5.2.6. Matière organique (fig. 22 d).

La teneur varie de 10% en A₁₁, et tombe très rapidement en profondeur: voisine de 2% en B et de 0,5% dans la partie supérieure du substratum altéré. Les rapports C/N, légèrement supérieurs à 10 dans l'horizon superficiel demeurent voisins de 8 dans les horizons plus profonds: cette distribution de la matière organique est caractéristique des sols lessivés biologiquement actifs, DUCHAUFOR (1970) et des sols bruns hydratés LAMOUREUX (1972).

5.2.7. Complexe absorbant - pH

Les valeurs des capacités totale d'échange sont en relation étroite avec les teneurs et la nature des argiles dans chaque horizon considéré. Après correction de la matière organique (nous avons pris arbitrairement la valeur calculée de l'exemple des Grandes Chaumilles, remplissage de crevasse, soit 160 méq/100 g) on obtient les chiffres suivants:

Horizon A₁₁ : = 30 % d'argiles : CTE: 10,1 à 10,5 méq / 100 g de terre fine minérale

Horizon A₂ : = 33,5-38 % d'argiles : CTE: 14,4 à 19,5 méq / 100 g

Horizon B : = 45,5-57,3 % d'argiles : CTE: 22,3 à 26,6 méq / 100 g

Tout le profil se révèle plus ou moins désaturé (fig. 22c):

- à plus de 70% dans l'horizon superficiel des 2 extrémités de la tranchée, et probablement de l'ensemble des sols non remaniés du fond de la combe anticlinale.

- On remarquera l'anomalie sur le flanc SW de la dépression (saturation en A₁₁), laquelle résulte de l'érosion actuelle du substratum marno-calcaire.

Cette désaturation du complexe absorbant se reflète dans la distribution des pH qui s'échelonne entre 4,85 en surface, à 7 au contact du substratum non décarbonaté.

5.2.7.1. Cations échangeables

Le complexe est saturé comme suit (du haut en bas du profil):

Sillon central Extrémité de la tranchée

83 à 95 % : Ca⁺⁺ : 84 à 91 %

8,9 à 1,7 % : Mg⁺⁺ : 9,8 à 5 %

7,7 à 2,6 % : K⁺ : 5,8 à 3,7 %

0,2 % : Na⁺ : 0,4 %

5.2.7.1.1. Distribution des cations échangeables

Ca⁺⁺ (fig. 22e)

Deux constatations s'imposent:

- Un parallélisme étroit entre la distribution du taux de saturation du complexe absorbant, et celle du calcium fixé (fig. 22c et 22e).

- La diminution de la teneur en Ca⁺⁺ fixé est une fonction directe de l'éloignement du substratum calcaire, mais inverse du confinement.

Mg⁺⁺ (fig. 22f)

Sa forte liaison avec la matière organique est confirmée. Pas de relation apparente ni avec le % d'argiles, ni avec la proximité du substratum.

K⁺ (fig. 22g)

Sa liaison avec la matière organique est beaucoup plus étroite que précédemment (C/N est ici inférieur ou voisin de 10). Par ailleurs, le taux d'argiles influence nettement sa teneur.

Na⁺

Il ne présente aucune tendance particulière.

5.2.8. Fer, alumine et silice

Ils constituent à eux seuls, ici comme partout ailleurs, plus de 85% de la terre fine minérale décarbonatée.

5.2.8.1. Fer total

Le sol en est abondamment pourvu, dans le même ordre de grandeur que le résidu insoluble de la roche mère. Dans cette dernière, pour N = 6, le fer total atteint 6,57%.

Dans les profils non perturbés des 2 extrémités de la coupe, il covarie relativement bien avec le taux d'argiles, car la goethite et la lépidocrocite peu abondantes y ont une distribution constante.

Son pourcentage est compris entre 4,8 % en surface (30 % d'argiles) et 8,3 % en B₂ (avec 52 % d'argiles). Dans la dépression centrale, cette covariation n'existe plus: le fer s'accumule progressivement en profondeur sous la forme de lépidocrocite et de goethite, indépendamment du taux d'argiles pour atteindre un maximum de 17,35 % dans la partie supérieure de l'horizon B₂ (éch. 4445).

5.2.8.2. Fer libre

Il est naturellement partout très abondant; inférieur ou voisin de 0,50 dans le substratum par rapport au fer total; ce rapport est en revanche presque toujours supérieur à 0,70 (maximum 0,83) dans le sol sus-jacent.

5.2.8.3. Alumine totale

La composition argileuse étant relativement constante, à travers les profils, elle covarie étroitement avec le pourcentage de la fraction fine (4,8 % en surface à 7,62 % dans l'horizon B₂).

5.2.8.4. Silice totale

C'est de loin le constituant le plus abondant:

A₁ et A₂ : voisin de 70 % dont les 3/4 en quartz

B₂ : voisin de 60 % dont les 5/8 en quartz dans les horizons illuviés

Substratum

décarbonaté : voisin de 72 % dont la 1/2 en quartz dans le substratum

5.2.8.5. Conclusions

L'évolution des rapports molaires à travers le profil est caractérisée par:

- Une diminution nette et générale de Al₂O₃/Fe₂O₃ vers la profondeur
- Une même tendance, cependant moins nette, de SiO₂/Fe₂O₃.

L'évolution de ces deux rapports confirme une certaine accumulation du fer en profondeur; le phénomène est souligné par les brusques variations des rapports au niveau du substratum.

5.2.9. Classification

5.2.9.1. Extrémité de la coupe

Brun lessivé à pseudogley; l'hydromorphie est temporaire et partielle; elle est due à l'imperméabilité du substratum marno-calcaire. L'écoulement des eaux se fait très lentement à travers les profils, latéralement en direction des dolines. Il semble localisé à la base de l'horizon B₂, où l'on constate l'existence sur le flanc NE de la dépression, de gros méats gorgés d'eau.

5.2.9.2. Sillon central

Sol brun faiblement lessivé à pseudogley de surface et de profondeur. Le remaniement en relation avec l'activité des dolines n'est pas très récent: les phénomènes d'acidification et d'illuviation des argiles paraissent en plein développement.

5.2.9.3. Flanc SW du sillon central

Régosols. L'évolution est contrecarrée par une érosion actuellement active, accentuée par la dégradation due au bétail.

5.2.9.4. Variations latérales

Le caractère pseudogleyique est directement lié à la présence des dolines qui assurent l'évacuation des eaux météoriques. En l'absence de ces dernières, on passe à des sols hydromorphes très humifères (humiques à gley, puis sols tourbeux: saprist désaturés).

5.2.10. Conclusions

De cet exemple, nous retiendrons la leçon suivante:

1) *Les sols ocres du Jura ne renferment pas tous l'association minérale d'apport allochtone: ceux de la combe argovienne des Begnines sont constitués de la seule accumulation du R.I. du substratum marno-calcaire.* L'absence du matériel allochtone est expliquée au § 2.6.2.5. chapitre 7

Dans les conditions d'hydromorphie temporaire, la migration du fer à l'intérieur du profil est soulignée par une teneur croissante en profondeur de lépidocrocite (γ - FeOOH), de goethite, et de concrétions de fer amorphe, qui peuvent atteindre 2-3 cm de ϕ .

6. Les sols sur moraines

6.1. Introduction

A la fin de l'époque würmienne, le glacier de calotte qui débordait largement le cadre de la vallée de Joux s'est morcelé en plusieurs glaciers (AUBERT, 1965). C'est le principal d'entre eux qui remplissait encore la cuvette de la vallée de Joux qui a mis en place les moraines (de matériau calcaire strictement local) recouvrant les versants du synclinal de Joux.

Nous avons entrepris l'étude des sols sur moraine pour les raisons suivantes:

- 1) Ce sont des formations bien datées: on leur attribue généralement 10 000 ans d'âge, et les sols qui les recouvrent sont encore plus jeunes; aussi cela nous permettra d'apprécier la vitesse des processus pédogénétiques.
- 2) Ces moraines constituent un excellent témoin temporel grâce auquel nous pourrions préciser l'époque de l'apport minéral allochtone.

6.2. Localisation du profil-type

Le sol décrit ci-dessous appartient au type le plus représentatif de ce milieu.

- Pâturage boisé, à l'est des Bioux, coordonnées 511, 475/163, 700
- Altitude: 1225 m
- Faible pente
- Exposition N (envers!)
- Végétation: alliance du Cynosurion

6.3 Description d'un profil A-(B)/C (fig. 23)

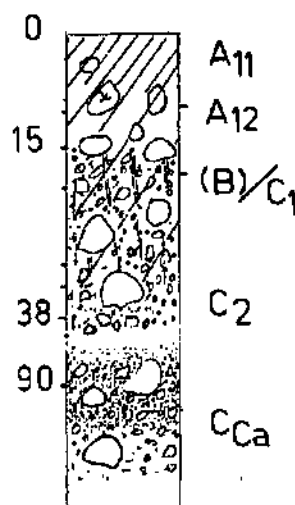


Fig. 23 Sol sur moraine calcaire.

0-10 cm: A₁₁ (Ech. 4064)

Horizon limono-argileux de couleur 10 YR 3/2 à l'état frais - Pas de squelette - Terre fine décarbonatée - Matière organique abondante et bien incorporée à la matière minérale - Structure grenue, subanguleuse, mal exprimée, très fine (0,5 mm de \varnothing) pour 20% env. le reste polyédrique émoussée très fine - Très nombreuses racines ténues - Transition diffuse.

10-15 cm: A₁₂ (Ech. 4065)

Horizon limono-argileux de couleur 10 YR 3,5/2 - Matière organique un peu moins abondante - Racines encore très nombreuses - Squelette inférieur à 10%, en éléments plutôt grossiers - Éléments calcaires fins et sableux encore rares. La terre fine devient un peu calcaire (faible effervescence à l'HCl à la base de l'horizon), à l'approche du squelette, structure polyédrique émoussée à subanguleuse, fine, à peine plus grande qu'en surface - ($\varnothing = 1$ mm) - limite nette, correspondant à une brusque augmentation du squelette.

15-25 cm (B)/C₁ (Ech. 4066)

Horizon limoneux, plus riche en argiles, de couleur 10 YR 4/2 - Squelette calcaire très important supérieur à 80% - Terre fine, carbonatée, en infiltration dans des fentes verticales et toujours mélangée aux éléments fins du squelette - Structure polyédrique un peu plus nette et plus grosse - ($\varnothing = 2-3$ mm) - Encore quelques racines - Transition diffuse.

25-40 cm: C₂ (Ech. 4067)

Les infiltrations de terre ocre 10 YR 4/3 deviennent plus discrètes et moins abondantes - On passe progressivement à la moraine relativement saine.

> 90 cm: C_{ca}

La couleur devient plus blanchâtre (de 2,5 Y 7/4 à 2,5 Y 8/2); - On constate un dépôt farineux de calcite secondaire dans les interstices de la moraine.

6.4. Données analytiques (tableau 8)

6.4.1. Minéraux majeurs

Tableau 8 Sol sur moraine calcaire: Minéraux majeurs (exprimés en % absolu de la terre fine totale).

	Quartz %	Calcite %	Felds. K*	Plagio*	Goethite %
A ₁₁	41	-	5	4	tr.
A ₁₂	33	-	4	3	2,5
(B)/C ₁	30	19	4	tr.	tr.
C ₂	6	59	-	-	-

* Hauteur des pics en mm

On constate dans ces sols une teneur en quartz légèrement inférieure à celle des sols ocres sur calcaire dur. Les plagioclases sont également présents.

6.4.2. Minéraux argileux (§ 2.2. chapitre 7)

L'association minérale d'apport allochtone (chlorite ferrifère, plagioclases, abondance du quartz et des feldspaths K), est bien représentée; à côté d'abondants édifices gonflants, de la plus rare kaolinite et des illites très dégradées.

6.4.3. Granulométrie (tableau 9)

La distribution est identique à celle rencontrée précédemment, dans les autres types de sols ocres. Les argiles prédominent avec des teneurs voisines de 50 %, une abondance de limons fins et grossiers, des traces de sables fins. Très légère augmentation du taux d'argiles en profondeur, résultant probablement de l'accumulation du R.I. consécutive à la dissolution des carbonates, puisqu'il n'y a pas traces d'entraînement.

6.4.4. Matière organique (tableau 9)

Voisine de 15% en surface, elle décroît lentement en profondeur; C/N demeure voisin de 10 à travers tout le profil. Il s'agit d'un mull.

6.4.5. Complexe absorbant

La CTE est relativement élevée. Compte-tenu de la déduction de la matière organique (sur la base de 160 méq/100 g admis auparavant) de la capacité d'échange de l'illite, kaolinite et chlorite, on obtient pour le groupe des gonflants des valeurs voisines de 90 méq./100 g. Ce qui est conforme aux données des auteurs (GRIM, 1970).

Tableau 9 Profil de sol sur moraine calcaire. Silice des minéraux argileux

Ech.	Prof.	Hor.	Granulométrie						Matière organique				pH	Cat. échangeable meq/100 g						Calc. act.
			Tf	SG	Sf >63 μ	LG 16-63 μ	Lf 16-2 μ	A <2 μ	M. O. %	C	N	C/N		eau	Ca	Mg	Na	K	T	
4064	0-10	A ₁₁	100	-	6,2	12,4	31,1	50,3	14,62	8,48	0,728	11,6	6,80	41,5	1,70	0,10	0,26	52,9	82	-
4065	10-15	A ₁₂	100	-	5,6	23,9	24,2	46,2	12,14	7,04	0,540	13,0	7,65	47,7	0,51	0,042	0,28	35,9	sat.	-
4066	15-25	(B)/C ₁	76,6	-	5,0	19,1	22,3	53,6	6,76	3,92	0,332	11,8	7,60	44,9	0,26	0,029	0,27	37,0	sat.	5,00
4067	25-60	B/C ₂	55,0	-	5,6	16,9	25,5	52,5	2,48	1,44	0,144	10	8,25	45,5	0,36	0,019	0,15	16,1	sat.	11,25

Ech.	Hor.	Silice tot. %	Fe ₂ O ₃ tot.	Fer libre	Alumine tot.	SiO ₂ * Fe ₂ O ₃	SiO ₂ * Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃	Fer tot. Fer libre
4064	A ₁₁	52,50	5,59	N. D.	6,250	5,47	3,13	1,76	N. D.
4065	A ₁₂	54,375	5,84	3,27	6,431	6,10	3,55	1,73	0,56
4066	(B)/C ₁	44,375	5,22	3,04	5,500	7,34	4,45	1,65	0,58
4067	B/C ₂	20,000	2,281	1,24	2,625	14,19	9,06	1,81	0,54

6.4.6. pH et taux de saturation

Le profil est légèrement désaturé en surface; ailleurs, on a $S \geq T$, ce qui se répercute sur les pH, légèrement acides en surface, basiques en profondeur.

Le complexe est toujours saturé à:

95 %	au moins	par Ca^{++}
1 à 3,5 %		par Mg^{++}
0,5 %		par K^+
0,05 à 0,2 %		par Na^+

6.4.7. Les sesquioxydes (tableau 9)

La silice totale est un peu moins abondante que dans les sols précédents en raison de la teneur en quartz légèrement plus faible. Fer et alumine sont de l'ordre de grandeur des sols bruns précédents.

Les rapports molaires, relativement constants, n'indiquent pas d'entraînement préférentiel de l'un des sesquioxydes!

6.4.8. Classification

Nous observons une fois encore l'influence drastique de la pluviosité: un horizon A_{11} , totalement décarbonaté, qui accuse déjà un léger déficit en base, et cela à 10 cm au-dessus d'un substratum de calcaire pur et pourtant finement divisé, et malgré un horizon (B)/C franchement calcaire.

Dans la classification française, ce sol se place entre les bruns calciques humifères et les rendzines brunifiées. Par ailleurs, il correspond bien à la description du sol brun calcique à horizon (B)/C calcaire sur moraine calcaire du Vercors libellé par BOTTNER (1971).

Variations latérales

Le passage progressif vers l'un des deux pôles (sols bruns calciques humifères et rendzines brunifiées) apparaît dans les conditions suivantes:

1) Vers le brun calcique humifère

- en zone horizontale ou dans les dépressions, lorsque la moraine finement divisée est très indurée: la limite sol-moraine est très franche, (B) ne fait pas effervescence, et ($A_1 + (B)$) atteint 20-25 cm. Exemple: Les Esserts, coordonnées 509, 400/161, 500.

- en zone horizontale, voire même sur faible pente, sur moraine remaniée (fluvio-glaciaire) où les plus fines fractions de $CaCO_3$ ont été éliminées, la transition sol-roche est également franche.

Ex: Chez Villard (coordonnées 507, 700/161, 350).

- au contact des gros blocs de calcaire dur noyés dans la moraine.

Ex: Chalet Neuf (coordonnées 507, 700/161, 250).

2) Vers les rendzines brunifiées

- sur les parties convexes du relief, soumises à une érosion modérée. L'horizon A_1 est réduit; il est légèrement carbonaté en surface.

Ex: Chalet Neuf (coordonnées 512, 150/163, 900)

- sur les pentes moyennes, le profil est réalimenté en $CaCO_3$ par les mouvements de solifluxion.

Ex: Chalet Neuf (coordonnées 511, 850/163, 900)

3) Sur très forte pente ($> 40^\circ$) (route Montrichet-Mt Tendre coordonnées 517, 200/161, 500), les profils sur moraine sont totalement carbonatés. La solifluxion opère un intense brassage. Il s'agit dans ce cas d'une *rendzine initiale*, dans laquelle certains agrégats ne font pas effervescence et qui passent localement aux régosols (déchirure du tapis végétal).

6.4.9. Conclusions

La leçon que nous retiendrons ici est la suivante:

Présence et rôle pédogénétique du matériel allochtone

Dans les conditions topographiques les plus favorables, les sols sur moraine calcaire ont atteint en moins de 10 000 ans le stade du *brun calcique*, mais le plus généralement celui d'intergrade (brun calcique - rendzine brunifiée).

Ce stade dépend directement de la présence du matériau alumino-silicaté d'apport allochtone déjà évoquée à maintes reprises dans ce travail. Ce matériau joue un rôle analogue à celui de la «terra fusca» sur calcaire dur, signalé par DUCHAUFOR (1968). Sans cette couverture alumino-silicatée, on peut admettre, d'après le très faible pourcentage du R.I. de décarbonatation de la moraine ($< 3\%$) que l'évolution n'aurait pas dépassé le stade de la rendzine humifère, voire celui des sols peu évolués humifères.

Chapitre IV

Les unités de sol dans le paysage du Haut-Jura vaudois et neuchâtelais

La fig. 24 illustre la localisation dans le paysage des divers types de sols du Haut-Jura, plus spécialement de la Vallée de Joux, et ce schéma résume les observations qui n'ont pas toutes été consignées dans ce travail.

Nous avons été amenés à distinguer 5 types de substratum au point de vue de l'influence spécifique que chacun d'eux exerce sur la genèse du type de sol, et en fonction de 5 situations topographiques classiques (replat, faible et forte pente, dépression, convexité).

1) *Substratum de calcaire dur, en bancs* plus ou moins continus, modérément diaclasés, peu ou pas démantelés, à couverture d'éboulis inexistante ou d'épaisseur très faible (maximum 2-3 décimètres).

En raison de la continuité de ce substratum, les limons d'apport restent concentrés en surface et dans les interstices superficiels des bancs. Les diaclases sont par ailleurs souvent partiellement colmatées par les *argiles de décalcification* et les *sols autochtones anciens* (tel celui de la chamière anticlinale du Mt Tendre décrit dans ce travail) que l'abrasion glaciaire n'a pu éliminer en raison de leur position riptique.

Les différents types de sols engendrés par les limons éoliens sont directement fonction de leur épaisseur (puisque la part issue de la décarbonatation du substratum demeure relativement très faible, comme le montre le calcul). (Chapitre 8, paragraphe 6.1.):

- sur les éminences où ils sont réduits à quelques cm d'épaisseur, ces limons sont générateurs d'un sol brunifié de type A/C, très mince, calcique, un peu humifère;
- dans les dépressions, leur épaisseur, qui peut dépasser 1 m, permet une évolution pédologique plus accentuée qui atteint le stade du brun lessivé.

Avec les conditions pluviométriques extrêmes du Haut-Jura, on peut s'attendre à rencontrer des sols podzoliques, aux points où l'accumulation des limons alumino-silicatés est encore plus importante. (Cette prospection est actuellement en cours).

2) *Substratum de calcaire dur, en bancs déchiquetés, pulvérisés, fragmentés, affleurant par endroits en dalles dénudées, ou très diaclasés ou gélifs, ou encore couverts d'un tapis de blocaille plus ou moins épais, ou très karstifiés.*

Ce substratum très discontinu a «absorbé» plus ou moins complètement les limons d'apport allochtone qui ont quasiment disparu de la surface.

Les sols qui apparaissent sur ces calcaires durs et purs (R.I. < 5%) sont essentiellement organiques et peu évolués en raison du déficit de la fraction minérale.

Des éminences aux dépressions, on passe du lithocalcique humifère à mull-moder sur cailloutis, à moder ou mor sur fragment de dalle lisse, au sol humique carbonaté à mull (éboulis fin de faible et forte pente) au sol brut carbonaté à mor-moder (Rohkarbonatboden de BACH, 1950) sur éboulis grossiers.

Cette séquence de sols organiques peu évolués, sur calcaire dur (en l'absence de l'influence des limons alumino-silicatés d'apport allochtone) brièvement survolée dans ce travail, fera ultérieurement l'objet d'une étude systématique.

3) *Substratum marno-calcaire, (type argovien), imperméable, gélif. Important résidu insoluble (moyenne de 35% dont les 2/5 env. de quartz. Sa désagrégation physico-chimique est intense, et le sol de couverture est aisément entraîné vers l'aval par les phénomènes de micro-reptation et le piétinement du bétail.*

La séquence est bien définie: elle va des régosols (sur forte pente intensément érodée) au sol humique à stagnogley au fond des combes en passant successivement par les stades intermédiaires de la rendzine brunifiée, intergrades bruns calciques à (B) calcaire, brun calcique et brun lessivé à pseudo-gley.

Dans cette séquence, les limons d'apport allochtone sont absents, mais les analogies minéralogiques et granulométriques du R.I. du substratum avec ces derniers, conduisent à une séquence qui rappelle celle du cas 1) ci-dessus, à part le caractère d'hydromorphie.

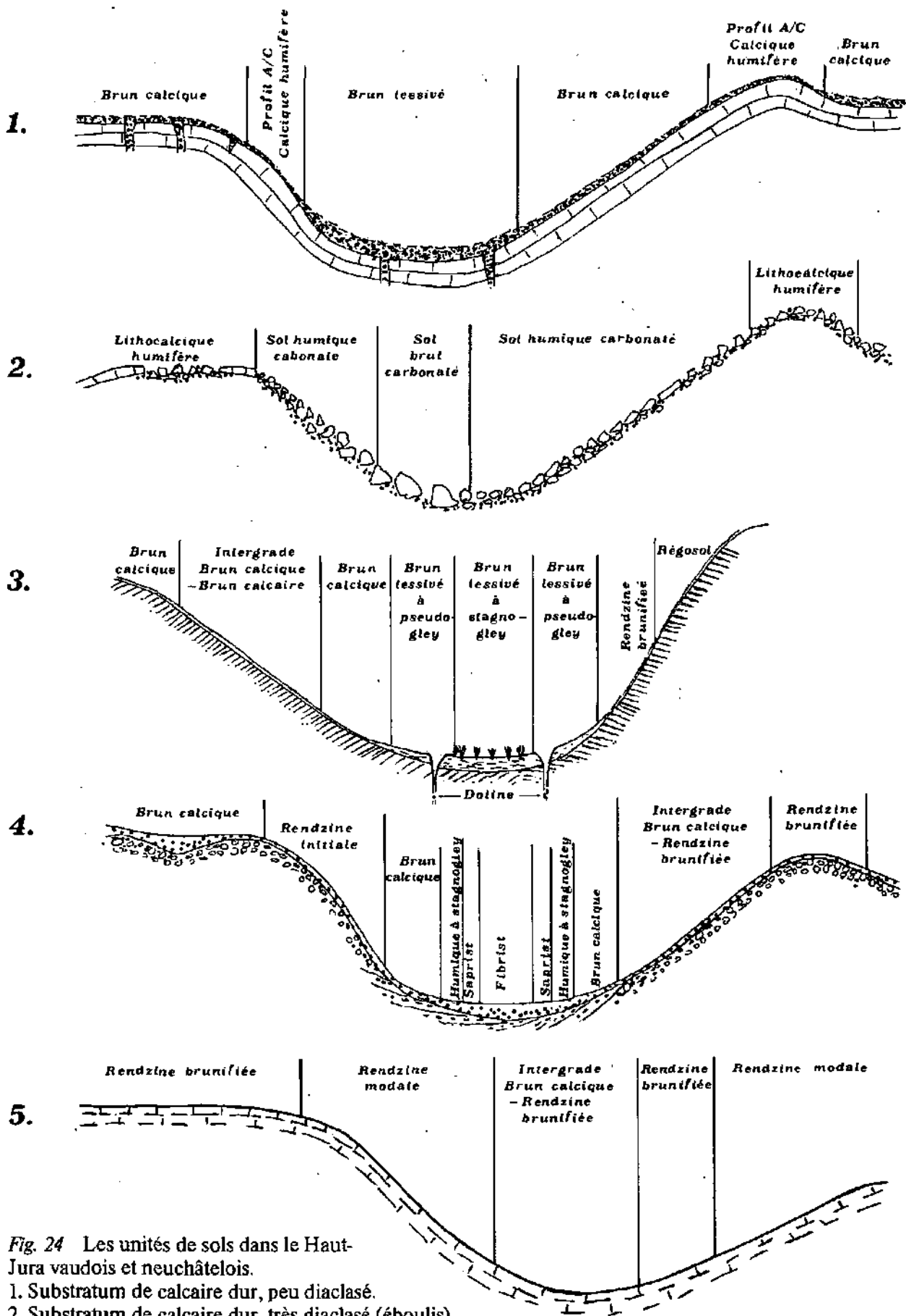


Fig. 24 Les unités de sols dans le Haut-Jura vaudois et neuchâtelais.
 1. Substratum de calcaire dur, peu diaclasé.
 2. Substratum de calcaire dur, très diaclasé (éboulis).
 3. Substratum marno-calcaire.
 4. Substratum morainique entièrement calcaire.
 5. Substratum de calcaire crayeux.

4) *Substratum morainique*, strictement calcaire, assez finement divisé, plus ou moins induré.

Les limons d'apport allochtone sont présents, au sein de la masse morainique; mais leur proportion relative est beaucoup plus élevée dans le sol de couverture; elle y atteint son maximum, dans les zones horizontales et dans les dépressions.

Cette présence est déterminante dans l'apparition des sols bruns calciques sur les replats, micro-dépressions, et bas de pente.

Sur faible pente domine l'intergrade rendzine brunifiée-brun calcique, qui fait place aux rendzines initiales, ou sol d'érosion sur forte pente.

Les sols à tourbe altérée (Saprist) et à tourbe fibreuse (Fibrist), mentionnés dans cette séquence, existent au fond des principaux synclinaux du Haut-Jura.

5) *Substratum de calcaire tendre - et sols sus-jacents*

Il s'agit des calcaires crayeux de l'Ehningien, strictement localisés dans le Vallon du Locle (Jura NE). KUBLER (1962) en a étudié les aspects géologiques, minéralogiques et géochimiques. La désagrégation physico-chimique est encore plus rapide que celle des marno-calcaires argoviens, qui va de pair avec une instabilité notoire des versants comme en témoignent les loupes de glissement. La réalimentation des profils en carbonate est telle qu'on ne dépasse pas, dans cette séquence, l'intergrade brun-calcique-rendzine brunifiée localisé dans les dépressions. Ailleurs, sur toutes les pentes, on observe un type très pur de rendzines modales, qui feront l'objet d'une présentation ultérieure.

Remarques:

En direction du SW, le sillon central du vallon du Locle est occupé par des sols à tourbe fibreuse (Fibrist), autour desquels sont disposés des sols à tourbe altérée (Saprist).

6) *Conclusions à la présentation des sols ocres jurassiens*

- Les sols ocres du Jura vaudois et neuchâtelois, sur calcaire dur et pur, résultent de la présence d'un limon allochtone, minéralogiquement et granulométriquement très différent du R.I. du substratum.

- Il s'agit de sols brun lessivé, brun calcique, brunifié de type A/C calcique, peu épais, dont le degré de développement paraît directement lié à l'épaisseur de la couverture limoneuse. L'analyse a révélé par ailleurs:

- l'existence de polyphasisme: les limons allochtones recouvrent dans les dépressions un épisode pédologique antérieur, constitué par l'accumulation d'argiles de décarbonatation du substratum local. L'apport allochtone du limon, dont la composition demeure constante, étant d'âge syn- et postwürmien, il apparaît que l'ablation des sols par le glacier de calotte n'a pas été totale.

- Sous l'effet d'une pluviosité excessive (maximum > 2000 mm/an), les sols issus de la couverture limoneuse et des marno-calcaires, subissent une acidification croissante: ils tendent vers les types dégradés, qu'ils atteindront d'autant plus rapidement que la couverture limoneuse est plus épaisse, en d'autres termes, que le substratum calcaire est plus éloigné, autrement dit que la réalimentation en base est plus faible.

Deuxième partie

Les phénomènes d'altération

Chapitre V

Les eaux dans les sols

1. Introduction

Pour cerner à la fois les phénomènes d'évolution pédogénétique (ventilation des cations à travers les profils), les phénomènes d'altération (dissolution des carbonates, hydrolyse de la phase aluminosilicatée) et d'évolution de la phase argileuse des sols, (transformations et néoformations), l'analyse des eaux de percolation à travers la «pédosphère» nous a paru indispensable. Les travaux de maints auteurs, montrent que l'eau est un facteur cardinal de toute évolution. «La bien connaître conduit à une meilleure compréhension globale et surtout dynamique des phénomènes superficiels».

2. Méthode et analyse

2.1. Récupération au sein des profils

A partir des tranchées réalisées pour l'étude des profils, nous pratiquons dans l'une des éponges une excavation (1 de la fig. 25) dans laquelle est installé un récupérateur (2, fig. 25), composé d'un plateau de polyester de 29×30 cm profilé, muni d'un orifice fileté, et d'un flacon en polyéthylène, dans lequel les eaux sont recueillies.

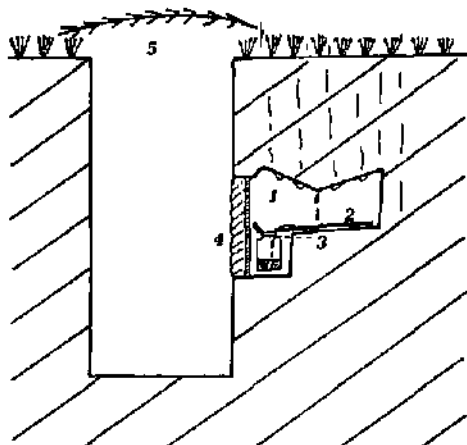


Fig. 25 Système de récupération des eaux d'infiltration dans les sols.

- 1 = Logement de récupération.
- 2 = Récupérateur en polyester et son flacon-réservoir.
- 3 = Filtre de nylon placé au col du flacon récupérateur.
- 4 = Fermeture du logement de récupération assurée par une feuille de plastique scellée par de l'argile.
- 5 = Branchage recouvrant la tranchée.

Il a fallu prendre quatre précautions:

- 1) Le toit de chaque excavation est profilé de telle manière que les eaux de percolation ne puissent suinter le long des parois, et échapper à notre récupérateur.
- 2) Dans un même profil, les récupérateurs sont toujours décalés latéralement (de 50 cm au moins les uns des autres), afin d'éviter les perturbations d'écoulement.
- 3) Un filtre en nylon est placé au col du flacon récupérateur (3, fig. 25), pour éviter la pénétration des agrégats de sol dans le flacon. Un contact prolongé de ces derniers avec les solutions au sein du flacon modifierait les concentrations des éléments dissous.
- 4) La fermeture du logement (4, fig. 25) dans lequel est installé le récupérateur doit être totale. En effet, nous avons constaté, lors de la phase d'essai et en cours d'expérience, qu'un contact avec l'extérieur entraîne une évaporation importante, et par conséquent une concentration anormale, voire une précipitation des éléments dissous.

Elle fut réalisée par des feuilles de plastique scellées par de l'argile, la tranchée étant elle-même recouverte de branchage (5, fig. 25).

2.2 Répartition des stations de récupération

Ce système de récupération, qui présente l'avantage de conserver intact le milieu drainé, a été placé en différents horizons de quelques types de sol, dont la liste figure au tableau 10. Les valeurs du pH des sols ne sont données qu'à titre indicatif et n'englobent pas les variations saisonnières. Toutes les stations sont installées dans des zones horizontales à subhorizontales à l'exception de K₁ (dépression sur dalle inclinée) et M₁ (flanc anticlinal), afin d'éviter au maximum les venues latérales.

Toutes les stations de récupération, à l'exception de P₃ et M₁ sont établies dans des horizons totalement décarbonatés, à complexe absorbant partiellement désaturé. La charge des eaux d'infiltration provient donc, dans ces cas, essentiellement du lessivage des phases organo-alumino-silicatées.

2.3 Traitement analytique et méthode de dosage

La fréquence des prélèvements a naturellement été dictée par celle des averses, mais en général elle correspond à 3 à 4 semaines au cours de l'année 1972. La période d'essai a été réalisée au cours de l'été et de l'automne 1971.

Sitôt après le prélèvement, les échantillons sont transportés au laboratoire en container isotherme, en évitant, dans la mesure du possible, le brassage. Le jour même, T, pH, pCO₂, dureté totale (C₂) et dureté temporaire (TAC) sont déterminés par les méthodes classiques suivantes: (voir aussi MISEREZ, 1973).

- pCO₂: par électrode Radiometer (Copenhague) type E 5036 dont l'adaptation en domaine aqueux a été réalisée par MISEREZ (1969).

- Dureté totale (C₂): déterminée par Complexon III 0,05 M, avec le Noir Eriochrome T comme indicateur, en milieu tamponné à pH = 10. Les résultats sont exprimés en mg/l CaCO₃.

- Dureté temporaire (TAC): titrée par HCl 0,1N, avec le méthyle orange comme indicateur. Jusqu'au virage jaune sombre. Résultats exprimés en mg/l CaCO₃ également.

Après ce premier «train» de mesures, les échantillons sont filtrés (filtre Millipore 0,43 μ), flacon et résidu solide sont rincés à HCl 1%; le résidu est séché puis pesé; le fer est dosé sur le filtrat HCl 1%.

Malgré le filtre posé sur le col du flacon récupérateur, les solutions recueillies sont souvent «troubles». L'analyse roentgénographique révèle la présence de fines particules argileuses (essentiellement smectites et interstratifiés, kaolinite, illite avec des traces de quartz et de chlorite; en fait, le cortège minéralogique du sol).

Tableau 10 Situation des stations de récupération des solutions de percolation dans les sols.

Code	Type de sol	Nature du substratum	Horiz.	Prof. cm	pH	Calc. actif
P ₁	Brun lessivé	«Portlandien», calcaire	A ₁	15	5,75	-
P ₂	Brun lessivé	dolomitique	A ₂	55	5,5	-
P ₃	Brun lessivé	Synclinal de Yens	B/C	110	7,7	+++ en C
P ₄	Brun lessivé	Mt Tendre	A ₁	15	5,9	-
S ₁	Brun acide ± lessivé	«Séquanien», calcaire	A ₁	18	5,35	-
S ₂	Brun acide ± lessivé	compact, Mt Tendre	(A ₂)	55	5,60	-
S ₃	Brun acide ± lessivé		(B)	110	5,75	-
A ₁	Brun lessivé ± hydromorphe	«Argovien», marno-calc. Les Begnines	A ₂	30	5,45	-
K ₁	Brun mésotrophe	«Kimméridgien», calcaire compact, Les Grandes Chaumilles	A ₃	25	6,15	-
M ₁	Intergrade brun calcique rendzine brunifiée	Quaternaire, moraine calcaire Le Chalet Neuf	A ₁ /C	20	7,3	tr. en prof.

En P₃, le calcaire dolomitique totalement altéré et pulvérulent constitue par contre l'essentiel du dépôt solide. Ce résidu solide, peu abondant au printemps (eau de fonte de neige) devient plus important durant l'été. Cette variation est probablement due à l'activité biologique qui «perturbe» la structure du sol: croissance des racines d'une part, faune d'autre part, en particulier les pistes de vers, dans lesquelles on peut nettement observer des dépôts de matériel superficiel (riche en M.O.).

L'intensité des averses orageuses estivales est également un facteur plausible de l'augmentation d'entraînement de matériaux.

Calcium, magnésium, sodium, potassium et fer sont déterminés par spectro-photomètre d'absorption atomique (Perkin Elmer 403) selon le protocole adopté au laboratoire de Géochimie de l'Institut de Géologie, dont on trouvera l'exposé détaillé chez MISEREZ (1973).

Alumine, silice et sulfates sont déterminés par colorimétrie en continu (Autoanalyser Technicon) selon les méthodes utilisées à l'ORSTOM (DABIN, 1965, 1966 et 1967).

Les *substances humiques* (essentiellement acides humique et fulvique) ont été mesurées par spectrophotométrie UV à 270 m μ , (spectrophotomètre Hitachi Perkin Elmer) selon LINDQUIST et BERGMAN, 1966; STANISAVLIENICI, 1966; FAHNRICH et SOUKUP, 1964; DELBROUK, 1969, toutes références données par MISEREZ (1973).

2.3.1. Part du calcium des solutions liée à l'attaque des acides humiques solubles

MISEREZ (1973), émiette un fragment de tourbe dans de l'eau bidistillée. Après agitation et filtration, il obtient une solution limpide, mais caractérisée par une intense coloration due aux acides humiques en partie sous forme d'humate. Diverses dilutions de cette solution-mère et un blanc sont alors mis en contact avec une poudre de calcite P.P.A., sous atmosphère d'azote, et analysées après que l'équilibre calcium-acides humiques ait été réalisé.

Les teneurs en calcium dissous correspondent bien à la concentration en acides humiques et la reproductibilité de la teneur finale en Ca⁺⁺ pour la valeur d'extinction à 270 nm est excellente.

De cette manière, en mesurant l'extinction UV des eaux d'infiltration dans les sols jurassiens, il nous est possible de définir la quantité du CaCO₃ mobilisée par ces acides, et par conséquent, la part des duretés totales non contrôlée par les bicarbonates.

Les résultats sont consignés au tableau 14.

2.3.2. Cas du fer

Pour peu que la charge humique d'une eau karstique soit faible, le fer en solution est en état d'instabilité permanente et sa précipitation intervient rapidement en phases souvent amorphes.

MISEREZ (1973) constate par exemple, que la disparition du fer dissous dans les échantillons d'eau intervient 24 à 48 heures après le prélèvement. Il a observé par ailleurs d'abondants précipités de fer dans un grand nombre d'échantillons d'eau de pompage et de leurs boues.

Il n'est donc pas étonnant, dans notre cas, où les eaux de percolation demeurent plusieurs jours, voire plusieurs semaines dans les flacons récupérateurs, que tout le fer ait précipité. Aussi, le rinçage à HCl dilué vise-t-il à solubiliser ce fer initialement dissous. Le problème serait simple, et les résultats «fiabiles» si le trouble était constitué par les seuls colloïdes ferrugineux. Ce n'est malheureusement pas le cas. La présence d'une fraction alumino-silicatée dans les résidus insolubles rend aléatoires tous les résultats concernant le fer. Nous ne les donnons qu'à titre indicatif.

Toutefois, après les essais de rinçage du R.1. avec [H⁺] = 1%, Q_{HCl} = 25 ml et t = 5 min à froid, la corrélation [fer] - [Résidu insoluble] est plus significative, et les coefficients de corrélation avec les autres paramètres (tableau 13) ne sont plus totalement incohérents.

3. Contenu chimique des eaux d'infiltration dans les sols de la chaîne du Mt Tendre

Les résultats donnés au tableau II représentent les moyennes et les écarts-types des éléments dissous dans les prélèvements effectués de la fin de l'hiver à l'arrière-automne 1972.

3.1 Relation pH eau - pH sol

Les pH des eaux d'infiltration sont acides à l'exception des 2 stations où la phase carbonatée existe: P₃ (calcaire dolomitique altéré et pulvérulent), M₁ (squelette calcaire et trace de calcaire actif dans la terre fine).

Les pH des eaux montrent une certaine cohérence avec ceux des sols; c'est particulièrement le cas des eaux recueillies en P₃ et M₁, où la phase carbonatée joue le rôle d'un tampon. Mais les divergences qui apparaissent sur la fig. 26 peuvent être attribuées:

Tableau 11 Analyses d'eau d'infiltration à travers les principaux types de sol de la chaîne du Mt Tendre. Valeurs moyennes et écarts-types des prélèvements effectués du printemps à l'automne 1972.

Unité	T	P ₁ (A ₁)		P ₂ (A ₂)		P ₃ (B/C)		P ₄ (A ₁)		S ₁ (A ₂)		S ₂ (A ₁)		S ₃ (B)		A ₁ (A ₂)		K ₁ (A ₂)		M ₁ (A ₁ /C)		* Eau atmosphérique	
		\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
°C	pH	6,68	0,23	6,81	0,31	7,26	0,28	6,78	0,13	5,96	0,39	5,96	0,39	6,03	0,23	6,90	0,55	6,14	0,38	7,31	0,32	6,69	8,97
	pCO ₂	9,25	0,27	9,08	0,34	9,04	0,25	9,10	0,28	9,15	0,22	9,06	0,24	9,04	0,23	9,00	0,1	8,83	0,19	9,18	0,16	-	-
mg/l	CaCO ₃	65	26,8	40,17	17,1	128,14	41,3	18,75	2,5	22,5	12,25	31,88	16,46	20,5	10,21	76,66	40,4	34,17	25,96	137,86	44,15	15,2	11,5
mg/l	CaCO ₃	38,1	16,1	24,33	8,57	100,29	35,03	15,0	2,45	14,63	8,52	15,00	4,63	9,80	1,10	38,33	27,54	17,83	7,08	104,57	14,99	5,0	3,5
mg/l	CaCO ₃ lit à	24,0	9,2	16,44	4,44	18,92	6,23	21,30	4,84	17,02	4,20	20,79	6,62	16,73	1,31	27,50	10,72	26,35	8,17	18,9	2,86	-	-
	**M. O.																						
mg/l	Ca	13,7	4,84	11,14	3,83	27,99	8,45	7,28	2,02	7,84	3,88	8,28	1,89	6,86	2,68	21,28	16,14	12,52	8,76	48,75	20,62	2,95	3,44
mg/l	Mg	3,91	1,71	1,9	0,99	12,00	4,32	0,52	0,16	0,58	0,25	0,66	0,34	0,40	0,21	1,09	0,77	0,76	0,26	0,94	0,76	0,08	0,06
mg/l	K	2,71	3,22	0,55	0,31	3,04	2,92	0,40	0,24	1,72	1,56	2,57	2,63	1,05	1,06	7,14	3,21	10,77	12,69	1,34	1,53	0,21	0,27
mg/l	Na	0,91	0,55	0,66	0,31	0,90	0,40	0,37	0,17	0,79	0,49	0,83	0,58	0,36	0,10	1,27	1,12	1,10	1,23	0,94	0,57	0,17	0,14
mg/l	SiO ₂	1,11	0,77	0,83	0,30	0,70	0,26	0,47	0,27	1,18	0,80	1,11	0,82	0,74	0,44	1,40	0,88	1,34	0,95	0,26	0,10	0,3	0,3
mg/l	SO ₄ ²⁻	8,45	6,1	5,98	1,54	4,90	1,38	5,90	1,60	6,41	4,10	8,21	5,65	5,26	2,66	11,25	6,53	11,76	4,8	4,66	0,95	3,40	1,70
mg/l	Fer	-	-	-	-	-	-	-	-	1,56	1,30	1,03	0,80	1,97	1,28	9,53	6,57	1,57	1,30	0,64	0,52	0,28	0,35

4 < N ≤ 10 x = moyenne s = écart-type. N = nombre d'échantillon.

* tiré de MISEREZ (1973) 13 prélèvements effectués dans le bassin de l'Areuse, Jura NE

** M. O. = matière organique soluble

- soit à un phénomène d'aération. L'existence de la tranchée favorise la diffusion du CO₂. Sa pression partielle dans le sol diminue, de sorte que les pH de l'eau augmentent.

Tous les points qui s'écartent le plus de la droite à 45° de la fig. 26 correspondent précisément à des stations d'horizons supérieurs aménagés dans l'épente de tranchées profondes.

L'excellente corrélation pH sol - pH eaux d'infiltration obtenue en K₁ est, à ce sujet, très révélatrice. Cette station, vu la faible épaisseur du sol, a pu être installée directement, sans recourir au creusement d'une tranchée;

- soit à un phénomène de destruction des matières organiques dissoutes (élimination des groupes acides) dans le flacon récupérateur au cours du long stockage;

- soit enfin à un contact d'une plus grande durée avec les sols basiques dans le flacon. Les pH (mesurés) des eaux d'infiltration représentent des pH d'équilibre, alors que ceux mesurés dans les sols ne le seraient pas (temps de contact eau-sol beaucoup plus court, facteur dynamique).

Les pressions partielles de CO₂ dissous sont comprises entre 6,3.10⁻⁴ et 1,6.10⁻² atm. Cette dernière valeur extrême devrait grosso-modo correspondre à l'équilibre PCO₂ atm/PCO₂ eau, totalement réalisé en raison de la longue durée du stockage. Elle devrait être une bonne image de la PCO₂ de l'atmosphère de nos sols.

3.2. Relation charge des eaux - milieu drainé

En l'absence de phase carbonatée, la charge des eaux est le reflet de la composition géochimique du milieu lessivé notamment celui du complexe absorbant. Ainsi, en P₁ et P₂, les teneurs en Mg dissous sont les plus élevées; en revanche, elles sont minimales en S₁, S₂, S₃. Le complexe absorbant des horizons correspondants présente les mêmes variations.

La même remarque est valable pour l'ion Ca⁺² avec toutefois, certaines irrégularités. Ces dernières peuvent résulter des facteurs suivants:

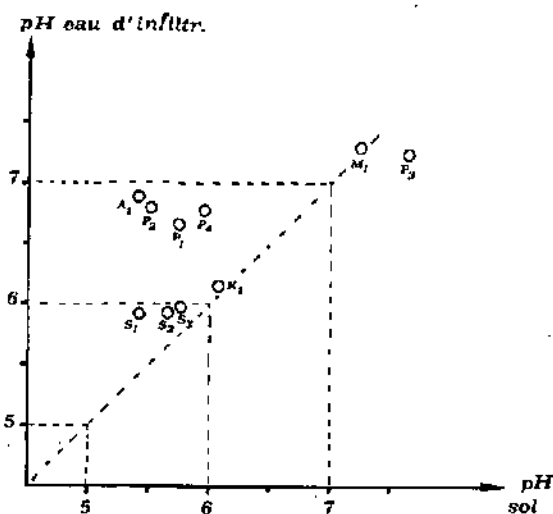


Fig. 26 Relation entre pH du sol et pH des eaux d'infiltration.

1) *Nature et intensité des phénomènes d'altération*, en particulier de l'état de conservation des édifices alumino-silicatés. K_1 est à ce sujet particulièrement évocateur: dans ce sol brun mésotrophe peu épais sur dalle de calcaire dur, l'illite subit une dégradation particulièrement intense. Or, la charge en potassium dissous dans les eaux d'infiltration est également très élevée. Nous reviendrons ultérieurement sur ce problème.

2) *Vitesse d'écoulement, c'est-à-dire temps de contact sol-eau*; on remarque qu'au même degré de saturation du complexe absorbant, la charge en éléments dissous des eaux recueillies en A_1 (brun lessivé à tendance hydromorphe sur marno-calcaire argovien) est parmi les plus élevées (notamment pour Ca^{++} , Mg^{++} , K^+ , Na^+ , SiO_2 , Mat.O.). Or, ce sol présente des taches de pseudo-gley dans l'horizon A_1 . La percolation y est ralentie ainsi qu'en témoignent les faibles quantités d'eau recueillies.

3) *Stabilité de la structure*. A trois mètres du profil où sont installés P_1 , P_2 et P_3 se trouve le récupérateur P_2 , où le sol est caractérisé par une teneur en matière organique un peu plus abondante et surtout par une structure polyédrique mieux exprimée et plus stable (l'entraînement de particules solides avec les eaux d'infiltration y est beaucoup moins important). D'une manière générale, la charge en Ca, Mg, K et SiO_2 dissous est relativement faible.

Dans ce cas, la nature de la structure a favorisé l'écoulement interagrégats, réduisant d'autant le temps de contact sol-eau.

4) *Épaisseur du sol et topographie*. En K_1 , le sol est peu épais, le récupérateur étant placé à quelques cm de la dalle inclinée du substratum. Cette dalle joue le même rôle de plancher imperméable que les horizons Bt ou que le substratum marno-calcaire de l'Argovien. Dans ces conditions, il est légitime d'admettre que l'écoulement latéral, induit par la présence de la dalle, est plus important qu'ailleurs. Ceci permettrait d'expliquer, par les phénomènes de diffusion, les teneurs en Ca relativement supérieures à celles obtenues dans les sols plus épais et dont le degré de saturation du complexe absorbant est analogue.

5) *Durée du stockage dans les flacons récupérateurs*. Le rapport Na/K dissous dans les eaux d'infiltration est régulièrement inférieur à 1. Dans les eaux karstiques MISEREZ (1973) constate qu'il est toujours supérieur à 1, sauf en deux cas bien précis:

- a) dans les eaux ayant subi un contact étroit avec un résidu de décantation argileux (vasques de grotte);
- b) dans les eaux riches en matière organique.

Malgré le filtre posé sur le col du flacon récupérateur, toutes nos eaux d'infiltration présentent un trouble plus ou moins important. Pour déceler l'influence du temps de contact des eaux avec leurs troubles au sein des flacons, nous avons lessivé en laboratoire 8 échantillons du profil de la station K_1 , dont les eaux présentent une teneur maximum en potassium (moyenne annuelle: 10,77 mg/litre).

Les résultats sont les suivants:

Na extrait = 40,8 ppm/g de sol

K extrait = 30,3 ppm/g de sol

(5 g de sol dans 100 ml d'eau, agité durant 9 heures).

La prédominance du K^+ sur le Na^+ dans les eaux recueillies paraît donc bien résulter d'un contact prolongé dans le flacon récupérateur avec les troubles argileux et en présence de matières organiques dont la relation avec le K^+ dissous est mise en évidence dans la matrice présentée au tableau 13.

Toutefois, nous ne constatons pas de corrélation directe entre $[K^+]$ et [résidu insoluble]. L'extraction du K^+ comme celle des autres éléments est fonction de plusieurs facteurs: T, pH, composition du résidu, concentration de la matière organique soluble, degré d'altération des structures alumino-silicatées, et surtout durée du contact des eaux avec leurs troubles au sein du flacon récupérateur.

Dissolution de la phase carbonatée.

Dans les 2 stations P_3 et M_1 , où la phase carbonatée est présente, les teneurs en Ca^{++} dissous sont relativement élevées, de même que C_3 et TAC par voie de conséquence.

La station P_3 est située à 10 cm sous l'horizon Bt d'un brun lessivé, au sein d'une masse calcaire dolomitique rendue très poreuse et friable par la dissolution du ciment calcitique.

M_1 est installé à la base d'un intergrade rendzine brunifiée - brun calcique, à 10 cm environ sous la limite de décarbonatation dans l'horizon C, parmi un squelette calcaire peu important (30% environ du volume) où la terre fine réagit faiblement à l'PHCl.

Dans les 2 cas, après ce court trajet des eaux d'infiltration au contact de la phase carbonatée, la charge en Ca^{++} dissous a fortement augmenté. Nous verrons ultérieurement qu'au moment de leur piégeage, les eaux ne sont pas encore tout à fait saturées vis-à-vis de la phase carbonatée.

En P₃, la roche altérée est constituée à plus de 80% par des rhomboédres de dolomite de taille comprise entre 1 et 5 μ, et par 10-15 % de calcite. Or, la charge moyenne en Mg⁺² dissous demeure voisine de 12 mg/litre (valeur maximum: 20,5 mg/l) alors que la charge moyenne en Ca⁺² dissous atteint une teneur moyenne de 28 mg/l.

Dans une dolomie, le rapport poids du magnésium au calcium est de 0,61. Celui du matériel altéré en P₃ est voisin de 0,50. Dans les eaux d'infiltration recueillies en P₃, il atteint 0,42. Il y a donc bien dissolution préférentielle de la calcite.

Les résultats expérimentaux de LIPPMANN (1972) montrent qu'une précipitation de la calcite (éventuellement de Paragonite avec entraînement du Mg⁺⁺ dans le réseau, formation de calcite magnésienne) intervient bien avant que la saturation vis-à-vis de la dolomite ne soit approchée. Ces résultats sont confirmés par le rapport $\frac{Mg}{Ca}$ molaire, toujours inférieur à 0,3 dans les eaux prélevées au sein de la masse dolomitique. MISEREZ (1973).

Dans notre cas, il atteint 0,7.

En P₃, la dissolution préférentielle de la calcite corrobore les résultats de l'analyse minéralogique des cortex d'altération, où l'on observe une disparition croissante de la calcite du noyau sain vers la périphérie, qui s'accompagne d'un enrichissement relatif en dolomite; cette observation est bien conforme à la théorie généralement admise (SCHOELLER, 1962).

Cette charge en Ca⁺⁺ et Mg⁺⁺ dissous dans les eaux recueillies sous un sol pourtant épais, atteste par ailleurs l'actualité de la formation des cortex d'altération. Enfin, l'expérience des plaquettes calcaires (Chapitre VI) inhumées dans ce niveau calcaro-dolomitique altéré a montré que la dissolution y était active.

3.3. Evolution du contenu chimique à travers les profils (tableau 11)

La concentration des éléments Ca, Mg, Na, K dissous dans les eaux P₁, P₂, P₃, recueillies respectivement aux niveaux A₁, A₂ et B/C du même profil varie conformément à celle du complexe absorbant: moyenne en surface, elle passe par un minimum en A₂ pour atteindre un maximum au contact de la phase carbonatée. Cette relation n'est plus observée avec la série S₁, S₂, S₃, installée dans le profil analogue d'un sol brun acide: au niveau (A₂), le complexe absorbant présente un S/T minimum, la charge en Ca, Mg, Na, K dissous passe en revanche par un maximum.

Il nous paraît que la charge en éléments dissous dans le même profil décarbonaté est essentiellement fonction des facteurs conditionnant l'écoulement des eaux d'infiltration:

- configuration locale, c'est-à-dire existence de zones perméables qui drainent et concentrent les solutions d'infiltration
- temps de contact sol-eaux d'infiltration
- état de dispersion de la veine liquide.

Si l'ambiance physico-chimique globale du sol imprime les caractéristiques géochimiques des eaux d'infiltration, la nature de l'écoulement - laquelle varie grandement dans l'espace par l'existence de macropores, pistes de vers, fissurés, discontinuité structurale et texturale - peut modifier profondément ces caractéristiques du point de vue quantitatif.

Ainsi l'expérience d'arrosage décrite au § 5 ci-après révèle l'importance de l'hétérogénéité de l'infiltration et des vitesses de percolation et par conséquent, des temps de contact eau-sol.

Si la charge en Ca, Mg, Na, K dissous est étroitement liée à la nature et aux caractéristiques de l'infiltration, d'autres paramètres y sont moins sensibles.

Ainsi, dans les deux profils (série P et série S), T, pH, PCO₂ augmentent régulièrement du sommet à la base du profil, alors que [SiO₂] présente régulièrement le comportement inverse.

3.4. Variation du contenu chimique dans le temps

Si les [Ca], [Mg] et [Na] ne présentent pas de tendances significatives au cours de l'année, [K] paraît en revanche augmenter en automne. Les minimums étant observés dans les eaux de fonte de neige d'une part (lessivage continu en période froide) et au printemps (utilisation du K par les végétaux). Les maxima de l'automne résultent probablement de la libération du K par la décomposition de la végétation annuelle.

On constate en effet, une augmentation très sensible de la teneur en matière organique dissoute dès le milieu de l'été, c'est-à-dire dès le moment où l'on dépasse le stade du développement maximum de la végétation. Les [SO₄⁻²] présentent la même évolution.

Les quantités de matière organique dissoutes sont les plus importantes dans les sols désaturés. Les quantités (exprimées en mg/litre de CaCO₃ liés) sont toujours supérieures à 20, maximum voisin de 40. En revanche, ces quantités demeurent constamment inférieures à 20 dans les sols à complexe absorbant saturé (par le Ca) où la matière organique totale est pourtant plus abondante (cas du sol sur moraine renfermant M₁). On peut donc y voir l'influence directe du ion Ca sur la stabilité des complexes argilo-humiques, généralement admise par les auteurs. DUCHAUFOR (1970).

Cette transformation accélérée de la matière organique en composés solubles rapidement exportés hors du profil, permet d'expliquer l'épaisseur toujours plus réduite de l'horizon humifère A₁ des sols désaturés, par rapport à celle des sols saturés.

La corrélation entre matière organique dissoute et PCO₂ (tableau 13) pourrait être meilleure. En effet, on peut admettre un certain «gradient» de décomposition des produits organiques solubles, dont le CO₂ représente un des produits ultimes.

3.4.1. Cas du CO₂

Si, dans l'atmosphère libre la teneur en CO₂ est de l'ordre de 3.10⁻⁴ atmosphère, celle des sols est de l'ordre de 10⁻³ à 10⁻¹ atmosphère (SCHOLLER, 1962). Cette richesse du sol en CO₂ résulte essentiellement de l'activité biologique et de la dégradation de la matière organique.

La teneur en gaz CO₂ de l'atmosphère du sol est fonction de nombreux facteurs, notamment de la nature de la couverture végétale, des façons culturales, de la profondeur du sol, du climat, de l'altitude, etc... (SCHOLLER, 1962)

Les PCO₂ dissous dans les eaux d'infiltration recueillies au sein des sols sont minimales (~ 10⁻³) dans les eaux de fonte et dans les eaux d'infiltration de l'arrière-automne, c'est-à-dire en périodes caractérisées par:

- une basse température
- une activité biologique réduite, par conséquent de faible production de CO₂.

Cette pression partielle du CO₂ dissous dans les eaux d'infiltration recueillies en été (pleine activité biologique) est voisine de 10⁻² atmosphère, et devrait grosso-modo correspondre à celle de l'atmosphère du sol en raison de la longue durée de stockage dans les flaons récupérateurs.

Trois exemples d'évolution annuelle sont donnés au tableau 12, et montrent bien que les variations de PCO₂ sont étroitement liées à l'intensité de l'activité biologique, favorisée par l'augmentation de la température ambiante.

Ces PCO₂ sont comparables à celles mesurées par MISEREZ (loc. cit.) à la Grotte de Vers chez le Brandt (Vallée de la Brévine) dans des eaux d'infiltration à travers des sols analogues aux nôtres (valeurs comprises entre 7.10⁻⁴ et 10⁻²). Cet auteur obtient des valeurs encore plus élevées, également pour des eaux d'infiltration aux Verrières et au Cachot (Jura NE), valeurs comprises respectivement entre 2,5.10⁻³ et 3.10⁻² et entre 6.10⁻³ et 4.10⁻² atm. Ces valeurs maximales sont attribuées à la présence de marécages qui constituent certainement un cas extrême de production biologique.

Tableau 12 Variation annuelle de P CO₂ dissous dans les eaux d'infiltration des sols.

Station	4. 5. 72	25. 5. 72	10. 7. 72	3. 8. 72	10. 9. 72	27. 9. 72
M ₁ T. °C	* 1,18.10 ⁻³	3,2.10 ⁻³ 9,1	** 5,5.10 ⁻³ 14	** 8,3.10 ⁻³ 12,3	ND	2,2.10 ⁻³ 7,05
S ₁ - T. °C	* 1,6.10 ⁻³ 1,9	3,2.10 ⁻³ 2,7	** 8,4.10 ⁻³ 10,4	** 8,4.10 ⁻³ 9,6	6,5.10 ⁻³ 8,4	1,2.10 ⁻³ 3,7
S ₂ - T. °C	N.D.	4,8.10 ⁻³ 1,9	** 1,05.10 ⁻² 10,2	** 1,08.10 ⁻² 9,5	9,0.10 ⁻³ 8,1	1,12.10 ⁻³ 3,8

* eau de fonte de neige

** période de pleine activité biologique (croissance des végétaux herbacés).

3.5. Comparaison avec les eaux karstiques

Contenu chimique des eaux d'infiltration dans les sols et des eaux de sources karstiques.

Les distributions de fréquence des paramètres les plus courants des 72 échantillons d'eau d'infiltration recueillis dans les sols du Mt Tendre, sont comparées en fig. 27, avec les intervalles de fréquences maximales obtenues par MISEREZ (1973) pour les émergences jurassiennes.

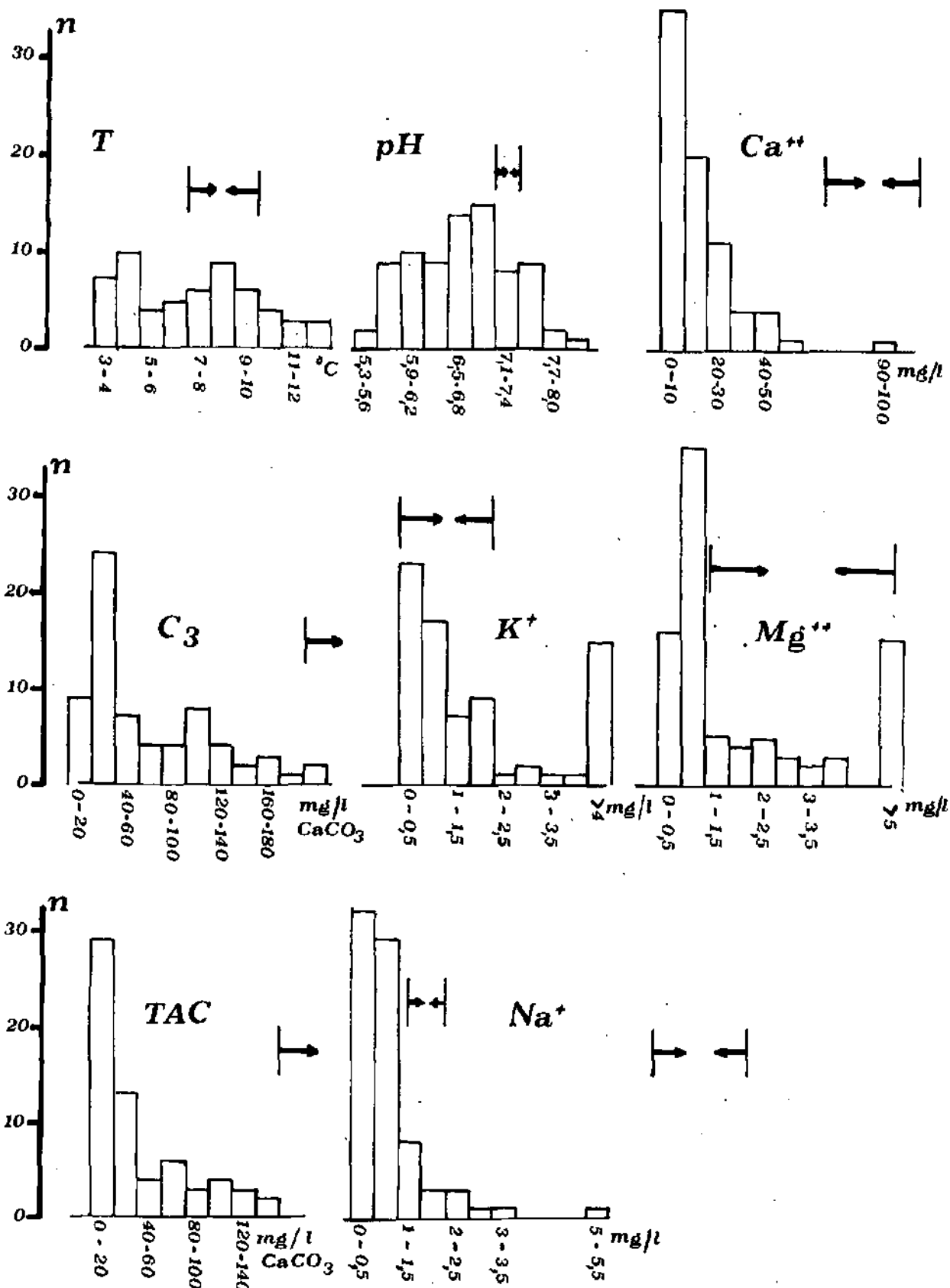


Fig. 27 Distribution de fréquences de certains paramètres des eaux d'infiltration dans les sols du Haut-Jura.

3.5.1. Températures:

Elles sont très étalées: entre 2 et 14 °C.

Le mode compris entre 3 et 5 °C correspond aux prélèvements de l'arrière-automne et de la fin de l'hiver (eau de fonte), dans les horizons superficiels.

Le mode compris entre 7 et 9 °C, identique à celui obtenu par MISEREZ (loc. cit.), représente les températures estivales.

3.5.2. pH:

Ils sont également très étalés, beaucoup plus que ceux des émergences jurassiennes et en général plus acides, en raison de l'absence de la phase carbonatée et de la haute pression partielle de CO_2 dissous.

3.5.3. Ca^{+2} :

Sur l'ensemble des dix stations de récupération, deux seulement sont caractérisées par la présence de leur phase carbonatée (M_1 et P_3). Aussi, les teneurs en Ca dissous sont-elles faibles et inférieures à 20 mg/litre. Les concentrations supérieures à cette limite proviennent des 2 stations M_1 et P_3 .

3.5.4. Mg^{+2} :

La plupart des valeurs supérieures à 1 mg/litre ont été mesurées dans des eaux d'infiltration du brun lessivé sur Portlandien calcaro-dolomitique, recueillies aux trois horizons A_1 , A_2 et B/C. Celles > 5 mg/litre (comprises entre 7 et 20 mg/l) proviennent de P_3 .

3.5.5. C_3 et TAC:

Elles tombent quasiment toutes dans un intervalle de valeurs inférieures à celles des émergences du Jura. Rien de plus normal en raison de la décarbonatation des milieux traversés, ou d'un temps de contact trop court avec la phase carbonatée en P_3 et M_1 , pour que le système $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{Carbonates}$ puisse atteindre l'équilibre.

3.5.6. Na^+ et K^+ :

Dans les eaux d'infiltration, les teneurs en Na^+ sont également inférieures à quelques exceptions près, à celles mesurées dans les émergences jurassiennes. En revanche, les $[\text{K}^+]$ y sont analogues ou supérieures. Ces valeurs anormalement élevées sont attribuées au contact prolongé des eaux avec leurs troubles au sein des flaques récupérateurs. Le rapport poids Na/K généralement supérieur à 1 dans les eaux karstiques (MISEREZ, 1970) sont ici fréquemment < 1 .

Ce résultat s'explique d'autant mieux que dans nos sols généralement très bien drainés, $[\text{Na}^+]$ est d'autant plus faible que ce cation est facilement exporté. Il correspond approximativement à $[\text{Na}^+]$ apportée par les eaux de pluie, compte tenu de l'évapotranspiration.

3.6. Conclusions:

Sur le faite du Jura, la charge des eaux d'infiltration en éléments dissous est relativement faible. A l'exception du K^+ , Sulfates et Nitrates (quelques mesures ont été effectuées), les teneurs sont nettement inférieures à celles des eaux karstiques, pour deux raisons essentielles:

- les sols sont totalement décarbonatés et les eaux n'ont qu'un contact relativement court avec la seule phase organo-alumino-silicatée.
- dans les sols, où la phase carbonatée est présente, le temps de contact des eaux d'infiltration avec cette dernière est trop court pour que le système $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{Carbonate}$ parvienne à l'équilibre, ainsi que nous le verrons ultérieurement.

4. Les lois d'équilibres

4.1. Matrice de corrélation

Nous présentons au tableau 13 les coefficients de corrélation simples, établis à partir des résultats d'analyses des 72 prélèvements d'eau d'infiltration.

Les associations significatives révèlent l'existence d'au moins 2 systèmes de lois:

4.2. Lois de l'équilibre thermodynamique:

Dans le système $\text{CaO} (\text{MgO}) - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, les variables pH, PCO_2 , Ca^{++} , Mg^{++} et HCO_3 (TAC) sont associées d'une manière cohérente. Le pH est relié négativement à PCO_2 , Ca^{+2} , Mg^{+2} et HCO_3 , tandis que TAC, Ca^{++} et Mg^{++} ont de bonnes corrélations positives entre elles.

Dans un système tout à fait en équilibre, on devrait trouver également de bonnes corrélations entre PCO_2 et les paramètres précédents, ainsi que MISEREZ (1973) l'a observé dans les eaux karstiques en étroit contact avec le calcaire. Dans notre cas, cette corrélation fait totalement défaut. Cette absence de corrélation est attribuable au fait que la PCO_2 mesurée dans les eaux correspond à l'équilibre qui s'est établi ultérieurement au sein du flacon récupérateur (au cours du long contact avec l'atmosphère du sol), et non à PCO_2 dissoute au moment même de l'infiltration. La même remarque peut être formulée au sujet des températures.

Tableau 13 Matrice de corrélation des eaux d'infiltration recueillies dans les principaux types de sols de la chaîne du Mt Tendre. $32 < n \leq 72$.

	T	pH	pCO ₂	C ₃	TAC	M. O. calcaire lié.	Ca	Mg	Na	K	SiO ₂	SO ₄ ⁻²	Fer
T	-	58 -0,14	56 -0,33	44 -0,01	48 -0,01	55 -0,15	57 -0,20	57 0,09	57 -0,10	57 -0,31	56 -0,04	56 -0,27	42 0,05
pH	-	-	66 -0,41	60 -0,59	63 -0,75	57 0,13	72 -0,60	72 -0,52	73 0,05	70 0,25	61 0,51	57 0,32	49 0,36
pCO ₂	-	n -	-	51 0,04	53 -0,08	57 0,31	63 0,03	63 -0,06	63 0,30	63 0,26	60 0,43	57 -0,88	46 0,48
C ₃	-	-	-	-	59 0,93	46 0,19	56 0,95	56 0,63	56 0,50	56 0,32	49 -0,27	47 0,17	38 -0,28
TAC	-	-	-	-	-	49 0,11	59 0,92	60 0,57	61 0,13	57 0,12	51 -0,43	49 0,07	39 -0,32
Calc. lié à M. O.	-	-	-	-	-	-	57 0,06	57 0,12	41 -0,08	55 0,62	57 0,12	57 0,72	42 -0,03
Ca	-	-	-	-	-	-	-	69 0,55	71 0,33	70 0,19	60 -0,31	57 0,08	34 -0,12
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	68 0,24	69 0,25	56 -0,19	52 0,08	32 -0,32
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	76 0,26	60 -0,08	57 0,21	48 -0,07
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	60 0,16	57 0,71	48 0,16
SiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	57 0,18	42 0,27
SO ₄ ⁻²	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	42 0,17
Fe	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

A l'instar de MISEREZ (loc. cit.), l'ensemble des principaux paramètres caractérisant une phase silicatée (pH, SiO₂, Na, K, T) ne sont jamais reliables entre eux.

On notera toutefois deux relations complémentaires non indépendantes:

- SiO₂ - PCO₂ : r = +0,43 (60 échantillons)
- SiO₂ - TAC : r = -0,43 (51 échantillons)

Ces résultats confirment ceux obtenus par PEDRO (1968). En effet, cet auteur a montré expérimentalement que si la désilicification est favorisée par la présence du CO₂, cette action est fortement contrariée par la présence d'un substrat calcaire concurrentiel.

Par ailleurs, STUMM et MORGAN (1970) démontrent que le contenu H₄SiO₄ en solution dans la séquence Montmorillonite - Ca → Kaolinite est limitée par effet tampon de H⁺ et Ca⁺⁺ à de faibles valeurs.

4.3. Lois de l'équilibre biologique

Dans les eaux d'infiltration des sols, pH, PCO₂ et SO₄⁻² présentent une relation très cohérente avec la matière organique soluble. MISEREZ (1973) rencontre la même association également dans les eaux d'infiltration recueillies au toit d'une cavité «hypodermique».

Il constate en particulier qu'au pH le plus basique correspondent les plus faibles pressions en CO₂, et les plus fortes en O₂ dissous.

Ceci nous permet, en l'absence de toute mesure de l'oxygène dissous, d'admettre que ce dernier pourrait provoquer l'oxydation du S organique en SO₄⁻²; ce qui expliquerait les corrélations PCO₂ - SO₄⁻², pH et SO₄⁻². Du point de vue du stock à disposition, à une forte teneur en matière organique soluble, correspond de plus une haute teneur en SO₄⁻².

On notera également une relation cohérente entre K⁺ et matière organique soluble. La corrélation significative entre K⁺ et les SO₄⁻² confirme indirectement la liaison des SO₄⁻² avec la matière organique soluble.

Ainsi apparaît clairement, bien que de façon indirecte, le rôle de la matière organique sur la solubilisation du K⁺, laquelle favorise son extraction tant du complexe absorbant que des édifices aluminosilicatés.

4.4. Agressivité des eaux vis-à-vis des carbonates

Le système CO₂ - H₂O - Carbonates est complexe en raison de la présence simultanée des trois phases solide, liquide et gazeuse. L'étude physico-chimique peut être simplifiée en considérant trois chaînes réactionnelles distinctes mais non-indépendantes, ainsi que l'a schématisé ROQUES (1963).

- a) Interface gaz-liquide, où s'effectuent les échanges de gaz carbonique entre l'atmosphère et l'eau.
- b) La phase aqueuse au sein de laquelle s'établit essentiellement l'équilibre CO₂ - HCO₃⁻ - CO₃⁻².
- c) Interface liquide-solide, où agit la mise en solution des minéraux carbonatés.

Nous ne reprendrons pas ici la présentation des nombreuses relations d'équilibre propres aux trois chaînes ci-dessus. Nous rappellerons simplement qu'il est généralement admis que le gaz carbonique dissous dans la phase liquide conditionne tout le système.

La mise en solution de CO₂ dépend étroitement de sa pression partielle dans l'atmosphère en contact avec la phase aqueuse. Les facteurs qui influent sur PCO₂ sont très nombreux, notamment: l'altitude, la position géographique, la nature de la couverture pédologique, la végétation, l'activité biologique, la configuration des veines liquides et gazeuses, etc. . .

En l'absence de CO₂, la solubilité du CaCO₃ dans l'eau est de 14 mg/litre environ (SCHOELLER, 1962).

Toute la réaction de l'eau, du CO₂ et du calcaire, paraît donc être dominée par les concentrations de gaz carbonique dans l'atmosphère.

4.4.1. Rôle de la matière organique (M.O.) (Tableau 14)

Cependant, la matière organique dans les sols, et à fortiori, celle de leurs solutions percolantes, accroît la solubilité des minéraux, en particulier la calcite et de la dolomite, BAKER (1973), MISEREZ (1973).

On sait que dans les sols bruns lessivés et les podzols ferrugineux, les acides organiques (citrique, oxalique, vanillique et p-hydroxybenzoïque) mettent en solutions les bases Ca, K, Mg; l'entraînement du Ca s'avère préférentiel dans les sols où le complexe absorbant est bien pourvu en cet élément (BRUCKERT, 1970). Cet entraînement se fait probablement sous la forme de complexe et on peut imaginer qu'une partie du bicarbonate nécessaire à la condition de neutralité électrique devienne agressif.

Tableau 14 Part du calcaire dont la dissolution peut être attribuée aux acides humiques dans les eaux d'infiltration dans les sols bruns et bruns lessivés du Haut Jura.

1) Les résultats supérieurs à 100 signifient qu'une partie des humiques est encore à même de mobiliser du calcium.

Horizon	Station	Date	CaCO ₃ total C ₃ , mg/l	CaCO ₃ lié aux humates	% lié
A ₁	P ₁	4.5.72	62	38,75	62,5
		25.5.72	38	42,5	111,8
		10.9.72	45	96,25	213,9
		27.9.72	50	65,63	131,3
A ₂	P ₂	4.5.72	23	37,5	163,0
		25.5.72	22	33,13	150,6
		10.7.72	51	36,25	71,1
		27.9.72	55	57,5	104,6
B/C	P ₃	4.5.72	102	34,38	33,71
		25.5.72	80	32,83	41,0
		14.6.72	95	40,33	42,5
		10.7.72	175	73,13	41,8
		3.8.72	190	45,0	23,7
		27.9.72	135	58,13	43,1
A ₁	P ₄	25.5.72	20	37,5	187,5
		14.6.72	20	52,5	262,5
		10.7.72	20	46,25	231,25
		27.9.72	15	67,5	450,0
A ₁	S ₁	25.5.72	20	32,83	164,2
		14.6.72	15	34,08	227,2
		10.7.72	20	38,45	192,3
		3.8.72	50	48,63	97,3
		10.9.72	15	60,63	404,2
		27.9.72	10	40,63	406,3
A ₂	S ₂	25.5.72	25	32,35	129,4
		14.6.72	20	38,75	193,8
		10.7.72	15	56,88	379,2
		3.8.72	30	45,75	152,5
		10.9.72	20	78,13	390,7
(B)	S ₃	14.6.72	15	34,08	227,2
		10.7.72	12	38,45	320,4
		3.8.72	35	46,88	133,9
		27.9.72	20	35,95	179,8
A ₂	A ₁	10.7.72	40	45,63	114,1
		27.9.72	70	98,13	140,2

Par le procédé exposé en p. 70 nous avons calculé la part du calcaire dont on peut attribuer la dissolution, puis le maintien dans la solution, à la présence des acides humiques seuls. Dans la mesure où une part de bicarbonate est mise à disposition pour un surplus d'agressivité normale, le calcaire ainsi dissous vient en supplément de la quantité déterminée par la pression de CO₂ (MISEREZ, 1973).

Tableau 14 Part du calcaire lié aux humiques (suite)
2) Expérience d'arrosage à l'eau déminéralisée

Horizon	Station	Date	CaCO ₃ total C ₃ , mg/l	CaCO ₃ lié mg/l	% CaCO ₃ lié aux humates
A ₁	K ₁	10.7.72	20	45,95	229,8
		3.8.72	35	51,88	148,2
		10.9.72	20	89,38	446,9
		27.9.72	15	76,25	508,3
A ₁	M ₁	4.5.72	120	40,63	33,9
		25.5.72	105	43,75	41,7
		3.8.72	105	46,25	44,1
		27.9.72	160	59,38	37,1
A ₂	P ₂	26.9.72	22	40,63	184,7 2)
		26.9.72	10	36,90	369,0 2)

Au vu de ces résultats, toutes les eaux d'infiltration dans les sols sont nettement influencées par le facteur organique (tableau 14). On constate en effet que:

- A tous les horizons des sols, la teneur des eaux en matières humiques est importante comme l'indique l'avant-dernière colonne du tableau 14 où ils sont exprimés en équivalent de CaCO₃ lié.
- Dans tous les horizons décarbonatés, une partie des humiques est encore à même de mobiliser du calcium (% lié supérieur à 100).
- Au contact de la phase carbonatée, les acides humiques paraissent mobiliser rapidement le calcium (stations P₂ et M₁, % lié inférieur à 100).
- On constate une augmentation de l'agressivité potentielle des humates vis-à-vis du calcium (dernière colonne du tableau 14), vers l'arrière-automne, en raison de la décomposition des litières annuelles.

4.4.2. Agressivité - Incrustation

Le pouvoir agressif et incrustant d'une eau peut être évalué sur un graphe combinant à l'équilibre au moins 3 des paramètres concernés: Ca⁺ ou HCO₃⁻, pH, PCO₂, T, si l'on s'en tient au carbonate de Ca (MISEREZ, loc. cit), mais il est plus usuel de s'en référer au couple pH - HCO₃⁻ · T représenté par le diagramme de TILLMANS (in TROMBE, 1952). Ce procédé permet d'obtenir, avec une bonne approximation, le degré d'agressivité des eaux vis-à-vis des carbonates.

4.4.3. Les résultats d'analyses et le degré d'agressivité des eaux vis-à-vis des carbonates

L'état d'équilibre des eaux d'infiltration dans les sols recueillies durant l'année 1972 est présenté en fig. 28 (diagramme de TILLMANS). Deux sous-ensembles de valeurs peuvent être distingués arbitrairement:

1) Les eaux dont TAC est < 50 mg/l de CaCO₃

Toutes ont été recueillies dans des sols totalement décarbonatés (bruns mésotrophes, lessivés ou acides) et à complexe absorbant partiellement désaturé.

Elles sont toutes très sous-saturées vis-à-vis des carbonates, et demeurent par conséquent très agressives à leur égard.

Comparée à l'agressivité des eaux météoriques dont les caractéristiques sont données au tableau 11 (pH = 6,7, TAC ~ 5 mg/l CaCO₃), celle des eaux d'infiltration est nettement plus élevée, malgré leur teneur supérieure en cations basiques (TAC légèrement plus élevé). Le «rôle» du sol est donc bien démontré: il contribue à augmenter la puissance corrosive des eaux d'infiltration notamment par:

- un enrichissement en CO₂ dissous et en acides organiques, lequel abaisse le pH.

On constate que les eaux d'infiltration les plus agressives sont celles recueillies dans les sols les plus acides (série S₁ - S₂ - S₃, où le pH du sol atteint respectivement 5,4-5,65 - et ~ 5,75).

Paradoxalement, et pour une même série d'échantillons, l'agressivité tend à augmenter de l'horizon A₁ (récupérateur S₁) à l'horizon (A₂), (S₂), niveau à partir duquel elle diminue sensiblement.

Cette augmentation d'agressivité résulte d'une teneur accrue en acide organique et en CO₂ dissous (tableau 11), dont l'effet conjugué supprime largement la très faible augmentation de [HCO₃⁻], dont les teneurs demeurent faibles, en raison naturellement de l'absence de carbonates.

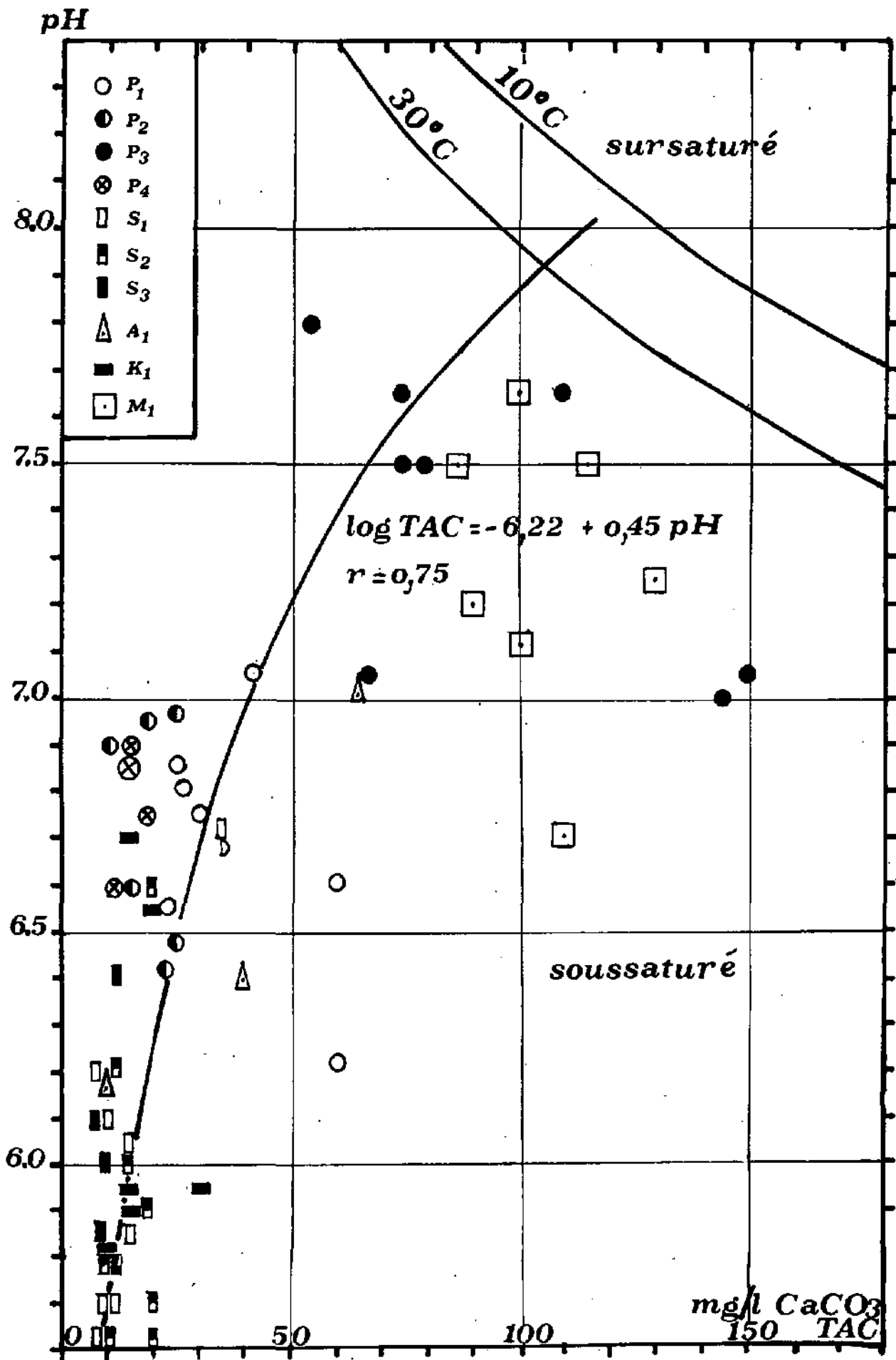


Fig. 28 Situation des eaux d'infiltration dans les sols sur le diagramme de Tillmans.

Dès que les eaux d'infiltration arrivent au contact de ces derniers, elles les dissolvent intensément. La position des eaux dans le diagramme de TILLMANS se rapproche alors sensiblement de la courbe μ (T°) séparant les domaines de sous- et sursaturation selon un chemin sensiblement perpendiculaire à la courbe limite. C'est le cas des eaux d'infiltration du deuxième sous-ensemble.

2) Les eaux dont les TAC sont $> 50 \text{ mg/l CaCO}_3$

Elles proviennent essentiellement des deux stations où la phase carbonatée est présente:

M₁: sol sur moraine, présence d'un squelette calcaire et de traces de calcaire actif;

P₃: horizon C: d'un brun lessivé, constitué par un calcaire dolomitique pulvérulent et très altéré.

On constate que ces eaux conservent encore une certaine agressivité potentielle vis-à-vis des carbonates.

Mais ce résultat est pourtant très évocateur: après un trajet de 5 à 10 cm au contact de la phase carbonatée, l'agressivité des eaux est réduite des $\frac{2}{3}$ environ. Il renforce la thèse d'une dissolution superficielle, l'emportant sur toute autre (AUBERT, 1967). En fig. 29 sont données les aires d'existence des eaux d'infiltration dans les sols d'une part, des eaux de sources récoltées au pied de la chaîne du Mt Tendre d'autre part. On constate que les eaux d'infiltration recueillies en M₁ et P₃ ont déjà acquis, 10 cm sous la limite supérieure de la phase carbonatée, la moitié environ du contenu bicarbonaté calcique final des eaux de sources.

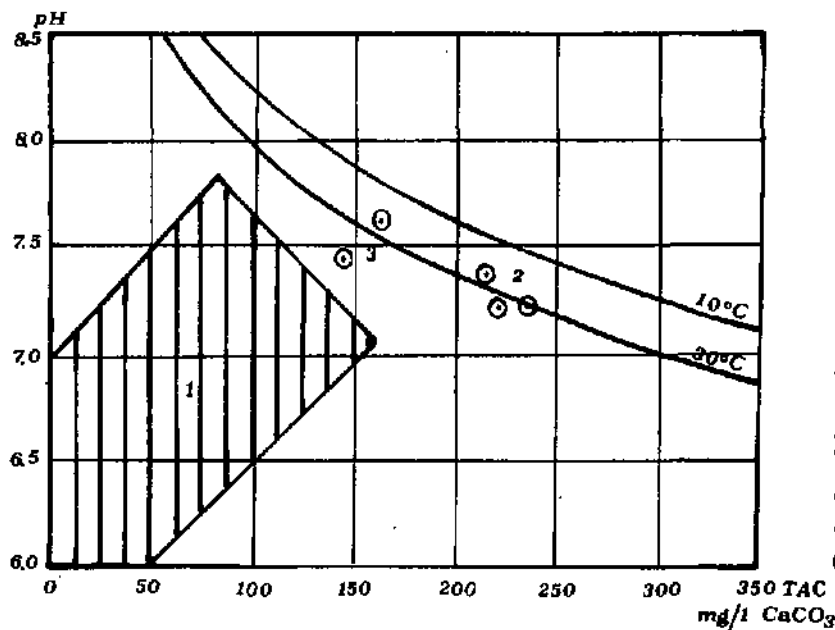


Fig. 29 Aire d'existence des eaux d'infiltration dans les sols du Haut-Jura (zone 1) sur le diagramme de Tillmans. Comparaison avec les eaux de sources récoltées au pied de la chaîne du Mt Tendre (2 = Venoge; 3 = Orbe).

Au contact des eaux d'infiltration, la dissolution des carbonates est très intense et le sera d'autant plus que les carbonates sont finement divisés, SCHOELLER (1962), BACH (1950), AUBERT (1969).

Aussi, vers la profondeur, le squelette apparaît-il souvent selon une limite très tranchée (souvent parallèle à la surface) au-dessous de laquelle la terre fine réagit variablement à l'HCl.

Vers la profondeur, les eaux d'infiltration atteignent très rapidement l'équilibre vis-à-vis des carbonates. Nous en donnerons pour preuve l'observation faite dans la gravière du Chalet Neuf (flanc S de la Vallée de Joux) où l'on exploite la moraine entièrement calcaire:

- à 90 cm sous l'horizon C du sol de couverture existe une zone de dépôts de calcaire très fins (reprécipitation) qui confère à la matrice une couleur blanche caractéristique.

Nous avons malheureusement échoué dans la mise en place du système expérimental de récupération dans ce niveau en raison d'éboulements continus.

Nous aurions sans aucun doute observé un rapide passage des eaux d'infiltration dans le domaine de sursaturation du diagramme de TILLMANS pour les raisons suivantes:

- vers la profondeur, la matière organique soluble est progressivement dégradée avec dégagement de CO₂. Ce dernier peut:

- soit être immédiatement remobilisé. Le calcaire dissous tend à demeurer en solution (avec éventuellement une dissolution complémentaire)

- soit diffuser vers la surface sans être remobilisé. Dans ce cas - qui est probablement le nôtre - la teneur en gaz carbonique libre est inférieure à la valeur du gaz carbonique d'équilibre; la solution est déséquilibrée et il y a précipitation de carbonate de calcium.

4.4.4. Influence régulatrice de l'évapotranspiration sur la dissolution des carbonates

L'acidité de chaque sol détermine approximativement celle des eaux d'infiltration et a fortiori leur agressivité potentielle. On devrait par conséquent constater une dissolution accrue du substratum partout où il est recouvert par des sols les plus acides, c'est-à-dire, à longue échéance, un approfondissement différentiel du relief dans ces zones à sols évolués.

Or, la morphologie des pays karstiques paraît, du moins à grande échelle, infirmer ce processus. Plusieurs mécanismes compensatoires peuvent naturellement être invoqués, notamment: l'apport latéral de matériaux.

AUBERT (1969) démontre l'existence d'une régulation opérée par l'évapotranspiration (dans le Haut-Jura, cette dernière représente approximativement, selon TRIPET (1972), le 30% des précipitations annuelles).

AUBERT (loc. cit), constate en effet que cette évaporation est plus forte dans les sols ocres (bruns, bruns lessivés) que dans les rendzines (sols humiques carbonatés, lithocalciques humifères, bruns calcaires et leurs intergrades) quelles que soient les conditions atmosphériques. Il pense que dans les sols minces et bien drainés, où l'infiltration est rapide, la plus grande partie de l'eau échappe à l'évapotranspiration atmosphérique, et aux ponctions végétales. Dans les sols épais (et acides), lesquels sont de surcroît relativement argileux et moins perméables, la vitesse d'infiltration est faible et les eaux sont ainsi plus exposées à l'évapotranspiration.

Nous ne partageons que partiellement ce point de vue, pour les raisons suivantes:

1) Le pédon n'est pas un milieu homogène: il est affecté par des discontinuités de toute nature (structures, pistes, fissures, déchirures) et de toute origine (activités biologiques, zoologiques, humaines, érosion, etc...) qui drainent les eaux et leur facilitent l'accès au substratum.

- L'expérience d'arrosage (décrit au paragraphe 5 ci-après) démontre effectivement l'hétérogénéité de l'écoulement.

- L'existence de nombreuses langues de terre très argileuses intercalées dans l'horizon C (substratum calcaro-dolomitique altéré du synclinal de Yens) d'un brun lessivé résulte assurément d'un écoulement concentré et préférentiel des eaux de pluie.

Les quantités d'eau recueillies en 1971 et 1972 en C sous l'horizon B₂t bien développé de ce même sol brun lessivé du synclinal de Yens sont du même ordre de grandeur que celles obtenues dans les horizons susjacentes. Cette dernière observation nous incite à admettre la possibilité d'une importante circulation latérale des fluides, que facilite ce milieu pulvérulent. Dans la Combe des Begnines, nous avons également observé à la base d'un sol brun lessivé hydromorphe (limite B₂t/C), l'existence d'un écoulement latéral dans plusieurs canalicules de quelques cm de diamètre.

4.4.5. En résumé:

Il apparaît que:

- Le contenu chimique des eaux d'infiltration dans les sols est le reflet de la composition géochimique du milieu lessivé; en l'absence de la phase carbonatée, il dépend notamment de la composition du complexe absorbant et de l'état de conservation des édifices aluminosilicatés.

En présence de la phase carbonatée, on constate une dissolution superficielle presque instantanée, d'autant plus intense que l'agressivité potentielle des eaux vis-à-vis des carbonates s'accroît proportionnellement à l'acidité des sols traversés.

- Les éléments dissous obéissent au moins à deux systèmes d'équilibre:

a) les lois de l'équilibre thermodynamique: les variables pH, pCO₂, Ca⁺⁺, Mg⁺⁺, HCO⁻³ sont associés d'une manière cohérente;

b) les lois de l'équilibre biologique: les variables pH, pCO₂, SO₄⁻², Mat. Org. soluble, K⁺ présentent une relation très cohérente.

[K⁺], [SO₄⁻²], [Mat. Org. soluble] présentent une très nette variation saisonnière: un minimum à la fonte des neiges et printemps, un maximum en automne (décomposition des litières).

- Enfin, dans les eaux d'infiltration, le rapport K/Na est toujours > 1 (contrairement à celui des eaux karstiques), en raison de:

- la richesse des sols en illites

- du contact prolongé des eaux avec leur trouble dans le système de récupération.

4.5. Agressivité de l'eau d'infiltration vis-à-vis des silicates

Si l'on considère les différentes séquences de transformations des minéraux argileux (JACKSON, 1963, GARRELS et CHRIST, 1967) notamment celle de Illite - Smectite - Kaolinite - Gibbsite, on constate qu'elles conduisent, par la réaction des ions H⁺, à des minéraux de plus en plus simples et à un enrichissement

des solutions infiltrantes en ions K^+ , Na^+ , ou d'autres encore, ainsi qu'en silice, exprimée sous la forme de l'un de ses acides, par exemple H_4SiO_4 .

Dans nos sols totalement décarbonatés à complexe absorbant partiellement désaturé, on peut difficilement imaginer que le contenu potassique et sodique puisse être lié à une phase autre que la phase silicatée argileuse. Nous avons constaté en particulier une concentration maximale en ions K^+ dans les eaux d'infiltration du sol brun mésotrophe des Grandes Cbaumilles où précisément l'illite est dans un état de dégradation avancée.

Par ailleurs, GARRELS et CHRIST (1967) montrent que les bicarbonates des solutions infiltrantes ne sauraient combiner les alcalins, et en particulier les ions Na^+ .

A la suite de ces remarques, il semble légitime d'utiliser le contenu sodique et potassique des eaux d'infiltration, concurremment avec les teneurs en silice dissoute, pour évaluer les séquences d'altération des phyllites argileuses et des minéraux silicatés correspondants.

Considérant donc les $[Na^+]$, $[K^+]$, $[H_4SiO_4]$ et $[H^+]$ dissous dans les eaux d'infiltration, ces différentes séquences peuvent être écrites en termes de $pH - pNa^+ = f(pH_4SiO_4)$ respectivement $pH - pK^+ = f(pH_4SiO_4)$ qui conduisent au diagramme de FETH et al (1964).

Ces diagrammes sont donnés au chapitre VII, fig. 69 et commentés aux pages 158 et 159.

Les résultats obtenus peuvent être résumés comme suit:

L'aire d'existence des eaux d'infiltration dans les sols des systèmes Na_2O , (K_2O ou CaO) - Al_2O_3 , $SiO_2 - H_2O$ confirment les résultats de l'analyse roentgéno-graphique de la phase argileuse, présentés au chapitre 7. On verra entre autre que:

- 1) Illite est effectivement en déséquilibre (vis-à-vis des solutions de percolation). Smectites, feldspaths K et plagioclases le sont tout autant. Ces minéraux sont donc appelés ou à se transformer, ou à disparaître.
- 2) La kaolinite est partiellement en équilibre; la gibbsite l'est davantage encore. Les conditions physico-chimiques et thermodynamiques seraient favorables à sa néoformation. KITTRICK (1969) reconnaît que selon les diagrammes de stabilité, la gibbsite peut fort bien coexister à côté de la kaolinite. Si la gibbsite n'a jamais pu être franchement mise en évidence, en revanche, nous constaterons (chapitre VII) l'existence d'une interfoliation de produits hydroxy-Al dans l'espace interfoliaire des smectites de transformation, d'autant plus nette que le sol est plus acide.

5. Expérience d'arrosage

5.1. Introduction

Le principal inconvénient de notre méthode de récupération des eaux d'infiltration est indiscutablement le stockage plus ou moins prolongé de ces dernières dans le flacon récupérateur, où les conditions physico-chimiques peuvent différer de celles du milieu drainé, ou évoluer avec le temps. D'autre part, la présence d'un résidu solide alumino-silicaté et carbonaté peut modifier qualitativement et quantitativement la charge initialement dissoute lors de l'infiltration.

Enfin, toutes les solutions recueillies au cours de l'année sont directement liées aux averses. L'écoulement dans les flacons s'est toujours produit en temps pluvieux et durant le ressuyage, et jamais par condensation par exemple, ou remontée capillaire. La présence d'un logement dans le profil modifie également sensiblement la tension superficielle de l'eau d'infiltration (E. FREI, communication orale). C'est pourquoi il nous a paru intéressant de tenter une expérience d'arrosage.

5.1.1. Buts de l'expérience

Ils sont au nombre de trois:

- 1) Déterminer les vitesses d'infiltration dans un terrain ressuyé et suivre les variations ultérieures en terrain saturé.
- 2) Déterminer le contenu chimique correspondant au seul lessivage du sol, sans l'influence du contact prolongé avec les troubles dans le flacon récupérateur.
- 3) Suivre l'évolution de la charge dissoute au cours de l'expérience.

5.2. Compte-rendu d'expérience (Tableau 15)

Une aire de $1,4 m^2$ est arrosée à raison de 2,5 litres/15 min, correspondant à une lame d'eau de 20 mm, équivalent d'une averse de moyenne importance. L'expérience est réalisée le 26 septembre 1972, par temps sec et froid (T. air: $3,1^\circ C$). Forte bise. Commencée à 14 heures, l'expérience a été poursuivie le lendemain.

Une première série d'arrosages est effectuée de $t = 0$ à $t_1 = 4\text{h}30$, à raison de $2,5\text{l}/15\text{ min}$. Le sol se ressuie de $t_1 = 4\text{h}30$ à $t_2 = 25\text{h}$. De $t_2 = 25\text{h}$ à $t_3 = 28\text{h}$: nouvelle série d'arrosages ($2,5\text{l}/15\text{ min}$). A $t_4 = 29\text{h}$: fin de l'expérience. Les percolats ont été recueillis à $t = 6\text{h}$, 25h , $27\text{h}50$ et 29h .

Tableau 15 Temps et vitesse d'infiltration à travers un profil d'un sol brun lessivé

	t =	P ₁	P ₂	P ₃
Profondeur		↓ surf. 18 cm	↓ surf. 55 cm	↓ surf. 110 cm
Horizon traversé		A ₁	A ₁ + A ₂	A ₁ + A ₂ + B
1. Début de l'arrosage	t = 0	—	—	—
Temps d'infiltration		24 min	29 min	131 min
Vitesse d'infiltration		43 cm/h ou $1,2 \cdot 10^{-2}$ cm/s	110 cm/h ou $3 \cdot 10^{-2}$ cm/s	50 cm/h ou $1,4 \cdot 10^{-2}$ cm/s
1'. Fin de l'arrosage	4h30			
2. Temps de ressuyage	20h30			
3. Arrosage: 2e série	25 h			
Temps d'infiltration		61 min	44 min	115 min
Vitesse d'infiltration		18 cm/h ou $5 \cdot 10^{-3}$ cm/s	70 cm/h ou $1,9 \cdot 10^{-2}$ cm/s	57 cm/h ou $1,6 \cdot 10^{-2}$ cm/s
3'. Fin de l'arrosage	28 h			

5.3. Les résultats

5.3.1. Vitesse d'infiltration

Au début de l'expérience, le sol est ressuyé grâce à une période sèche de plus de 8 jours. On constate que dans ces conditions, la vitesse initiale d'infiltration varie d'un horizon à l'autre; mais, de toute façon, elle est partout nettement supérieure à celle généralement admise pour les sols (BOULAINÉ, 1971).

On admet généralement des vitesses voisines de 50–60 cm/h pour les sols à très bonne structure (rendzines); de 5 cm/h pour les limons, et de quelques mm/h pour les argiles.

L'observation du toit des loges abritant les récupérateurs nous a permis de constater que l'infiltration n'est pas homogène. L'eau emprunte préférentiellement certaines zones plus perméables.

KOPP (1965) parvient aux mêmes conclusions: en sol ressuyé, la première eau d'infiltration emprunte d'abord les macropores (pistes de vers, trous de racines décomposées, etc.).

Il admet que dans ces pores à drainage rapide, l'eau peut même atteindre une vitesse verticale ou latérale de plusieurs dm/min. Les vitesses d'infiltration obtenues dans notre cas n'ont donc rien d'extraordinaire, d'autant plus que selon CASTANY (1963) et FEODOROFF in BOULAINÉ (loc. cit), la vitesse d'infiltration est d'autant plus grande que l'arrosage est plus concentré. La cadence d'arrosage ($2,5\text{l}/15\text{ min}/140\text{ dm}^2$) représente une lame d'eau d'environ 7 mm/heure, c'est-à-dire une intensité atteinte seulement par des rares averses orageuses dont la durée est par ailleurs souvent inférieure à 4 h. TRIPET (1972).

De plus, au début de l'infiltration dans un sol ressuyé où les possibilités hygroscopiques des matériaux sont satisfaites, l'eau d'infiltration est soumise à 2 champs de force qui s'additionnent: celui de la pesanteur, et celui de la capillarité (ROCHE, 1963). L'eau est à la fois entraînée par son propre poids et aspirée par la capillarité, d'où la vitesse élevée d'infiltration observée au début de l'expérience.

L'arrosage est arrêté à $t = 4\text{h}30$. A $t = 6\text{h}$, le suintement en P₁ a déjà cessé. Il se poursuit en P₂ et P₃, mais après 20h30 de ressuyage, on ne constate plus aucun suintement.

Après la 2^e période d'arrosage, les vitesses d'infiltration mesurées sont plus faibles (Tableau 15); on observe alors une certaine stagnation à la surface, l'intensité de l'arrosage étant devenue supérieure à la capacité d'infiltration du terrain.

Les macropores représentent encore les voies d'infiltration préférentielles, mais la perméabilité globale du sol est réduite, par suite du gonflement des argiles et de certains ciments humiques, et de la diminution du champ de force capillaire.

La diminution de la vitesse d'infiltration est la plus sensible, dans l'horizon de surface. C'est l'effet de peau défini par ROCHE (1963). Cette diminution maximale tient à deux causes:

1) Après une période sèche, la réhumectation de la matière organique est très lente (ROUSSEAU, 1959, in DUCHAUFOR, 1970) et la perméabilité des horizons humifères peut alors être très grande.

2) Après des pluies prolongées, le gonflement de certains ciments humiques s'ajoute dans l'horizon A₁, à celui des argiles smectitiques. (DUCHAUFOR, loc. cit).

Sous chiffre 3, Tableau 15, on constate que le temps absolu nécessaire à l'eau pour parvenir à 55 cm de profondeur en P₂, est inférieur à celui mesuré entre la surface et 18 cm (P₁). Cette observation renforce la thèse d'une perméabilité hétérogène du milieu, laquelle est clairement apparue après le début de la 2^e série d'arrosage: un suintement perle sur l'éponte de la tranchée à 66 cm de profondeur (base de l'horizon A₂), 25 min. après le début de l'arrosage.

Ainsi, cette vitesse d'infiltration qui demeure la plus élevée au niveau A₂ est due à l'existence de conduits exceptionnellement perméables qui ajoutent leurs effets à une perméabilité déjà globalement plus élevée de l'horizon A₂ (déficit d'argiles, structure mieux exprimée qu'en surface).

Enfin, l'augmentation de la vitesse en profondeur (P₃) peut éventuellement être due à l'imperfection du ressuyage de l'horizon B à t = 25h.

5.3.2. Infiltration latérale

Après la première série d'arrosage, l'imbibition gagne progressivement la totalité du sol, des macropores aux conduits capillaires (WEYER, 1972).

Avec la 2^e série d'arrosage (t > 25h), on constate sur l'éponte de la tranchée une nette progression latérale de l'imbibition. Ce fait est bien connu des agronomes: la percolation s'accompagne d'une redistribution latérale en particulier lorsque le sol est arrosé de façon hétérogène (sillons d'irrigation). Cette redistribution latérale augmente avec le taux d'argile (BOULAIN, loc. cit.), conséquence directe du champ des forces capillaires; on note une sensible diminution de l'écoulement en P₁ et P₃.

5.3.3. Modèles d'écoulement

Compte tenu de l'existence de macropores au sein du sol, de l'évolution des vitesses d'infiltration et des quantités d'eau recueillies en fonction de l'imbibition croissante et de l'évolution de teneur en silice (cf. paragraphe 5.4.4.1.), nous pouvons souscrire au schéma d'infiltration donné par WEYER, 1972 et SIWERTZ, 1973.

WEYER (loc. cit) distingue deux modèles d'écoulement:

En été

1) Infiltration par les macropores et les méats.

En été seulement, il y a soustraction latérale à partir de ces conduits pour compenser:

- le déficit d'humidité dans les micropores (attraction capillaire)
- les pertes dues à l'évapotranspiration.

2) Infiltration par les micropores et pores moyens.

Après ces compensations, seule une petite quantité d'eau d'infiltration atteint le substratum rocheux.

En hiver

L'infiltration par macropores et micropores subsiste également, mais l'évapotranspiration est faible ou nulle, et la saturation en eau du sol, proche de la capacité au champ.

La plus grande partie de l'eau atteint le substratum rocheux.

SIWERTZ (loc. cit.), utilisant de l'eau enrichie en isotopes ¹⁸O et ³H pour caractériser les processus d'infiltration, parvient à une conclusion très voisine.

- En été - automne, l'eau circule essentiellement dans la macroporosité du sol; durant ce processus d'infiltration rapide, l'eau qui transite est essentiellement de l'eau gravifique; elle se mélange très peu à l'eau de rétention présente dans les sols, sous forme de films capillaires.

- En hiver - printemps, l'eau circule au contraire dans la microporosité du sol, le processus d'infiltration est lent, il est dominé par un phénomène de mélange avec l'eau de rétention contenue dans la microporosité.

- Sous le climat tempéré humide de Thonon, le mécanisme d'infiltration rapide représente le 20% du drainage total (68 mm sur 339 mm). Les 80% restants sont soumis à un mécanisme d'infiltration lente et dispersive, qui entraînerait un temps de séjour moyen de l'eau de l'ordre d'une année dans le premier mètre du sol.

Ainsi, ce mécanisme d'infiltration lente serait donc beaucoup plus important qu'on ne le pense habituellement. Dans notre cas, la présence de la neige de décembre à avril modifie les conditions d'observation de SIWERTZ. Toutefois, au cours de l'hiver, malgré les fontes passagères libérant lentement de petites quantités d'eau, malgré l'absence de gel et en dépit de leur constance très humide, nous n'avons jamais recueilli d'eau durant la saison hivernale. La variation de la charge des eaux d'arrosage nous permettra de préciser ce point.

5.4. Contenu chimique des eaux de percolation, issues de l'arrosage artificiel

5.4.1. Quantités recueillies

Les eaux recueillies représentent le 1,6% de la quantité d'eau totale utilisée. Si l'on tient compte du rapport

S. arrosée

S. des récupérateurs

elles atteignent 9,25%, dont la moitié au seul horizon A₂ (récupérateur P₂).

Ces chiffres n'ont qu'une valeur indicative en raison de l'influence non-négligeable de la configuration locale (qualité du profilage du toit des logements de récupération, existence de canaux et zones particulièrement perméables, pistes de vers, etc.).

5.4.2. Comparaison du contenu chimique des eaux d'arrosage et des eaux naturelles d'infiltration (Tableau 16)

De la comparaison de la charge en éléments dissous dans les solutions recueillies après l'arrosage avec celles (moyenne annuelle) des eaux météoriques d'infiltration (recueillies également en P₁, P₂ et P₃) se dégagent les caractéristiques suivantes; si l'on néglige les divergences entre contenu chimique de l'eau déminéralisée et celui des eaux de pluie:

Tableau 16 Résultats d'une expérience d'arrosage d'un brun lessivé au Mt Tendre effectuée le 26 septembre 1972. Temps sec et froid (T. air 3,1°C).

N. D. = non déterminé P₁ = Hor. A₁₂ P₂ = Hor. A₂ P₃ = Hor. B/C

Unités		t = 0 H ₂ O utilisée	t = 6h			t = 25h			t = 27h 50			t = 29h		
			P ₁ I	P ₂ I	P ₃ I	P ₁ II	P ₂ II	P ₃ II	P ₁ III	P ₂ III	P ₃ III	P ₁ III	P ₂ IV	P ₃ III
°C	T	13	3,0	4,15	5,9	-	5,4	5,9	-	4,2	-	3,4	3,6	4,0
	pH	5,40	7,18	7,04	7,80	-	6,75	7,90	-	6,9	-	7,10	6,95	8,05
	P CO ₂	4,6.10 ⁻⁹	9,50	9,48	9,60	-	9,48	9,45	-	9,30	-	9,20	9,18	9,5
mg/l CaCO ₃	C ₃	-	ND	22	ND	-	-	ND	-	10	-	ND	ND	ND
mg/l CaCO ₃	TAC	-	ND	15	55	-	-	ND	-	10	-	ND	ND	ND
mg/l	Ca	1,25	13,95	7,00	24,75	-	4,5	27,15	-	4,4	-	8,65	4,4	26,15
mg/l	Mg	0,0	5,37	0,70	12,53	-	0,63	12,80	-	0,5	-	2,25	0,58	12,1
mg/l	Na ⁺	0,09	0,57	0,21	0,52	-	0,48	0,55	-	0,24	-	0,24	0,29	0,71
mg/l	K ⁺	-	1,98	0,28	0,67	-	0,76	0,91	-	0,36	-	0,36	0,49	1,84
mg/l	SiO ₂	5,70	2,10	0,52	0,28	-	0,60	0,42	-	0,42	-	0,68	0,42	0,42
mg/l	SO ₄ ⁻²	0,70	5,75	2,00	2,25	-	6,50	4,50	-	2,25	-	12,25	3,25	ND
mg/l	Fer	0,0	0,62	0,80	0,42	-	0,48	0,04	-	0,93	-	0,93	0,32	0,03
l	Q _{arr}	35 l	35 l	35 l	-	35 l	35 l	35 l	-	65 l	-	65 l	65 l	65 l
ml	Q _{rec}	-	100 ml	250 ml	120 ml	qq ml	50 ml	50 ml	-	250 ml	-	60 ml	100 ml	30 ml
mg	Rés. solide	-	18,2	16,5	20,5	-	2,9	6,4	-	14,7	-	12,4	140	6,7
mg CaCO ₃ lié	à M. O.	-	30,5	16,25	15,25	-	17,0	14,88	-	14,75	-	21,75	14,5	15,25
cm/h	Vitesse d'infiltr.	-	43	110	53	-	-	-	-	18	70	57	-	-

1) PCO₂ est partout légèrement plus faible; elle va de pair avec des pH plus élevés. Nous retrouvons donc là une relation tout à fait cohérente du système CO₂-H₂O - Carbonates, laquelle varie inversement avec TAC, C₃, [Ca⁺²] et [Mg⁺²].

Cette diminution de PCO₂ est attribuée entre autre au très court temps de stockage dans les logements de récupération. L'équilibre PCO₂ atm - PCO₂ dissoute n'est que partiellement réalisé.

2) Les [Na⁺], [K⁺] [SiO₂] sont généralement plus faibles que les valeurs moyennes annuelles. Cette diminution est directement liée au très court temps de contact des solutions avec leurs troubles dans les flacons récupérateurs.

3) La matière organique dissoute est supérieure en P₁ (A₁), mais très voisine de la moyenne annuelle en P₂ et P₃. Ce résultat confirme la tendance déjà soulignée auparavant: l'augmentation est liée à la décomposition de la végétation annuelle.

Il faut pourtant tenir compte de deux restrictions:

a) L'expérience d'arrosage a été réalisée en période froide et d'activité biologique réduite (29 septembre 1972), facteurs qui influencent plus ou moins directement la PCO₂ des solutions et l'intensité de hydrolyse des minéraux.

b) L'intensité de l'arrosage beaucoup plus élevée que celle des pluies habituelles entraîne, selon les lois d'écoulement, une vitesse d'infiltration plus élevée, (CASTANY, 1963), et partant un temps de contact sol-eau plus court et a fortiori une mise en solution proportionnellement plus faible.

En conclusion:

Si les cations directement liés à la phase alumino-silicatée tel Na^+ , K^+ et SiO_2 ont des concentrations < aux moyennes annuelles correspondantes, celles de Ca^{+2} et Mg^{++} sont en revanche analogues, révélant du même coup qu'un contact prolongé des solutions avec leur trouble carbonaté (cas du P_3 et du M_1) ne modifie pas sensiblement la concentration de ces 2 éléments; ceci souligne bien le caractère «instantané» de la dissolution des carbonates.

5.4.3. *Variation de la charge à travers le profil*

Du sommet (P_1) à la base du profil (P_3), on constate que:

- la température augmente régulièrement
- $[\text{Mat. Org.}]$, $[\text{SO}_4^{-2}]$ diminuent progressivement (soit par oxydation de la Mat. organique, soit par phénomène de dilution)
- $[\text{Ca}^{+2}]$, $[\text{Mg}^{+2}]$, $[\text{Na}^{+2}]$ et pH présentent des valeurs minimales au niveau de l'horizon A_2 , et PCO_2 , en revanche, y passe par un maximum (relation cohérente).

Ici l'analogie est grande entre la charge des éléments dissous aux différents niveaux et celle du complexe absorbant des horizons correspondants, mais les facteurs d'écoulement et de configuration altèrent souvent cette relation.

5.4.4. *Evolution dans le temps*

Deux tendances peuvent être observées:

1) *Décroissance constante*

$[\text{Ca}^{+2}]$ et $[\text{Mg}^{+2}]$ décroissent régulièrement en P_1 et P_2 du début à la fin de l'expérience. Elles demeurent en revanche relativement constante en P_3 , grâce à la présence de la phase carbonatée.

2) *Migration d'un maximum à travers le profil*

C'est le cas de $[\text{Na}^+]$, $[\text{K}^+]$, $[\text{SO}_4^{-2}]$ et [matière organique]. Au début de l'arrosage, les concentrations maximales sont observées dans les eaux recueillies en P_1 (horizon A_1) et par la suite, en P_2 (horizon A_2) et finalement P_3 . L'exemple du Na et du K est particulièrement net.

Tout se passe comme si Ca et Mg étaient mobilisés préférentiellement et très rapidement à travers tout le profil dès le début de l'infiltration, mais qu'il faille en revanche un certain temps pour que la mise en solution de Na^+ , K^+ , SO_4^{-2} et matière organique intervienne pleinement.

Le facteur imbibition (degré de saturation du sol en eau) nous paraît à ce propos très important, ainsi qu'en témoigne l'évolution de $[\text{SiO}_2]$ dissout.

5.4.4.1. *Cas de la silice*

L'expérience d'arrosage a été réalisée avec une eau «déméralisée» dont la teneur en SiO_2 dissoute (5,7 mg/l) égale celle mesurée dans l'eau du réseau (la fixation par les résines n'a probablement pas eu lieu).

Or, les premiers percolats recueillis (à $t = 6$ h) en contiennent 2,1 - 0,52 et 0,28 mg/litre respectivement en P_1 , P_2 et P_3 . Dans les percolats suivants, les $[\text{SiO}_2]$ se stabilisent vers 0,40 mg/l en A_2 et B/C et vers 0,60 mg/litre environ en surface A_1 , c'est-à-dire des concentrations analogues aux moyennes annuelles dans les eaux naturelles d'infiltration.

5.5. *Mode d'écoulement*

Ces données confirment la nature de l'écoulement qui semble donc bien être caractérisée par 2 phases essentielles.

- Une phase initiale pendant laquelle les premiers percolats ont essentiellement emprunté les macropores du sol (Weyer, 1972). Le temps de contact de l'eau avec le sol est trop court pour que la charge dissoute soit importante.

- Une phase ultérieure où l'imbibition du sol s'étant poursuivie, les argiles et les ciments humiques ayant gonflé, le contact sol-eau est plus intime et correspond à «d'infiltration lente et dispersive» de Siwertz (loc. cit.) grâce à laquelle les échanges avec l'eau de rétention du sol gagnent en importance.

5.6. *Conclusions - résumé.*

L'expérience d'arrosage d'un sol totalement ressuyé (grâce à 2 semaines de temps sec) a mis en lumière les importants points suivants:

- 1) La vitesse d'écoulement des eaux dans les sols est maximale au début de l'expérience (comprise entre 45 et 110 cm/h) puis diminue progressivement en fonction inverse du taux d'imbibition du sol.
- 2) L'écoulement n'est pas homogène; les eaux empruntent les discontinuités les plus perméables du sol.
- 3) La charge chimique des eaux évolue au cours de l'expérience.

a) La fixation de la silice (élément traceur de l'eau utilisée) faible au début de l'expérience lorsque l'écoulement est rapide, devient ensuite beaucoup plus importante.

b) Les teneurs en K^+ , Na^+ , Mat. Org. et SO_4^{-2} présentent un maximum qui migre à travers le profil au cours de l'expérience: au début (après 6 h d'imbibition), les teneurs maximales sont observées en surface (A_1), puis de plus en plus profondément (en B/C après 29 h d'imbibition).

Ces faits révèlent un écoulement complexe des eaux à travers les sols. En accord avec WEYER (1972) et SIWERTZ (1973) nous pouvons le décomposer en deux mécanismes d'infiltration:

- un *mécanisme rapide*: l'eau circule dans la macroporosité du sol et son transit lié à la désaturation estivaie se ferait pratiquement sans mélange avec l'eau de rétention (Cas 3a ci-dessus).

- un *mécanisme lent et dispersif* qui entraînerait selon SIWERTZ (loc. cit) un temps de séjour moyen de 1 an dans le premier mètre du sol.

Or, notre type d'installation ne permet que la récupération des eaux gravifiques à écoulement rapide dans la macroporosité du sol, celles d'écoulement lent et dispersif circulant dans les micropores nous échappent à peu près totalement.

Toutefois, l'évolution des teneurs en SiO_2 , en K^+ et Na^+ (3b ci-dessus) au cours de l'expérience montre clairement l'interférence des deux systèmes d'écoulement; au fur et à mesure que le degré d'imbibition augmente, on passe progressivement du premier mécanisme d'écoulement (rapide en macropores) au deuxième (lent et dispersif en micropores) avec probablement un mélange de plus en plus étroit de l'eau gravifique avec celle de rétention.

Enfin, cette expérience d'arrosage démontre:

1) l'influence acidifiante du sol sur l'eau d'infiltration, malgré l'écoulement rapide; et le temps de contact très bref.

2) une solubilisation presque «instantanée» de la phase carbonatée puisque après quelques cm de parcours à son contact, les eaux d'infiltration ont déjà acquis la moitié de leur contenu bicarbonaté calcique final (mesuré à l'exutoire au pied de la chaîne du Mt Tendre);

3) l'influence du contact prolongé des eaux avec leur trouble dans les flacons récupérateurs qui produit en particulier un enrichissement en K^+ dissous.

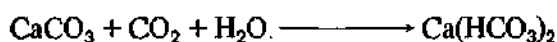
Or, dans les eaux d'arrosage (analysées pourtant dans un temps très bref après leur récupération), le rapport K/Na est toujours supérieur à 1 et les teneurs en K sont très voisines de celles des eaux karstiques (MISEREZ, 1973). On peut en conclure que dans le Jura, la charge en K dissous dans les eaux est essentiellement assurée au niveau de la pédosphère.

Chapitre VI

Altération de la phase carbonatée

1. Introduction

Les calcaires sont altérés principalement par l'action corrosive du CO_2 dissous dans l'eau selon l'équation classique:



La vitesse de ce processus d'altération est naturellement fonction de la surface de contact roche/eau (ROQUES, 1961). Celle-ci augmente avec la porosité primaire croissante et le degré de fracturation de la roche. D'une manière générale, la porosité totale varie en raison inverse de la dureté du calcaire, donc de la compacité (PEDRO, 1972; LAUTRIDOU, 1972). On comprend dès lors, selon les différences entre calcaire dur et calcaire tendre et les variations de l'altération qui en résulte, que la quantité de matériel calcaire dans les sols engendrés puisse être très variable.

YAALON (1954) établit plusieurs catégories de roches carbonatées *en fonction des différents types de sols dérivant de chacune d'elles*. Il distingue notamment:

- les calcaires durs et dolomitiques
- les calcaires tendres et les marnes
- les grès calcaires cimentés.

A la suite de YAALON, les pédologues ont généralement adopté ce type de classification en l'adaptant aux caractéristiques régionales des roches carbonatées.

1.1. Classification des roches carbonatées du Haut-Jura

N. D. Nous renvoyons le lecteur au manuscrit original où figure la classification des roches en fonction des incidences particulières de chaque type sur l'évolution des sols qui les recouvrent.

Du point de vue des processus d'altération, cette classification peut être simplifiée. Aussi, dans le présent chapitre, retiendrons-nous à l'instar de nombreux auteurs, les trois groupes suivants (voir tab. 17):

1. Les calcaires durs compacts.
2. Les calcaires dolomitiques
3. Les marno-calcaires et calcaires purs, mais tendres et friables.

L'étude des processus d'altération des deux premiers groupes fait l'objet de ce chapitre; celle des marno-calcaires et calcaires tendres ne sera que brièvement évoquée.

1.2. Les résidus insolubles (R. I.) des roches carbonatées - Généralités

Méthode: Les quantités d'insolubles sont déterminées gravimétriquement après décarbonatation des roches à PHCl dilué (1 N).

Quantité des R. I.

Les résultats sont données au tableau 17.

La variabilité du R. I. des roches dures est assez grande: de 0,05 % pour les calcaires les plus clairs à 8,16 % pour les plus colorés. D'autre part, plus le calcaire devient tendre et plus le R. I. augmente à l'exception des craies lacustres de l'Ehningien supérieur.

1.3. Couleur des R. I., relation avec celle des sols jurassiens

Les résidus sont généralement de couleur 10 YR:

- gris foncé (10 YR 3-4 / 1-2) lorsque le résidu est très faible (< 1 %) probablement en raison de l'augmentation relative de la matière organique;
- brun jaunâtre (10 YR 4-7 / 4 à 8) pour tous les calcaires blanc-beige et dont le R. I. est > 1 %;
- gris brun foncé (2,5 Y 4/2) pour les marno-calcaires de l'Argovien.

Tableau 17 Quantité et couleur des résidus insolubles (R. I.) de quelques types de roches carbonatées du substratum. Comparaison avec la couleur des sols à leur contact (horizon B ou C).

Roches saines	N	R. I. (en %)	Couleur du R. I. (humide)	Couleur du sol (humide)
1. <i>Calcaires durs et compacts</i>				
Kimméridgien sup. sublithographique	6	0,05 à 1,41	10 YR 4/4	10 YR 7/6
Séquanien sup. biosparite	6	0,36 à 3,39	10 YR 5/6	10 YR 5/6
Valanginien calcaire spathique	2	> 8 %	10 YR 6/8	10 YR 5/8
2. <i>Calcaires durs dolomitiques</i>				
Portlandien sup.	11	0,28 à 4,24	10 YR 5/4-7/6	10 YR 4/4
3. <i>Calcaire marneux</i>				
- Argovien	10	32,28 à 45,95	2,5 Y 4/2	2,5 Y 5/3
- Craie lacustre* (Ehmingien)	-	5 %*	N.D.	7,5 YR 3/2

* d'après Kubler (1962)

Il est frappant de constater que dans la majorité des cas, la couleur du R. I. des roches (décarbonatation effectuée en laboratoire) est très voisine de celle du sol à leur contact.

Deux exemples sont particulièrement nets:

1. Sol sur Crétacé (Valanginien, synclinal des Crossets, Mt Tendre),

Roche: 10 YR 7/6

R. I.: 10 YR 6/8

Sol(B₂t): 10 YR 5/8

2. Sol sur fluvio-glaciaire (carrière du «Mammouth» le Brassus. Val. de Joux).

- Fluvio-glaciaire: 10 YR 7/4 Quartz = 22 % Calcite = 49 %

- R. I.: 10 YR 4/4 39 % de la terre fine totale

- Sol: 10 YR 4/5 Quartz = 60 % Calcite = 5 %**.

Dans ces deux cas, la couleur de la terre fine débarrassée de la matière organique évolue peu ou pas du tout de la base au sommet du profil. Il nous paraît donc, dans ces deux cas comme dans de nombreux autres, qu'on ne peut pas parler de processus postérieur de brunification des matériaux du sol; leur couleur brune ou ocre semble dériver directement de celle du R. I.

En revanche, dans le brun lessivé à pseudogley sur marno-calcaires de l'Argovien (fond de la combe anticlinale des Begnines) la couleur ocre apparaît postérieurement à la décarbonatation du substratum.

La couleur du R. I. des marno-calcaires (2,5 Y 4/2) - décarbonatation effectuée en laboratoire - est très voisine de celle de l'horizon C du sol (2,5 Y 5/3). La couleur des horizons A₂, B₁ et B₂t, franchement ocre (comprise entre 10 YR 6/6 et 7/6) paraît liée à l'individualisation des oxy-hydroxydes de fer, notamment à la néoformation de la lépidocrocite et de la goethite.

1.4. Relation minéralogique du R. I. des roches et des sols susjacents

L'étude de leur minéralogie est abordée au chapitre 7.

Elle permet de définir les relations entre les roches et les sols qui les recouvrent ou les entourent.

C'est en particulier grâce à l'étude des R. I. que nous avons pu démontrer l'origine allochtone de la plupart des constituants des sols ocres jurassiens (chapitre 8).

** (La calcite est conservée, protégée par une pellicule ferrugineuse)

2. Altération des roches carbonatées

Trois zones d'altération peuvent être distinguées (AUBERT, 1969, LAMOUREUX, 1972, TRUDGILL, 1973):

- zone d'altération se produisant à l'air libre,
- zone d'altération se produisant dans la pédosphère,
- zone d'altération souterraine se produisant dans les réseaux karstiques profonds.

Nous traiterons et comparerons les processus d'altération des deux premières zones seulement.

2.1. Altération des calcaires durs à l'air libre

Dans le Haut-Jura, l'évolution morphologique des blocs de calcaire qui gisent à la surface des sols ou des têtes et dos de couches qui émergent hors de ces derniers, est caractérisée par les traits suivants:

a) Ouverture et élargissement des diaclases non cimentées

Ces diaclases, véritables discontinuités, sont des zones de faiblesse vis-à-vis des processus d'altération: elles sont le siège de dissolution préférentielle. En effet:

- elles drainent souvent les eaux qui ruissellent à la surface des blocs;
- elles permettent la pénétration de l'eau agressive en profondeur;
- elles favorisent l'imbibition des calcaires et la rétention de l'eau; le ressuyage et l'évaporation y sont plus lents qu'à la surface unie des blocs;
- grâce à ce contact prolongé, l'eau épuise davantage son potentiel d'agressivité vis-à-vis des carbonates.

Cette dissolution préférentielle intradiaclasique est encore intensifiée par la présence de la végétation (AUBERT, 1969, pp. 347), qui augmente le potentiel d'agressivité des solutions de percolation (augmentation du CO₂ dissous). La diaclase représente en effet, un microrelief très favorable à l'implantation de la végétation et particulièrement des mousses qui y germent facilement car les diaclases renferment des matières organiques et minérales apportées par le vent ou les eaux de ruissellement. Or, les rhizoïdes des muscinales pénètrent profondément dans les interstices microdiaclasiques ou entre les cristaux (HEBRARD, 1970) qu'ils déchaussent et désagrègent:

- l'été par leur action mécanique (croissance et gonflement)
- par dissolution chimique (acidification par perte sélective de cations, par dégagement de CO₂, par sécrétion organique des vésicules rhizoïdaires) autant de processus qui contribuent à augmenter le potentiel d'agressivité de la grande quantité d'eau que les colonies muscinales sont capables de retenir.

b) *Approfondissement et façonnement des micro-dépressions originelles de la surface des affleurements*
Le ruissellement des eaux corrosives vers les parties concaves du microrelief sur calcaires durs et non gélifs cisèle des cannelures superficielles, des chenaux d'écoulement séparés par des arêtes vives. Il s'agit des formes classiques des lapiez (BOEGLI, 1951; AUBERT, 1969).

c) Guillochage de la surface des blocs et affleurements

Sous la triple action du gel, de l'altération chimique et de l'altération biologique, la surface des affleurements calcaires demeure irrégulière, rugueuse; les arêtes vives des blocs sont plus ou moins conservées.

d) Fractionnement des bancs et têtes de couche.

Les zones les moins résistantes (diaclasses, broyage, passées gélives) sont le siège d'une intense dégradation qui aboutit au fractionnement et à l'individualisation de blocs qui se retrouveront tôt ou tard, incorporés plus ou moins profondément aux sols environnants. Ce sont des cailloux relativement homogènes et moins sensibles aux processus d'altération.

La rareté du calcaire actif dans les sols du Haut-Jura résulte, partiellement tout au moins, de cette destruction à l'air libre, des parties calcaires les moins résistantes.

2.2. Altération des calcaires tendres à l'air libre

Des blocs de marno-calcaires (environs 1 dm³) déposés à la surface du sol dans la combe anticlinale des Begnines en automne 1972, ont été fragmentés par le gel au cours de l'hiver 1972-1973 (9 à 13 fragments). C'est là une des principales raisons de l'absence d'affleurement de ce type de roche. D'autre part, la face des cailloux en contact avec le sol présente régulièrement des traces de désagréations et une pellicule d'altération souvent importante.

2.3. Altération des calcaires durs se produisant dans la pédosphère

La morphologie des blocs et des têtes de couches en contact avec le sol présente deux caractères spécifiques:

1. Emoussement des arêtes et des lèvres de diaclases

A quelques centimètres au-dessus du niveau du sol, on constate déjà un emoussement sensible des aspérités de la surface des éléments calcaires. Nous l'attribuons à l'action de la ceinture de mousses qui colo-

nisent la base des affleurements. Cette ceinture, grâce à son grand pouvoir de rétention, régularise la percolation des eaux météoriques. Ce rôle de régulation qui apparaît au niveau des mousses sera complété par les horizons superficiels du sol.

2. Uniformisation des surfaces

Dans le sol, les chenaux ou cannelures d'écoulement du calcaire et leurs arêtes latérales s'estompent (en quelques cm au contact du sol). Si la surface des calcaires micritiques - à pâte très fine - demeure relativement lisse au contact du sol, celle des calcaires sparitiques - à pâte grossière - gagne en rugosité. L'examen à la loupe binoculaire révèle que les micro-aspérités sont constituées par les grains grossiers partiellement dégagés de la roche.

Enfin, la patine des éléments calcaires à l'air libre disparaît dès les premiers centimètres de la pédosphère.

2.3.1. Apparition d'une pellicule d'altération

A l'air libre, rares sont les micro-éléments calcaires détachés de la surface des blocs et qui y subsistent.

Dans le sol, en revanche, le moule terreux des cailloux est tapissé d'une couche claire plus ou moins continue et inégalement épaisse, rappelant un saupoudrage de sucre; la réaction à l'HCl est vive et l'examen à la loupe confirme la nature carbonatée de ce revêtement. Il s'agit des éléments calcitiques les plus gros de la roche (débris de fossiles, fragments de filonnets de calcite secondaire (aspect laiteux) qui indiquent clairement que cette pellicule résulte essentiellement d'un phénomène d'altération du caillou et non de la précipitation à partir de solutions sursaturées. L'étude des eaux d'infiltration dans les sols (chapitre 5) le confirme. Cependant, nous verrons plus loin dans quelles conditions des carbonates précipitent dans certaines pellicules détritiques.

Rappelons pour l'instant qu'il s'agit de la pellicule d'altération des cailloux inhumés citée par tous les auteurs notamment RICHARD (1961), DUCHAUFOUR, (1968), BOTTNER, (1971), BAIZE (1971), AUBERT et POCHON (1971) DURAND et DUTIL (1972) et surtout LAMOUREUX (1972). Cette pellicule est considérée comme le résultat d'un processus actuel de corrosion strictement épidermique en raison de la dureté de la roche carbonatée (haute cristallinité et faible porosité, PEDRO, 1972). Ce processus spécifique des roches carbonatées est observé dans tous les types de sols, sous toutes les latitudes où les précipitations atteignent une certaine importance.

Dans le Haut-Jura, ce processus est omniprésent.

2.3.2. Altération pelliculaire du squelette calcaire des sols du Haut-Jura

Les éléments du squelette de calcaire dur et moyennement dur de tous les types de sols subissent ce genre de corrosion, quel que soit le taux d'argile de la terre fine du profil.

Exemple 1 Crevasse du Mt Risoux (AUBERT et POCHON, 1971).

Les cailloux de calcaire dur, oolithique, englobés dans un matériau très organique (dépouilles d'épicéas - perte au feu supérieure à 70 %) présentent, dans la partie supérieure du remplissage, une pellicule d'épaisseur record: 5 mm.

Exemple 2 Sol brun lessivé, synclinal crétacé des Crossets.

Le substratum (calcaire détritique du Valanginien) disparaît sous un horizon Bt renfermant 79 % d'argiles. Il se desquame en petites plaquettes parallèlement à la surface de la roche, plaquettes elles-mêmes couvertes d'une pellicule d'altération.

2.3.2.1. Evolution de la pellicule à travers les profils

Les quelques centaines d'observations effectuées dans le Haut-Jura permettent de dégager les tendances suivantes (il s'agit toujours de l'altération du squelette des profils de sols):

Pour un même type de calcaire dur à travers tout le profil (oolithique, biosparitique, lithographique, etc.):

1. La pellicule apparaît dans tous les horizons de sols à $\text{pH} < 7,5$, quelles que soient la nature et les proportions des divers constituants de la terre fine autre que les carbonates.
2. Dans les horizons supérieurs éluviés ou non, la pellicule d'altération est constituée par une majorité de débris sparitiques (fragments de fossiles, calcite secondaire, sparite etc...).
3. Vers la profondeur, la fraction micritique de la pellicule augmente sensiblement.
4. En profondeur, avec l'augmentation du confinement carbonaté, la pellicule devient de moins en moins décelable et semble inversement proportionnelle à l'augmentation de la surface totale des carbonates présents, (squelette).
5. Les pellicules d'altération atteignent leur épaisseur maximum dans les horizons les moins acides (voisin de $\text{pH} = 7$) et où le taux d'humidité reste constamment élevé.

6. L'épaisseur des pellicules est inversement proportionnelle à la perméabilité du profil et au degré de développement de la structure.

7. Les pellicules sont toujours localisées - et dans tous les cas plus importantes - à la *surface supérieure* des cailloux. Cela est particulièrement vrai pour les gros blocs d'échelle décimétrique noyés dans les sols très percolants.

On constate cependant trois exceptions:

a) Les cailloux de calcaire dur noyés dans les horizons inférieurs (illuviés) des sols à hydromorphie temporaire sont totalement entourés d'une pellicule d'altération (cas des sols des combes argoviennes marno-calcaires, perméabilité limitée et pH compris entre 6,5 et 7).

b) Idem a) pour les éléments marno-calcaires du squelette, lesquels présentent une pellicule complète même dans les horizons supérieurs éluviés à drainage satisfaisant.

c) les calcaires dolomitiques présentent toujours un très important et très épais cortex d'altération. Ce cas sera traité en détail (voir paragraphe 4 du présent chapitre).

8. La face supérieure des blocs est arrondie et ses arêtes émoussées. Le contraste avec la face inférieure est net; cette dernière conserve en effet ses arêtes et aspérités initiales d'autant mieux que le bloc est plus grand. Rien de plus normal puisque la pellicule d'altération y est très souvent inexistante.

9. On n'observe pas de cycle d'altération pelliculaire (comme LAMOUREUX, 1972, l'a décrit dans les sols du Liban) en raison de la distribution sensiblement constante des précipitations annuelles dans le Jura. On observe tout au plus, une tendance à l'épaississement des pellicules durant les hivers doux (observation de quatre blocs témoins).

10. Enfin, dans l'horizon superficiel des sols drainant bien en stations xérophites, la pellicule d'altération peut comprendre des éléments carbonatés provenant de la précipitation des solutions de percolation saturées à la suite d'évaporation (fig. 4, Pl. II, et § 3.3 ci-dessous).

2.3.3. *Vitesse d'altération et texture des calcaires francs*

La distinction des calcaires selon le seul critère de leur dureté est, à ce point de vue, très grossière. S'il est évident qu'une craie s'altère plus rapidement qu'un calcaire compact en raison de la superposition d'un processus d'altération physique (gélifraction) et d'un processus d'altération chimique (dissolution favorisée par une grande porosité), l'altération différentielle des calcaires durs apparaît moins clairement.

On constate par exemple, toutes choses étant égales par ailleurs, que:

1. Les calcaires lithographiques, compacts, à pâte micritique homogène, présentent toujours les pellicules d'altération les plus minces.

2. Les calcaires durs à pâte hétérogène (éléments sparitiques soudés par un ciment micritique) présentent une pellicule plus importante, dont les éléments sont naturellement de plus grande taille.

On pourrait, en première analyse, attribuer cette différence à un processus de dissolution sélective et accélérée des éléments micritiques, et envisager, grâce à un renouvellement rapide et continu des éléments de la pellicule micritique, une altération globale tout aussi rapide que celle des calcaires spathiques.

L'observation des brèches calcaires polygéniques révèle qu'il n'en est rien: la *vitesse d'altération* (dissolution + désagrégation) est une fonction inverse du taux d'éléments micritiques de la roche carbonatée.

$$(\text{Taux d'éléments micritiques} = \frac{\text{Roche totale} - \text{éléments sparitiques}}{\text{Éléments grossiers et sparitiques}})$$

En d'autres termes, plus la pâte de la roche est fine (riche en micrite) plus la vitesse d'altération globale (dissolution + désagrégation) est réduite.

3. Mécanisme de l'altération superficielle (*Formation des pellicules*).

C'est à LAMOUREUX (1972) que revient le mérite d'apporter la première explication du phénomène observé surtout dans les sols lixiviés du Liban:

«Lorsque le sol se sature au cours des premières pluies, les argiles gonflent et le plasma du sol s'applique à la roche saine. Il se colle ainsi un revêtement argileux humide à la roche carbonatée. Les solutions de percolation pénètrent dans les joints, entre les cristaux de carbonate ou dans les clivages des cristaux, dissolvent de la calcite et forment une pellicule poreuse: le cortex d'altération. Puis le plasma humide pénètre à son tour entre les cristaux disjoints et renforce son emprise sur le mince cortex. Ce dernier sera arraché par les argiles qui se rétractent lorsque survient la période sèche.»

3.1. Rôle des argiles

LAMOUREUX attribue un rôle important aux argiles et au plasma du sol.

Dans le Haut-Jura, sous les conditions extrêmes de précipitation (≈ 2000 mm/an) ce rôle apparaît très réduit. En effet, les pellicules les plus épaisses (exemple 1 du § 2.3.2. ci-dessus) ont été observées dans un sol très organique (Perte au feu: 70%; taux d'argiles < 10%). Dans ce cas, l'épaisseur même de la pellicule constitue un tampon «isolant» qui exclut toute action directe des argiles et du plasma du sol sur la roche-mère saine, sa désagrégation et la libération des cristaux. D'autre part, la pellicule apparaît dès la colonisation des affleurements par les mousses, avant même l'apparition d'un micro-sol à composants aluminosilicatés.

Enfin, en raison de la répartition uniforme des précipitations annuelles, on ne constate aucun phénomène de décollement du cortex d'altération par les argiles, consécutif à la rétraction de ces dernières par dessiccation.

Le rôle des argiles dans l'altération des calcaires durs est donc indirect: elles facilitent la rétention des solutions de percolation et maintiennent de ce fait un taux d'humidité propice à la corrosion. De plus, le moule terreux immobilise les éléments carbonatés libérés de la roche-mère par les processus d'altération et les maintiennent en place.

3.2 Rôle des solutions du sol

3.2.1. Les faits d'observation macroscopiques

Ce rôle est cardinal; nous en donnerons pour preuve les observations suivantes:

- a) Localisation préférentielle des pellicules d'altération à la surface supérieure des blocs dans les horizons drainant bien.
- b) Section supérieure des blocs toujours émoussée et arrondie (l'une est le corrolaire de l'autre); elles résultent toutes deux de l'effet «parapluie» schématisé dans la fig. 30.

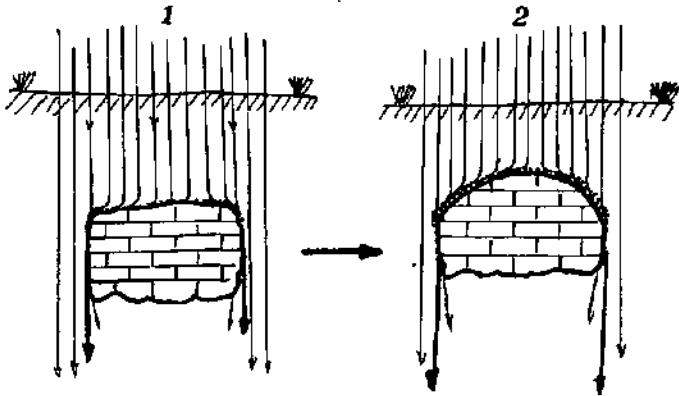


Fig. 30 Effet «parapluie»: Concentration des eaux d'infiltration à la surface supérieure des blocs entraînant une corrosion maximale dans la zone de bordure.
1 = Stade initial
2 = Stade ultérieur.

- c) Dans un sol brun acide au Mt Tendre, le moule terreux très argileux ne s'applique pas étroitement aux éléments du squelette de calcaire dur (une biosparite): de grands méats existent surtout à la face inférieure des cailloux dans lesquels les solutions de percolation se concentrent quantitativement. Or, la pellicule d'altération existe sur la face supérieure partout où il y a contact avec le moule terreux; ailleurs, dès que ce contact n'existe plus, la surface des cailloux est très profondément guilochée en alvéoles séparées par des arêtes tranchantes (fig. 31).

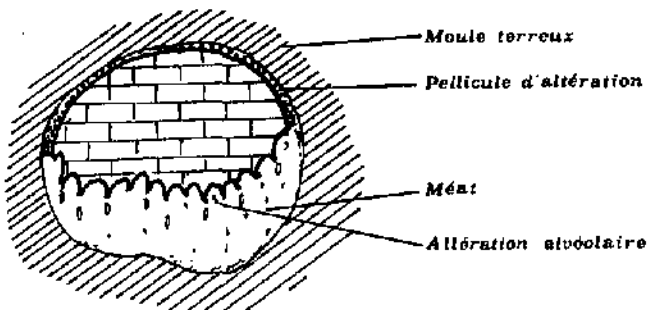


Fig. 31 Altération «alvéolaire» (caillou enfoui dans un sol brun acide) se produisant à la face inférieure des blocs en l'absence de tout contact avec le sol.

Ce type d'altération alvéolaire se produit en dehors de tout contact avec le sol. Nous l'attribuons en totalité à la dissolution par les eaux d'infiltration. Ce processus est très intense, ainsi qu'en témoigne la taille des méats, laquelle correspond grosso modo au volume du calcaire dissous. Il est favorisé par une élimination instantanée des cristaux déchaussés qui tombent au fond des méats où ils seront progressivement dissous.

d) Des plaquettes de calcaire dur ont été enfouies dans divers horizons de plusieurs types de sols. Trois ans plus tard, les figures de corrosions sont très nettes. Elles se révèlent être en rapport étroit avec le type d'écoulement des solutions de percolation.

On en distingue deux types:

1. *Attaque généralisée*

Dans les horizons supérieurs (A_1), les agrégats, très fins, sont poreux. Le cheminement de l'eau se fait aussi bien dans l'espace interagrégat que dans les agrégats eux-mêmes. Les plaquettes sont dissoutes également sur toute leur surface que revêt une fine pellicule d'altération (fig. 1 et 2, Pl. 1 et 32).

2. *Attaque en cupules*

En profondeur (horizons A_2 , A_3 , (B) et (Bt)) les agrégats deviennent plus grands, mieux individualisés, beaucoup plus denses et par conséquent moins poreux. La différence de perméabilité des deux milieux (inter- et intra-agrégat) augmente; les solutions de percolation empruntent préférentiellement les espaces interagrégats. La dissolution à la surface des plaquettes n'est plus uniforme mais elle se concentre pour former des *cupules* en relation avec les méats interagrégats (fig. 32, 3 et 4, Pl. 1).

Les expériences analogues d'AUBERT (1969, p. 347) donnent des résultats micromorphologiques identiques.

A l'intérieur du méat (1 de la fig. 32 C) et dans les zones où il n'y a pas d'écoulement (2 de la fig. 32 C) la surface de la plaquette est intacte. La corrosion est localisée à la périphérie des méats (3 de la fig. 32 C), zones où l'eau agressive entre en contact avec le calcaire (après avoir percolé à la surface des agrégats), s'y maintient (par capillarité) et provoque une dissolution locale très intense.

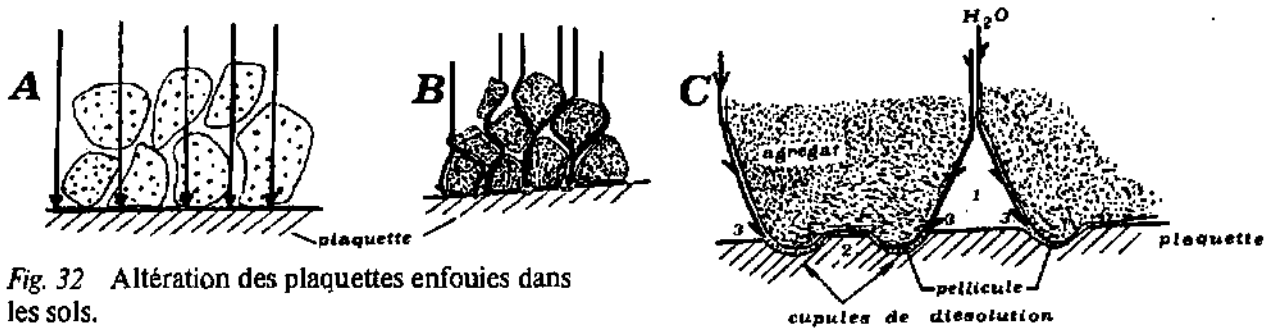


Fig. 32 Altération des plaquettes enfouies dans les sols.

A. *Altération généralisée*; en raison de la grande porosité du sol et des agrégats.

B. *Altération en «cupules»*; les solutions transitent essentiellement dans l'espace interagrégat.

C. Idem B. Détail. Localisation des «cupules» à la périphérie des agrégats (3) où les solutions entrent en contact avec la plaquette. (1) Méat. (2) Contact plaquette-sol en l'absence de solutions circulantes.

Une fois la cupule amorcée, le phénomène s'amplifie, l'eau s'accumulant dans le réceptacle ainsi formé, et peut y épuiser son potentiel d'agressivité; il y a apparition d'une pellicule d'altération laquelle forme un milieu très perméable qui favorise l'imbibition.

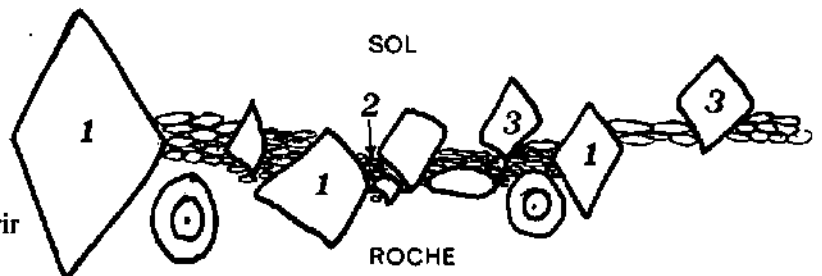
On peut dès lors imaginer le stade final du processus observé partout dans la nature: en s'agrandissant, les cupules finissent par se rejoindre, gagnent l'ensemble de la face supérieure des éléments carbonatés.

3.2.2. *Les faits d'observation microscopiques*

Si on élimine la pellicule d'altération qui entoure les éléments de calcaire dur à pâte hétérogène (sparite à ciment micritique), la surface du bloc sain apparaît alors très rugueuse, bien davantage que celle des parties demeurées à l'air libre. Les aspérités correspondent aux éléments les plus grossiers de la roche (fossiles, cristaux, recristallisation secondaire) et les zones déprimées aux éléments fins (essentiellement micritiques), fig. 33.

Fig. 33 Schéma de l'altération pelliculaire des calcaires sparitiques à ciment micritiques.

1 = Eléments sparitiques encore profondément «enracinés» qui forment les aspérités de la surface.
2 = Les particules micritiques les plus fines sont les plus vulnérables.
3 = Eléments sparitiques presque entièrement dégagés; ils iront nourrir la pellicule d'altération.



Après trois ans d'enfouissement dans les sols, l'état de la surface des plaquettes de calcaire dur permet de préciser le mode d'attaque, de localiser les dissolutions préférentielles et d'énoncer les lois suivantes:

1. Toute discontinuité (microdiaclasses, micropores et macropores, limites de cristaux, plans de clivage etc. . .) est le siège d'une intense dissolution et permet une pénétration de la corrosion (fig. 5 et 6, Pl. I, I, Pl. II).
2. Les arêtes ou tout autre relief aigu sont très vulnérables.
3. La progression de l'altération en profondeur est fonction inverse du rapport:

$$\frac{\text{volume des éléments carbonatés}}{\text{surface des discontinuités}}$$

En d'autres termes, les micrites sont plus vulnérables à la dissolution que les sparites (fig. 2 et 3, Pl. II).

4. L'élimination préférentielle du ciment micritique conduit tôt ou tard au déchaussement des éléments les plus grossiers (sparite) avant même que ces derniers ne soient totalement dissous. Ils contribuent dès lors au renouvellement de la pellicule d'altération. Dans le moule terreux, ils subiront, indépendamment du bloc dont ils sont issus, une incessante dissolution au contact des solutions agressives de percolation. On comprend dès lors qu'un calcaire sparitique à ciment micritique puisse s'altérer plus rapidement qu'un calcaire totalement micritique: dans le premier cas, un important déchaussement accompagne la dissolution; dans le second, en revanche, en raison de la haute densité des discontinuités, l'altération consiste essentiellement en dissolution sur place, le déchaussement demeurant faible ainsi qu'en témoignent les pellicules toujours très minces au contact des calcaires micritiques.

3.2.3. Dissolution préférentielle des éléments carbonatés les plus fins

Pour envisager cet aspect du problème, la granulométrie et la teneur en calcaire de chaque classe de deux échantillons de moraine calcaire du Chalet Neuf, Vallée de Joux, ont été déterminées.

L'un de ces échantillons, récolté à 150 cm de profondeur, n'a subi aucune dissolution; l'autre provient de l'horizon C du sol de couverture (25 à 30 cm de profondeur) et a, par conséquent, été soumis à l'altération, comme le montre l'existence de la pellicule superficielle.

Les résultats sont donnés en fig. 34. On constate effectivement un déficit en éléments carbonatés inférieurs à 1 mm de ϕ .

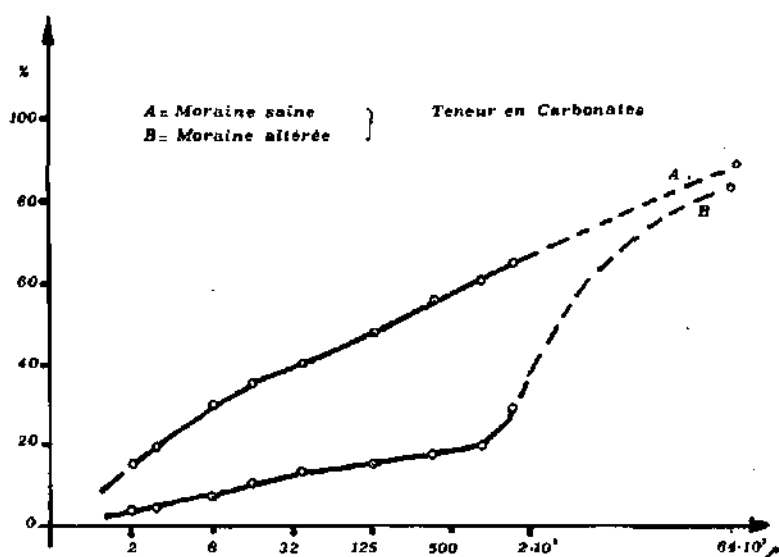


Fig. 34 Comparaison des teneurs en carbonates. Dans l'échantillon de moraine altérée (horizon C) l'appauvrissement est très sensible dans toutes les classes inférieures à 1 mm.

3.3. Rôle du sol

Le sol ne paraît pas intervenir directement dans le processus d'altération et de formation des cortex ou pellicules d'altération. Son rôle indirect n'en demeure pas moins important:

a) Augmentation du potentiel d'agressivité des solutions

On a vu, au chapitre précédent, que l'eau de pluie devient très agressive vis-à-vis de la phase carbonatée au cours de son transfert dans les sols décarbonatés et désaturés. Ce phénomène résulte de la solubilisation du CO_2 du sol (dont la pression partielle est 10 à 100 fois plus élevée qu'à l'air libre) et de l'adjonction des acides humiques solubles.

b) Conditionnement de l'écoulement des solutions

Dans les sols peu perméables, l'imbibition et le temps de contact liquide-solide sont prolongés.

Temps de contact

Au contact de la phase carbonatée, les solutions tendent à la saturation, d'où les pellicules épaisses que l'on observe régulièrement dans ce cas (base des profils, pH voisin de 7).

En revanche, dans les sols drainant bien, en raison de leur renouvellement rapide, les solutions demeurent très agressives. Les pellicules sont minces et granulométriquement plus grossières, car leurs éléments les plus fins sont énergiquement dissous. Il est par ailleurs fort probable qu'une partie des éléments de la pellicule est exportée sous forme solide par les solutions, dans des conditions meilleures de perméabilité.

Imbibition

Le sol favorise et prolonge l'imbibition, donc la dissolution. A l'air libre, la dissolution des plaquettes calcaires est beaucoup moins intense que dans le sol (voir § 3.3.1.3 ci-dessous). Le ressuyage très rapide des surfaces dénudées après les averses nous paraît en être une des causes non négligeables.

Evaporation

Dans les horizons supérieurs des profils drainant bien (limon), la pellicule d'altération comprend parfois des particules provenant, non pas de la désagrégation des cailloux calcaires, mais de la précipitation des solutions du sol devenues sursaturées probablement par évaporation (fig. 4, Pl. II). En profondeur, (horizons A₃, B, C), ce phénomène n'a pas été observé.

c) Fixation des éléments détachés

En maintenant en place les éléments détachés de la surface des blocs calcaires par les agents d'altération, le sol contribue à la création d'une zone «tampon» - la pellicule elle-même - plus ou moins protectrice qui ralentit la corrosion des cailloux sains, dans la mesure où les solutions perdent, à leur contact, une partie de leur potentiel d'agressivité, avant de parvenir au front même d'attaque des blocs sains.

3.3.1. Enfouissement de plaquettes dans les sols jurassiens

Pour préciser l'influence indirecte du milieu pédologique sur le mécanisme d'altération, nous avons enfoui pendant trois ans, des plaquettes de calcaire. WERNER (1958), AUBERT (1969), TRUDGILL (1973) ont déjà opéré de la sorte.

3.3.1.1. Matériel et méthode

Quatre types de calcaire ont été utilisés pour la confection des plaquettes:

1. Calcaire dolomitique dur, du Portlandien supérieur (Plaquettes P)

Il s'agit d'une dolomicrite, avec des éléments microsparitiques; les fossiles sont absents, la dolomitisation est homogène, toutefois quelques plages de calcaire micritique non dolomitisées subsistent et confèrent à la roche un aspect grumeleux.

2. Calcaire dur et compact du Kimméridgien supérieur (Plaquettes K)

C'est une micrite avec quelques éléments biodétritiques (Miliolidés, Echinodermes, Lamellibranches, Organismes C) et des veines de calcite recristallisée; rares taches d'hydroxyde de fer. Ce type de calcaire correspond au wackystone de DUNHAM (1962).

3. Calcaire dur du Séquanien supérieur (Plaquettes S)

Les débris d'organismes sont nombreux aux côtés d'intraclasts (fragments plus au moins durcis et assimilés aux sédiments) micritiques à microsparitiques. Il s'agit ici, selon FOLK (1962) d'une biointra-sparite, à pâte franchement hétérogène.

4. Calcaire marneux mi-dur de l'Argovien supérieur (Plaquettes A)

La pâte est fine, homogène; les spicules calcifiés de Spongiaires sont nombreux. Il s'agit d'une micrite - muddstone à wackystone de DUNHAM (loc. cit.).

Les plaquettes à peine polies, aux dimensions moyennes de 60×50×5 mm, ont été pesées avant la mise en place dans les diverses stations énumérées au tableau 18.

Plusieurs précautions ont été prises lors de cette opération:

- les plaquettes ont été introduites dans le sol par un orifice latéral et ascendant afin d'éviter toute perturbation de la structure du sol au-dessus des plaquettes;
- les plaquettes sont disposées obliquement pour assurer un bon écoulement des solutions de percolation;
- une plaquette de chacun des quatre types de calcaire a été placée en chaque station.
- A la fin de l'expérience, nous avons récupéré plaquettes et sols environnants en évitant toute perturbation afin d'analyser les relations entre structure du moule terreux et figures de corrosion des plaquettes.

Enfin, les plaquettes ont été lavées au CCl₄, débarrassées des particules de sol à l'aide d'un pinceau doux, portées à l'étuve et pesées.

Tableau 18 Localisation des plaquettes soumises à l'altération.

* Gain de poids attribué à la précipitation d'hydroxyde de Fer.

Station	Type de sol	Hor.	Prof.	pH	Structure	Substratum	Type d'attaque	Pertes de poids en g			
								A	K	P	S
1	brun lessivé à pseudogley	A ₁	8 cm	5,10	polyédrique à granuleuse	Argovien	généralisée	1,6921	cassée	1,1315	1,3840
2	brun lessivé à pseudogley	(A ₂)	25 cm	5,15	polyédrique	Argovien	en cupules nettes	1,7451	0,9434	0,7443	0,6305
3	brun lessivé à pseudogley	(B)	70 cm	5,95	prismatique	Argovien	en cupules fort nettes	1,81140	0,8507	0,8524	0,9067
4	brun lessivé à pseudogley	C	60 cm	7,80	prismatique	Argovien	aucune	0,0193	0,0056	+0,003*	0,0097
5	brun mésotrophe	A ₃	10 cm	5,25	polyédrique fine	Kimméridgien	généralisée avec cupules	1,2135	1,1418	1,3435	1,1280
6	lithocalcaïque humifère	A ₀	5 cm	6,80	grumeleuse	Kimméridgien	généralisée	0,7124	0,4485	0,3667	0,3963
7	brun acide ± lessivé	A ₂ (B)	80 cm	5,25	prismatique-polyédrique	Séquanien	en cupules très profondes	0,5142	0,8356	0,9159	1,0059
8	brun acide ± lessivé	A ₁ (A ₂)	20 cm	5,20	polyédrique	Séquanien	généralisée + cupules	1,2668	1,2841	1,4241	1,3853
9	brun calcaïque	A ₁ /A ₃	10 cm	7,00	polyédrique à granuleuse	Séquanien	± généralisée	0,3509	0,1460	0,2344	0,5484
10	brun lessivé	C	90 cm	~7,5	pulvérulente	Portlandien	aucune	0,0662	0,1541	0,1669	0,1660
11	brun lessivé	A ₂ /B	70 cm	5,70	prismatique	Dolomitique	en cupules très prof.	0,8134	0,6594	1,1554	0,9745
12	brun lessivé	air libre	0 cm	-	-	Herbe	± généralisée	0,1938	cassée	0,1115	0,1800

A = Calcaire micritique mi-dur de l'Argovien

K = Calcaire micritique dur et compact du Kimméridgien

P = Dolomicrite dure du Portlandien supérieur

S = Biointrasparite dure du Séquanien supérieur

3.3.1.2. Les résultats

Ils sont reportés au tableau 19.

Tableau 19 Altération des plaquettes calcaires enfouies dans des sols du Haut-Jura.

Perte de poids exprimée: 1. en % du poids initial de la plaquette

2. en mg/cm² de surface de plaquette

3. valeur de l'ablation en mètre/10⁶ ans

* gain de poids attribué à une précipitation d'hydroxyde de fer

** densité déterminée par les laboratoires du B.R.G.M. à Orléans

○ = attaque en «cupules»

□ = attaque généralisée

? = plaquettes endommagées

Station	1				2				3			
	Dissolution-Désagrégation				A	K	P	S	A**	K**	P**	S**
	A	K	P	S								
									d = 2,65	d = 2,69	d = 2,72	d = 2,69
1	□ 2,923	3,676?	4,436	3,648	22,19	23,875?	23,55	24,92	27,9	29,58?	28,86	30,88
2	○ 3,089	1,285	3,406	1,659	22,49	10,57	15,86	11,43	28,3	13,11	19,44	14,16
3	○ 3,522	2,408	2,5678	2,944	23,98	15,62	16,25	17,70	30,2	19,36	19,91	21,93
4	○ 0,048	0,016	+0,0096*	0,024	0,27	0,11	+0,05*	0,17	0,34	0,14	-	0,21
5	□ 3,576	2,8811	4,121	3,432	22,70	21,34	23,07	20,80	28,55	26,44	28,27	25,77
6	□ 2,2857	1,1916	1,272	0,870	13,93	8,40	6,46	6,92	17,52	10,41	7,92	0,57
7	○ 1,388	2,6531	3,001	2,183	9,70	16,530	15,95	15,03	12,20	20,48	19,55	18,62
8	□ 3,3370	3,8802	3,8802	2,963	19,46	24,901	22,96	17,99	24,48	30,86	28,14	22,29
9	□ 0,848	0,451	0,622	1,058	5,58	2,87	3,66	7,98	7,02	3,56	4,49	9,89
10	○ 0,194	0,375	0,548	0,286	1,32	2,82	2,88	2,33	1,66	3,50	3,53	2,89
11	○ 2,520	2,124	3,547	2,012	16,46	13,17	19,45	13,967	20,70	16,32	23,84	17,20
12	□ 0,5982	-	0,358	0,329	3,82	cassée	1,92	2,48	4,81	-	2,35	3,07

La perte de poids des plaquettes correspond non seulement au CaCO_3 effectivement dissous, mais encore à tous les éléments solides qui formaient à la face supérieure une très discrète pellicule d'altération (fig. 1 et 2, Pl. I).

Nous n'avons pas pu déterminer la part respective de la dissolution et de la désagrégation; toutefois, la dissolution l'emporte très nettement chez les deux types de calcaire micritique, Argovien et Kimméridgien, moins sensiblement chez la dolomicrite du Portlandien et la biointrasparite du Séquanien.

- L'attaque généralisée (corrosion plus ou moins uniforme de toute la surface) se produit dans les horizons superficiels à structure polyédrique très fine ou granuleuse (agrégats en boulettes poreuses) c'est-à-dire les stations 1, 5, 6, 8, 9 et 12.

Dans ces stations, la perte de poids est d'autant plus importante que le pH est bas. La correspondance est particulièrement nette avec le calcaire mi-dur de l'Argovien.

On constate aussi que K, calcaire micritique dur et pur tend à être le moins altéré.

- Dans les horizons profonds des sols se produit l'attaque en «cupules» (concentrée en certains points de la surface). Ce type de corrosion est étroitement lié au degré de structuration du sol; notamment dans les stations 2, 3, 7 et 11: Dans ces stations, la comparaison des pertes de poids n'est plus significative, puisque l'altération ne concerne qu'une partie de la surface variant d'une plaquette à l'autre. En revanche, les cupules sont en général d'autant plus nettes et profondes que le pH du sol est acide.

- Si à pH = 7,8 (station 4, marne altérée contenant encore plus de 40 % de calcite) l'altération est quasi nulle, à pH = 7,5 (station 10, dolomicrite pulvérulente) elle demeure sensible et de l'ordre de grandeur de l'altération subie par les plaquettes à l'air libre.

- Enfin, la perte de poids (dissolution + éléments solides désagrégés) des plaquettes enfouies dans les horizons décarbonatés est de 2 à 11,5 fois supérieure à celle des témoins placés à l'air libre.

- Le rapport $\frac{\text{perte de poids}}{\text{poids total init.}}$ varie dans les mêmes limites.

3.3.1.3. Evaluation de l'ablation karstique

Le calcul de l'ablation a été établi sur la base des trois approximations suivantes:

1. Les éléments solides de la pellicule sont considérés comme matériel exporté.
2. Les surfaces inférieures nettement moins corrodées que les surfaces supérieures, ne sont pas affectées d'un coefficient de correction.
3. L'altération en cupules est rapportée à la surface totale de la plaquette.

Les résultats sont exposés au tableau 19.

L'ablation est donc comprise entre 0 m (environnement carbonaté, pH = 7,8 de la station 4) à 30,8 m/10⁶ ans (station 1 et 8 dans l'horizon le plus acide de sols bruns lessivés).

Tableau 20 Vitesse d'ablation du substratum calcaire jurassien
Comparaison avec les résultats des auteurs.

Auteurs	Année	Valeurs	Mètre/10 ⁶ ans	Lieu	Nature
SCHARDT	1906	0,07 mm/an	70	Jura	Dissolution totale (sup. + souterraine)
WERNER	1958	0,038 mm/an	38	Jura souabe	Considération hydrol. exclus. Considération hydrol. + pédol. Expérience plaquettes
		0,034 mm/an	34	Jura souabe	
		0,022 mm/an	22	Jura souabe	
BURGER	1959	0,09 mm/an	90	Jura neuchâtelois	Dissolution totale
AUBERT	1967 1969	0,09 mm/an	90	Jura génér.	Dissolution totale Au contact sol-roche Dissolution superf. exclus. Expérience plaquette (enfouie) Expérience plaquette (à l'air)
		0,03 mm/an	30	Jura	
		0,05-0,06 mm/an	50-60	Jura	
		0,021 mm/an	21	Jura	
		0,024 mm/an	24	Jura	
MISEREZ	1973	0,066-0,091 mm/an	66-91	Jura neuchâtelois	Dissol. totale (superf. + profonde)
TRUDGILL	1973	0,0003 mm/an	3	Irlande	Exp. plaquette, sol calcaire (pH = 7,0) Sol brun acide (pH = 6,0) Tourbière acide (pH = 4,5)
		0,005 mm/an	25	Irlande	
		5,000 mm/an	5000	Irlande	
POCHON	1974	0,0-0,031 mm/an	0-31	Jura vaudois	Exp. plaquettes (enfouies dans diff. types de sols) Valeurs brutes Exp. plaquettes (à l'air libre). Exp. plaquettes enfouies Altération en «cupules»
		0,003-0,004 mm/an	3-4	Jura vaudois	
		0,196 mm/an	196	Jura vaudois	

3.3.1.4. Comparaison avec les résultats des auteurs

Nos valeurs brutes sont comparées à celles obtenues par les auteurs (tableau 20).

Nos résultats sont très voisins de ceux obtenus par WERNER (1958) et AUBERT (1969) pour le même type d'expérience. Toutefois, les valeurs de l'ablation à l'air libre sont très inférieures à celles d'AUBERT (1969). Dans notre cas, nous avons veillé à ce que nos plaquettes ne soient pas recouvertes par des éléments de la litière; elles sont demeurées posées sur l'herbe.

Si l'on tient compte du fait que l'altération de la face inférieure des plaquettes est deux à trois fois plus faible que celle de la face supérieure, l'ablation superficielle maximum atteint alors 0,045 mm/an.

Enfin, après 3 ans, la profondeur maximum des «cupules» d'altération a atteint 0,587 mm (plaquettes P 7) soit $196 \text{ m}/10^6 \text{ ans}$.

3.4. Conclusions

Le mécanisme de l'altération des calcaires durs et purs demeure constant quelle que soit l'échelle; elle exploite essentiellement les discontinuités de toutes natures:

- microdiscontinuités (limites des cristaux, plans de clivage, microdiaclasses, micropores etc...);
- macrodiscontinuités (bancs calcaires tectonisés, plans de couche, leisines de lapiez etc...)

Les particules carbonatées les plus fines sont les plus vulnérables; les plus grossières constituent, dans la plupart des cas, l'essentiel des pellicules superficielles d'altération.

4. Altération des calcaires dolomitiques

4.1. Introduction

En raison des fortes précipitations annuelles du Haut-Jura, la distinction entre altération superficielle des calcaires durs et compacts et altération profonde des calcaires tendres n'est pas aussi nette qu'ailleurs. Jusqu'ici, dans les exemples décrits par les auteurs, les pellicules signalées autour des calcaires durs sont toujours de l'ordre du 1/10 de mm d'épaisseur, sans jamais atteindre, à notre connaissance le demi-centimètre que nous avons observé dans le remplissage de la crevasse des Mines du Risoux, autour des éléments calcaires compacts. Et pourtant cette épaisseur est insignifiante en comparaison de celle des cortex d'altération des calcaires dolomitiques, roche pourtant dure et compacte. Cet exemple des calcaires dolomitiques correspond au type d'altération profonde défini par LAMOUREUX (1972).

4.2. Les faits d'observation macroscopiques

4.2.1. Calcaire dolomitique au contact des sols

A. Faciès jaunâtre

Dans le synclinal de Yens, un sol brun lessivé de 90 cm d'épaisseur recouvre un limon fin, blanc-jaunâtre (2,5 Y 7,5/5), pulvérulent, de plusieurs centimètres d'épaisseur. En profondeur la cohésion augmente et l'on rencontre bientôt un épais cortex d'altération (10-15 cm) dont le cœur est constitué par des noyaux de calcaire dolomitique intact. Dans l'horizon B₂t quelques masses pulvérulentes totalement altérées, isolées, proviennent indéniablement d'anciens cailloux de calcaire dolomitique.

Ces calcaires dolomitiques - ils appartiennent essentiellement au Portlandien supérieur - s'altèrent donc profondément.

La vitesse de cette altération globale est plus grande que celle des calcaires durs et compacts. En effet, l'emplacement de ces strates dolomitiques est souligné, dans le relief, par une dépression facile à suivre. Elle est particulièrement nette:

- au flanc du Mt Tendre (40 m en contre-bas du sommet)
- au NW du Petit-Cunay
- elle détermine la combe (déboisée) reliant le chalet à Roch-Dessous au Buis des Caboules (points 1352 et 1326, coord. 504,150/155,220).

FISHER (1970) constate également une altération accélérée des zones dolomitiques, par rapport à celles des calcaires du Kentucky. Enfin, l'étude diffractométrique révèle que l'altération de ce faciès jaunâtre consiste en une *décalcitisation* (élimination du ciment calcitique), déterminant un enrichissement relatif en cristaux de dolomite, tableau 21 (échant. 4774).

B. Faciès rosâtre

Le faciès jaunâtre décrit ci-dessus, représente la quasi-totalité des calcaires dolomitiques de la région. Dans le synclinal de Yens on trouve cependant, dans la même tranchée, un faciès dolomitique rosâtre (5 YR 7/4), au-dessus du précédent. Il est représenté par des blocs isolés dans l'horizon A₃(B) du sol brun lessivé à brun calcique et dont l'origine demeure obscure.

Ces blocs de calcaires dolomitiques présentent également une altération profonde, mais qui aboutit, non plus à une décalcitisation, mais à une *dédolomitisation*. Le terme est pris ici au sens propre, c'est-à-dire la dissolution préférentielle des cristaux de dolomite et non au sens des géologues où le terme signifie remplacement de la dolomite par la calcite (VON MORLOT in FAIRBRIDGE, 1957).

4.2.2. Calcaires à réseaux dolomitiques

Les passées dolomitiques les plus importantes n'affleurent jamais en raison de leur altération-désagrégation plus rapide que celle des calcaires environnants. Cependant, sous ces passées dolomitiques du Portlandien supérieur, apparaissent des calcaires à réseaux dolomitiques. Il s'agit d'une forme particulière de dolomitisation (AUBERT, 1943). La roche proprement dite est un calcaire microgrenu avec quelques rhomboédres isolés de dolomie (tableau 21). Les réseaux, en forme de tiges cylindriques et anastomosées sont, au contraire, faits d'un agrégat de cristaux de dolomite avec quelques îlots de roche calcaire inaltérée. Ce type de calcaire à réseaux dolomitiques présente le double comportement suivant:

1. *A l'air libre*, les réseaux dolomitiques s'altèrent moins rapidement que le calcaire encaissant; les zones dolomitiques sont partout en relief (fig. 5, Pl. II).
2. *Passage de l'air libre à la pédosphère*. Les différences de reliefs s'atténuent (fig. 6, Pl. II). L'altération des zones dolomitiques l'emporte sur celle des zones calcitiques.

Tableau 21 Minéraux majeurs des cortex d'altération des calcaires dolomitiques:

Faciès jaunâtre. Ech. 4774: Décalcitisation
 Faciès rosâtre. Ech. 4705: Dédolomitisation
 Calcaire à réseaux dolomitiques (éch. 4697)
 1) Réseau dolomitique
 2) Calcaire encaissant

Ech.	Désignation	Qz %	Calcite %	Dolomie %	Couleur
4774	Cortex externe	3,2	7	67	2,5 Y 8/1,5 sec 2,5 Y 8/3 humide
	Cortex moyen	1,7	6,0	71	} 2,5 Y 8/3 hum. avec taches 2,5 Y 7/6
	Cortex interne	2,4	15	57	
	Noyau sain	2,5	41	36	
4705	0. Moule terreux	27	10	-	10 YR 5/4
	1. Cortex externe	2	92	5	7,5 YR 6/6
	2. Cortex moyen	1	87	11	2,5 YR 6/6
	3. Cortex interne	1	63	35	2,5 YR 6/6
	4. Noyau sain	1	77	21	5 YR 7/4
4697	1. Réseau dol.	0,5	29	67	10 YR 7/3
	2. Calc. encaiss.	tr.	89	8	10 YR 8/1

3. *Au contact du sol*, l'inversion des vitesses d'altération est extrêmement nette et immédiate: les réseaux dolomitiques sont intensément désagrégés et présentent des reliefs négatifs (fig. 1, Pl. III) au contact desquels la pellicule d'altération est beaucoup plus importante qu'ailleurs.

4.3. Les faits d'observation microscopiques

4.3.1. Microscopie optique

4.3.1.1. Texture des calcaires dolomitiques sains

Faciès jaunâtre

Il s'agit de la dolomicrite décrite au § 3.3.1.1 du présent chapitre.

Faciès rosâtre

C'est une sparite calcitique dans laquelle les rhomboédres de dolomite sont distribués de façon plus ou moins hétérogène. Dans cette roche, au contraire de la précédente, les cristaux de dolomite - diamètre compris entre 0 et 10 microns - sont généralement plus petits que ceux de calcite.

Calcaire à réseaux dolomitiques

Les réseaux appartiennent au type de la dolomicrite; les rhomboédres sont très concentrés, le ciment est une micrite calcitique. Le calcaire encaissant est également une micrite relativement pauvre en organisme.

4.3.1.2. Texture des calcaires dolomitiques altérés

Les cortex d'altération, plus ou moins pulvérulents (indurés selon la méthode d'ALTEMULLER, 1971) présentent, en coupe mince, les caractéristiques suivantes:

1. l'opacité est supérieure à celle du noyau sain;
2. un liséré beaucoup plus réfringent entoure les rhomboédres de dolomite du cortex;
3. le déchaussement des rhomboédres augmente avec l'éloignement du noyau sain;
4. toute microdiacalse non cimentée est profondément exploitée par l'altération;
5. les microdiacalases recristallisées (sparite calcitique) résistent en revanche à la désagrégation;
6. dans les parties externes des cortex, quelques amalgames de cristaux ont partiellement résisté à la désagrégation.

Nous avons eu recours à plusieurs techniques pour caractériser le mécanisme d'altération et sa dynamique à travers les cortex.

Les résultats obtenus sont consignés dans les paragraphes suivants.

4.3.2. Evolution de la porosité à travers les cortex d'altération

4.3.2.1. Méthode du porosimètre à mercure

Les mesures ont été effectuées dans les laboratoires centraux du B.R.G.M. à Orléans.

Le cortex moyen (4774.2), interne (4774.3) et le noyau sain (4774.4) du calcaire dolomitique, faciès jaunâtre ont été analysés.

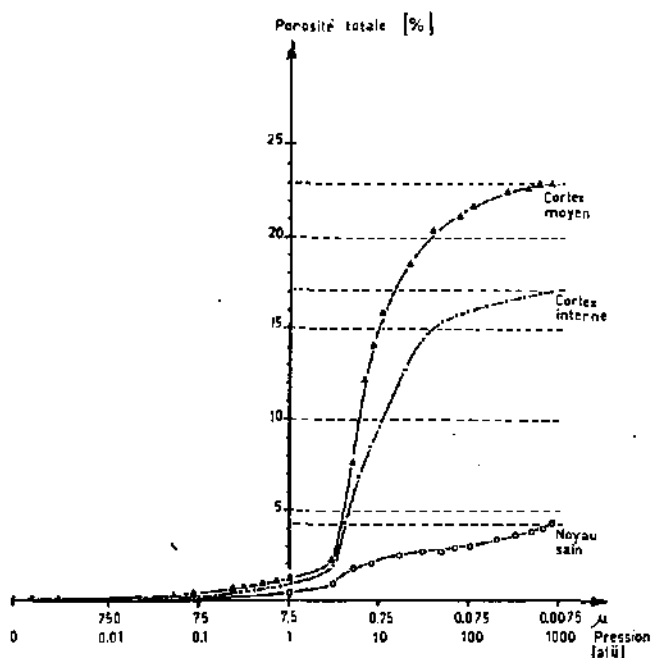


Fig. 35 Evolution de la porosité (macro et micro) du noyau sain (4774.4) au cortex interne (4774.3) et moyen (4774.2) d'un calcaire dolomitique, faciès jaunâtre.

Courbe cumulée de la distribution des pores.

Résultats

1. La porosité augmente fortement du noyau sain vers le cortex externe (fig. 35). Cette augmentation est pratiquement assurée par les pores d'un diamètre compris entre 0,7 et 5 microns, c'est-à-dire de l'ordre de grandeur de la plupart des rhomboédres. Or, l'analyse des plaques minces au microscope optique et de fragments rocheux au microscope électronique à balayage (M.E.B.) révèle que la roche est constituée d'un empilement compact de rhomboédres de dolomite soudés par un ciment calcitique.
2. Les histogrammes de fréquence des pores (fig. 36) du noyau sain et du cortex interne présentent tous deux un même mode centré sur 2 microns; dans le cortex moyen, il passe à 1,2 micron.

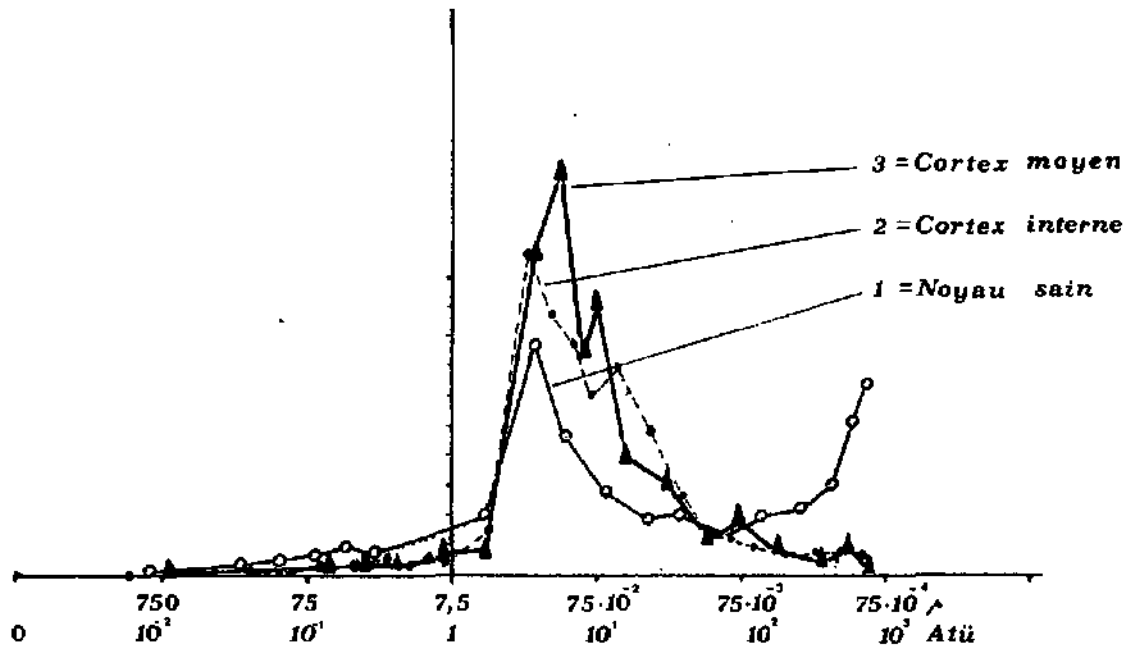


Fig. 36 Distribution des pores (Techn. du porosimètre à mercure). Histogrammes des fréquences dans le noyau sain (1), le cortex d'altération interne (2) et moyen (3) d'un calcaire dolomitique, faciès jaunâtre du Mt Tendre.

3. La macroporosité (supérieure à 7,5 microns) demeure constamment faible.

Il apparaît donc que:

La porosité reste fonction des caractéristiques originelles de la roche, notamment de la taille des rhomboédres de dolomite, du type d'empilement de ces derniers.

La conservation du type de distribution de la porosité à travers le cortex pourrait être alors une conséquence de la dissolution différentielle des deux constituants de la roche:

- des rhomboédres dolomitiques peu ou pas dissous;
- un ciment calcitique dont la disparition correspondrait à l'augmentation de la porosité totale.

L'analyse de la microporosité (par B.E.T.) et de la texture (par M.E.B.) confirment cette hypothèse.

4.3.2.2. Méthode du B.E.T.

Référence: J. P. Dubois, (1973)

Matériel et méthode

Le cortex externe (4774.1), moyen (4774.2) et noyau sain du même calcaire dolomitique de faciès jaunâtre ont été réduit en poudre, et un échantillonnage de 600 grains a été granulométré visuellement en contraste de phase.

Après dégazage sous vide, la poudre est soumise à une adsorption de Néopentane.

La distribution et la forme des pores sont déduites de l'allure des courbes de réaction d'adsorption et de désorption.

La surface de l'échantillon a été déterminée par adsorption d'azote à 77,4°K.

Résultats

No	Nature	Surface m ² /gr
4774.1	Cortex externe	3,35
4774.2	Cortex moyen	2,83
4774.4	Noyau sain	4,09

Au premier abord, la surface maximale du noyau sain surprend. Mais nous pensons que le broyage mécanique (qui n'a pas été nécessaire pour les deux autres échantillons du cortex) n'est pas étranger à cette valeur excessive. L'histogramme des fréquences présente en effet, une nette augmentation du nombre des particules inférieures à un micron dans le noyau sain relativement aux échantillons du cortex (fig. 37).

Cette restriction mise à part, la surface supérieure du noyau sain est attribuable au ciment calci-micritique, qui dans le 99,5 % des cas entoure les rhomboédres dolomitiques, contre moins de 50 % dans le cortex.

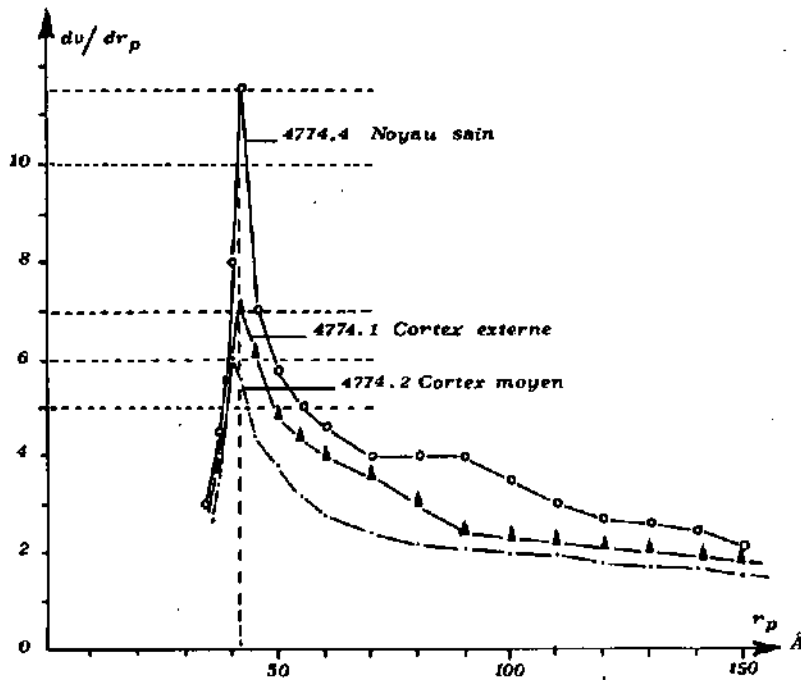


Fig. 37 Distribution des pores dans le noyau sain (4774.4), dans le cortex moyen (4774.2) et externe (4774.1) d'altération d'un calcaire dolomitique (faciès jaunâtre).

Forme des pores

La forme des isothermes d'adsorption obtenues correspondrait, selon LANGFORD (1967) à une combinaison de pores en «fentes» (plans de clivage) et de pores en «V» (angles divers entre les cristaux).

Distribution de la porosité

Les histogrammes de fréquence des trois échantillons révèlent:

- une distribution des pores demeurant constante; le mode est compris dans l'intervalle 40-50 Å (rayons).
- Le mécanisme d'altération est donc indépendant de la forme des pores.

Porosité totale

Elle diminue très sensiblement du noyau sain au cortex moyen, puis augmente en direction du cortex externe.

Conclusions à l'étude de la porosité par la méthode du B.E.T.

Il apparaît donc que la porosité élevée du noyau, indépendamment de l'influence du broyage, est directement liée à la présence du ciment micritique entourant les rhomboédres de dolomite.

La micrite s'accompagne souvent de défauts de structure, donc de pores. Cette déduction est confirmée par l'augmentation de la surface.

Or, l'eau d'infiltration attaque et élimine d'abord cette micrite et dégage les rhomboédres; surface et par conséquent porosité tendent vers un minimum.

Dans la partie externe du cortex, le ciment micritique ayant disparu, les solutions attaquent les rhomboédres eux-mêmes. Il s'ensuit une nouvelle augmentation de la porosité et de la surface totale.

4.3.3. Observation au microscope électronique à balayage (M.E.B.)

a/ Calcaire dolomitique, faciès jaunâtre (éch. 4774)

Les conclusions données ci-dessus se trouvent confirmées, par cette nouvelle technique d'observation.

On voit en effet, que la micrite présente dans le noyau sain (fig. 2 et 3, Pl. III) est progressivement éliminée dans le cortex moyen d'altération (fig. 4, Pl. III); les rhomboédres demeurant peu affectés et bien dégagés, d'où l'enrichissement relatif en dolomite constaté en diffraction X. Dans le cortex externe, l'attaque des rhomboédres intervient après la disparition de la micrite calcitique (fig. 5, Pl. III, et 1, Pl. IV), et progressé à la faveur des discontinuités (plans de clivage).

b/ Calcaire dolomitique, faciès rosâtre (éch. 4667 et 4705)

L'observation au M.E.B. confirme:

la dédolomitisation sensu stricto (sans calcite de remplacement). Du noyau sain au cortex externe d'altération, l'évolution est la suivante:

1. Les rhomboédres dolomitiques du noyau sont intacts, les pores sont visiblement peu nombreux et petits (fig. 2, Pl. IV).

2. Dans les cortex moyen les rhomboédres sont sélectivement dissous alors que l'environnement calcitique est peu affecté (fig. 3, Pl. IV). Ils fondent littéralement sur place, laissant autour d'eux des méats (fig. 4, Pl. IV), ou se dissolvent par l'intérieur (fig. 5, Pl. IV).

3. Dans le cortex externe, l'altération des rhomboédres dolomitiques est intense; les cristaux ont presque complètement disparu (fig. 6, Pl. IV). Seuls des septas géométriquement distribués subsistent (fig. 1 et 2, Pl. V). Il s'agit des constituants calcitiques de la roche qui encadraient initialement les éléments dolomitiques, et non de calcite recristallisée comme l'ont souvent observé les géologues.

4.4. Evolution géochimique à travers les cortex d'altération des calcaires dolomitiques

a) Faciès jaunâtre

De nombreux cortex d'altération ont été analysés dont les résultats les plus significatifs sont reportés au tableau 22.

Tableau 22 Analyse de la phase carbonatée de la roche calcaire dolomitique, faciès jaunâtre (C. S.) et de leur cortex altéré interne à moyen (C. A. m.) et cortex altéré moyen à externe (C. A. e.) (Attaque HCl). M. T. = Moule terreux.

1) Faciès jaunâtre

Echantillon	4049		4057			4774		
	C. S.	C. A. m.	C. S.	C. A. m.	C. A. e.	C. S.	C. A. m.	C. A. e.
R. Insoluble	6,27	8,51	4,24	4,31	6,33	6,02	5,52	7,13
CaO	48,80	31,50	42,70	40,60	30,45	47,57	29,59	29,03
MgO	5,47	16,83	10,03	11,69	16,33	4,51	17,82	17,99
SrO	N. D.	N. D.	-	-	-	0,008	0,008	0,007
MnO	0,0055	0,0077	0,007	0,007	0,0109	0,005	0,006	0,006
K ₂ O	0,0415	0,0692	0,031	0,038	0,061	0,029	0,046	0,011
Na ₂ O	0,009	0,0178	0,012	0,0148	0,0185	0,007	0,246	0,168
Fe ₂ O ₃	0,007	0,121	0,049	0,061	0,134	0,061	0,174	0,05
CaO/MgO	8,8	1,9	4,3	3,5	1,9	10,5	1,7	1,6

2) Faciès rosâtre Idem: calcaire dolomitique sain (C. S.) Cortex altéré interne-moyen (C. A. m.) moyen-externe (C. A. e.) et moule terreux correspondant (M. T.)

Echantillon	4667				4705			M. T. d
	C. S. c	C. A. m. b	C. A. e. d	M. T. e	C. S. c	C. A. m. b	C. A. e. a	
R. Insoluble	0,96	6,18	18,42	60,82	1,14	4,02	16,30	77,76
CaO	49,70	49,00	47,18	16,80	54,25	56,70	53,90	5,81
MgO	5,28	1,51	0,93	0,44	8,54	3,35	0,82	0,48
SrO	N. D.	-	-	-	0,038	0,050	0,050	0,094
MnO	0,007	0,033	0,041	0,060	0,015	0,030	0,046	0,098
K ₂ O	0,009	0,035	0,141	0,183	0,017	0,033	0,054	0,226
Na ₂ O	0,012	0,008	0,011	0,014	0,023	0,024	0,016	0,022
Fe ₂ O ₃	0,046	0,165	0,520	1,050	0,084	0,135	0,302	1,55
CaO/MgO	9,41	32,4	50,7	37,4	6,35	16,92	65,70	12,10
SiO ₂	0,072	0,298	1,230	1,545	0,14	0,35	0,66	2,09
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	0,002	0,122	0,942	1,48
SiO ₂ tot.*	0,75	3,125	11,88	42,50	0,5	3,125	10,00	50,62
Al ₂ O ₃ tot.*	0,20	0,70	2,325	5,60	0,32	0,88	2,50	9,06
SiO ₂ /Al ₂ O ₃ *	6,38	7,59	8,69	12,90	2,65	6,04	6,80	9,50
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	-	-	-	-	11,9	4,9	1,19	2,40

* Fusion alcaline

- L'analyse chimique de la phase carbonatée (dissolution à HCl 1/10 vol.) confirme les observations précédentes: l'altération conduit à une exportation préférentielle du Ca; le rapport CaO/MgO diminue en effet du noyau sain en direction du cortex extérieur. Ce fait corrobore les observations des auteurs et notamment de LAMOUREUX (1972):

- Une augmentation notoire du résidu insoluble vers l'extérieur des cortex résulte naturellement de l'accumulation des minéraux argileux libérés par la décarbonatation partielle de la roche ou de l'importation de particules fines par les eaux d'infiltration.

- K_2O , Fe_2O_3 , MnO covarient avec le résidu insoluble. L'exception de l'échantillon 4774 C.A.m. est attribuée à une hétérogénéité originelle de la roche.

Calcul isovolumétrique

Méthode

4 cubes ont été prélevés (par sciage) dans le cortex moyen, le cortex interne et le noyau sain (le cortex externe, pulvérulent, ne se prête pas à cette investigation).

Après la détermination de la densité (principe d'ARCHIMEDE), les cubes sont réduits en poudre et soumis à l'attaque HCl 10 % vol.

Hypothèse de travail

Bien que la distribution des rhomboédres dolomitiques soit quelque peu variable, la composition initiale de la roche est supposée homogène.

Les résultats

Il figurent dans les tableaux 23 et 24 ci-dessous.

Tableau 23 Composition isovolumétrique de 4 échantillons prélevés dans le noyau sain et le cortex d'altération d'un calcaire dolomitique, faciès jaunâtre, exprimée en % poids. (Attaque HCl)

	Cube 4	Cube 3	Cube 2	Cube 1
No d'échantillon	4774.4.1.	4774.4	4774.3	4774.2
Nature	Noyau sain	Noyau exter.	Cortex intern.	Cortex moyen-interne.
Localisation des échantillons	0	à 1 cm	à 2 cm	à 2,5 cm
Densité	2,5479	2,5006	2,1757	1,9676
Coefficient d'isovolumétrie	1	1,019	1,1711	1,2949
CO ₂ équivalent	42,13	40,92	38,19	33,49
CaO	49,47	46,37	30,95	24,70
MgO	3,01	4,14	12,74	12,93
SrO	0,0107	0,0098	0,0056	0,0056
MnO	0,0042	0,0044	0,0033	0,0031
K ₂ O	0,0188	0,0188	0,0114	0,0117
Na ₂ O	0,0058	0,0048	0,0092	0,0168
Fe ₂ O ₃	0,1672	0,1736	0,0610	0,0327
CaO + MgO	52,48	50,51	43,69	37,63
CaO/MgO	16,4	11,2	2,4	1,9
Résidu insol.	5,27	5,47	3,64	3,54

Tableau 24 Calcul isovolumétrique: bilan des exportations consécutives à l'altération d'un calcaire dolomitique, faciès jaunâtre. Résultats exprimés en poids %.

	Cube 4	Cube 3	Cube 2	Cube 1
Nature de l'échantill.	Noyau sain	Noyau exter.	Cortex intern.	Cortex moyen-interne.
CO ₂ equiv.	0	1,21	3,94	8,64
CaO	0	3,10	18,52	24,77
CaO + MgO	0	1,97	8,79	14,85
SrO	0	0,0009	0,0051	0,0051
MnO	0	0,0	0,0011	0,0013
K ₂ O	0	0,0	0,0074	0,0071
Na ₂ O	0	0,0001	+ 0,0034	+ 0,0011
Fe ₂ O ₃	0	+ 0,0064	0,106	0,1345

On constate:

- une exportation très sensible des carbonates (colonnes CaO + MgO et CO₂ équivalent) qui provoque une augmentation de la porosité, d'où la diminution de la densité;
- une dissolution préférentielle de la calcite, qui se produit malgré l'hétérogénéité probable de la roche.

b) *Faciès rosâtre*

L'exemple précédent représente le cas classique et fréquemment signalé de l'altération différentielle de la calcite et de la dolomite, qui conduit à l'élimination de CaCO₃.

L'altération du faciès rosâtre qui conduit à une dédolomitisation (au sens propre du terme) est un processus infiniment plus rare. A notre connaissance, il n'a pas encore été observé ailleurs dans la nature.

Les données des tableaux 21 et 22 montrent clairement l'existence d'une dédolomitisation qui ne s'accompagne pas d'une recristallisation sous forme de CaCO₃, du Ca libéré des cristaux dolomitiques.

Cette dédolomitisation, qui ne conduit pas forcément à une élévation du pourcentage absolu de la calcite (du CaCO₃ est également dissous) est confirmée, non seulement par l'observation directe au M.E.B., mais également par l'analyse thermique différentielle effectuée dans les laboratoires des sols de l'INRA à Versailles.

4.5. *Mécanisme de l'altération des calcaires dolomitiques*

1/ *Calcaire à réseaux dolomitiques*

L'altération préférentielle des réseaux riches en dolomite plus rapide au contact du sol qu'à l'air libre, quoique la dolomite soit moins soluble que la calcite (fig. 5, Pl. II) peut s'expliquer comme suit:

1. A l'air libre, la surface entre simplement en contact avec les eaux de pluie plus ou moins acides. Le ressuyage est rapide. Le constituant le plus soluble de la roche est en l'occurrence la calcite. Les réseaux dolomitiques qui en renferment moins sont donc relativement peu vulnérables d'où leur relief positif.
2. Dans le sol, l'humidité est permanente, le ressuyage beaucoup plus lent qu'à l'air libre. De plus, au sein des profils, le potentiel d'agressivité des eaux d'infiltration augmente (chapitre 5).

Or, l'imbibition prolongée des éléments carbonatés par des solutions acides, favorise la dissolution préférentielle du ciment calcitique d'autant plus que le rapport $\frac{\text{dolomite}}{\text{calcite}}$ est grand. Conséquence: les réseaux deviennent plus vulnérables et déterminent des creux.

3. Au contact du sol, les eaux de percolation se chargent de produits organiques solubles (voir chapitre 5, qui favorisent également le déchaussement des rhomboédres dolomitiques par la dissolution du ciment calcitique.

Contrairement aux observations de FISHER (1970), nous pensons que, dans les conditions climatiques du Haut-Jura, la dissolution préférentielle maximum des réseaux dolomitiques (qui se produit toujours au sein des profils pédologiques) résulte plutôt, d'une imbibition prolongée des surfaces carbonatées par les eaux agressives d'infiltration; imbibition qui produit une dissolution des ciments et un déchaussement des rhomboédres dolomites, d'où les pellicules nettement plus importantes en regard des réseaux.

Cette altération différentielle est naturellement fonction de la texture de la roche, de la taille des deux constituants dolomitiques et calcitiques et de leur pourcentage relatif.

2. *Altération du faciès jaunâtre*

L'altération en profondeur s'explique par le mécanisme suivant:

1. Elimination d'un ciment calcitique dont la solubilité est de $5 \cdot 10^{-9}$
2. Les rhomboédres dolomitiques libérés, beaucoup moins solubles ($2 \cdot 10^{-17}$) demeurent sur place où ils sont très lentement attaqués
3. Comme les rhomboédres sont peu solubles, toute l'agressivité des eaux d'infiltration se concentre sur le ciment calcitique; et comme d'autre part les deux constituants sont équigranulaires la dissolution du ciment progresse plus rapidement en profondeur, que l'élimination des rhomboédres ainsi libérés.

3. *Altération du faciès rosâtre*

Le processus de dédolomitisation avec conservation de la calcite lié à ce faciès est un cas particulier résultant de la juxtaposition de plusieurs facteurs dont la conjugaison des effets finit par supplanter la faible solubilité des dolomites:

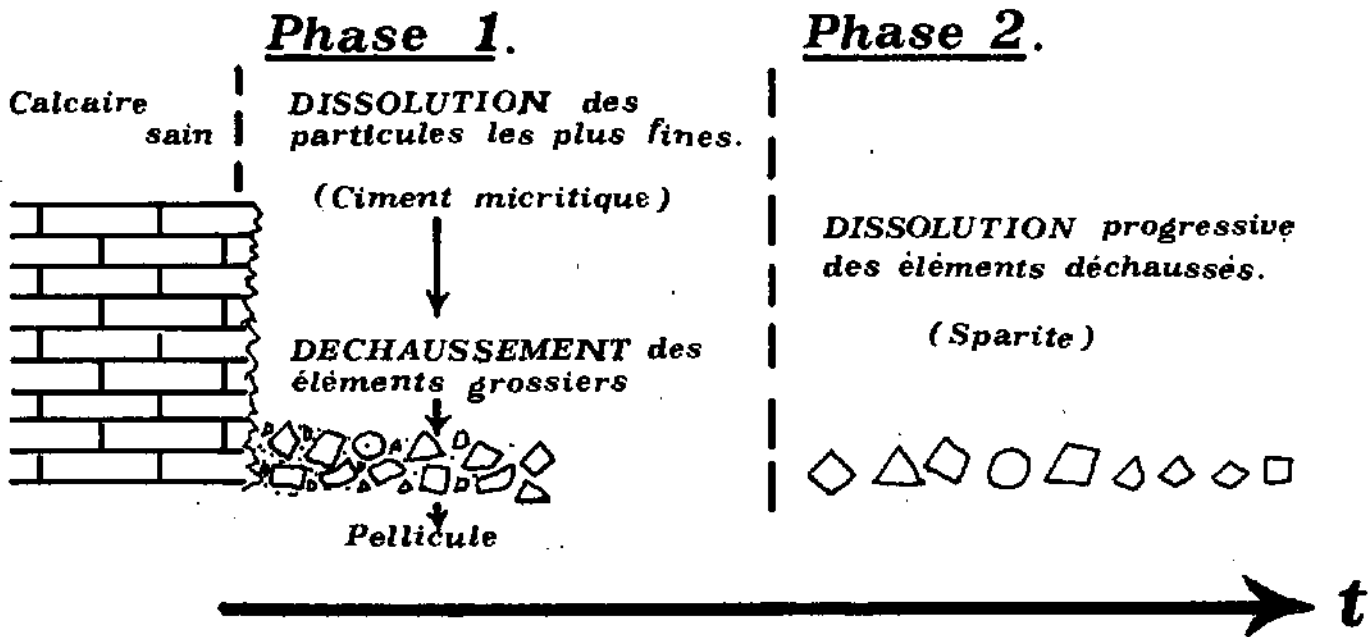
- milieu acide où la calcite est plus stable que la dolomite (STUMM et MORGAN 1970);
- rapport initial calcite/dolomite \gg à celui du faciès jaunâtre;
- dimensions des cristaux de calcite \gg à celles des cristaux de dolomites.

5. Conclusions

L'étude exposée dans ce chapitre révèle que l'altération des calcaires durs et mi-durs progresse à la faveur:

- des discontinuités de toute nature et de toute taille;
- des particules les plus fines (ciment micritique) qui sont préférentiellement exploitées et dissoutes, libérant les éléments les plus grossiers (sparites) qui alimentent alors la pellicule d'altération, dans laquelle ils seront progressivement dissous.

Elle montre que toute altération des calcaires s'accompagne de la formation d'une pellicule. Ce mécanisme peut, par conséquent, être schématisé comme suit:



Chapitre VII

La fraction argileuse

Introduction

L'étude de la fraction argileuse des sols est de plus en plus courante; la plupart des travaux actuels de pédologie lui font une large place.

Les minéraux argileux offrent, en effet, la possibilité:

1. d'établir les liens de parenté sol - roches sous-jacentes (héritage);
2. de dégager les stades de l'évolution pédogénétique, grâce à leur sensibilité aux conditions physico-chimiques des milieux pédologiques;
3. de préciser par les transformations que subit la fraction argileuse ou par les néoformations observées, les mécanismes intimes des milieux.

Ce travail constitue une des premières bases de l'inventaire des minéraux argileux des sols du Haut-Jura.

1. Détermination des minéraux argileux

1.1. Préparation des échantillons - Traitement de routine

Après avoir été séchée à l'air et tamisée 2 mm (terre fine), une prise de 4 grammes, obtenue à l'aide du séparateur statistique «Minemet», est débarrassée de sa matière organique par un traitement à l' H_2O_2 , 20 Vol. %, à chaud (80 °C). Un léger traitement acide (HCl 1N) assure une décarbonatation totale (dissolution des éventuels granules de calcaire).

Les fractions $< 2\mu$ et $< 16\mu$ sont systématiquement prélevées par pipetage. Sauf indication contraire, tous les échantillons sont soumis à un traitement au citrate de Na, 1N, tamponné à pH = 7,3 puis à une saturation monocationique Mg^{+2} (et/ou K^+).

Enfin, après deux lavages successifs, les fractions $< 2\mu$ et $< 16\mu$, sont disposées sur plaquettes de verre: on obtient ainsi des préparations dites orientées, lesquelles sont ensuite soumises à un rayonnement X (Cu K α) de 40 KV et 18 mA.

N.B. Le manuscrit original comprend plusieurs paragraphes où sont rappelées les caractéristiques des espèces argileuses, en diffraction X, les méthodes de dosage semi-quantitatif et l'influence des divers traitements sur ces derniers.

Ces aspects spécialisés ne sont pas repris ici. Nous présentons, pour fixer les idées, le type de diffractogramme X le plus généralement rencontré (fig. 38) et la définition des 3 catégories de minéraux gonflants que nous distinguons.

1) Les smectites.

Espace basal (001) à 14 Å, gonflant à 17,2 Å à l'éthylène glycol.

2. Les interstratifiés gonflants à taux élevé de feuillets gonflants et désignés par 10-14_m pour reprendre le symbole de PAQUET (1969) ou de JEHL et LEIKINE (1968). Leur teneur correspond à l'intensité du pic compris entre 14 et 17 Å à l'éthylène glycol.

3. Les interstratifiés 11,5 Å, à faible taux de feuillets gonflants - ils peuvent être symbolisés par 10-14_m - correspondent à la hauteur de la réflexion mesurée à 11,5 Å au-dessus du bruit de fond, en diagramme éthylène-glycol; 10-14_m désignant l'ensemble des interstratifiés gonflants.

2. Description du cortège phylliteux des sols et des roches du Haut-Jura

2.1 Introduction

L'inventaire des minéraux argileux des principaux types de sols de la vallée de Joux a été effectué sur la base d'environ 250 déterminations par diffraction X (échantillons traités HAC - Mg et K - H = H_2O_2 ; A = HCl 1N; C = Citrate de Na 1N; Mg = saturation $Mg/C/2$).

Les résultats sont présentés selon l'ordre des formations stratigraphiques, substratum des sols étudiés.

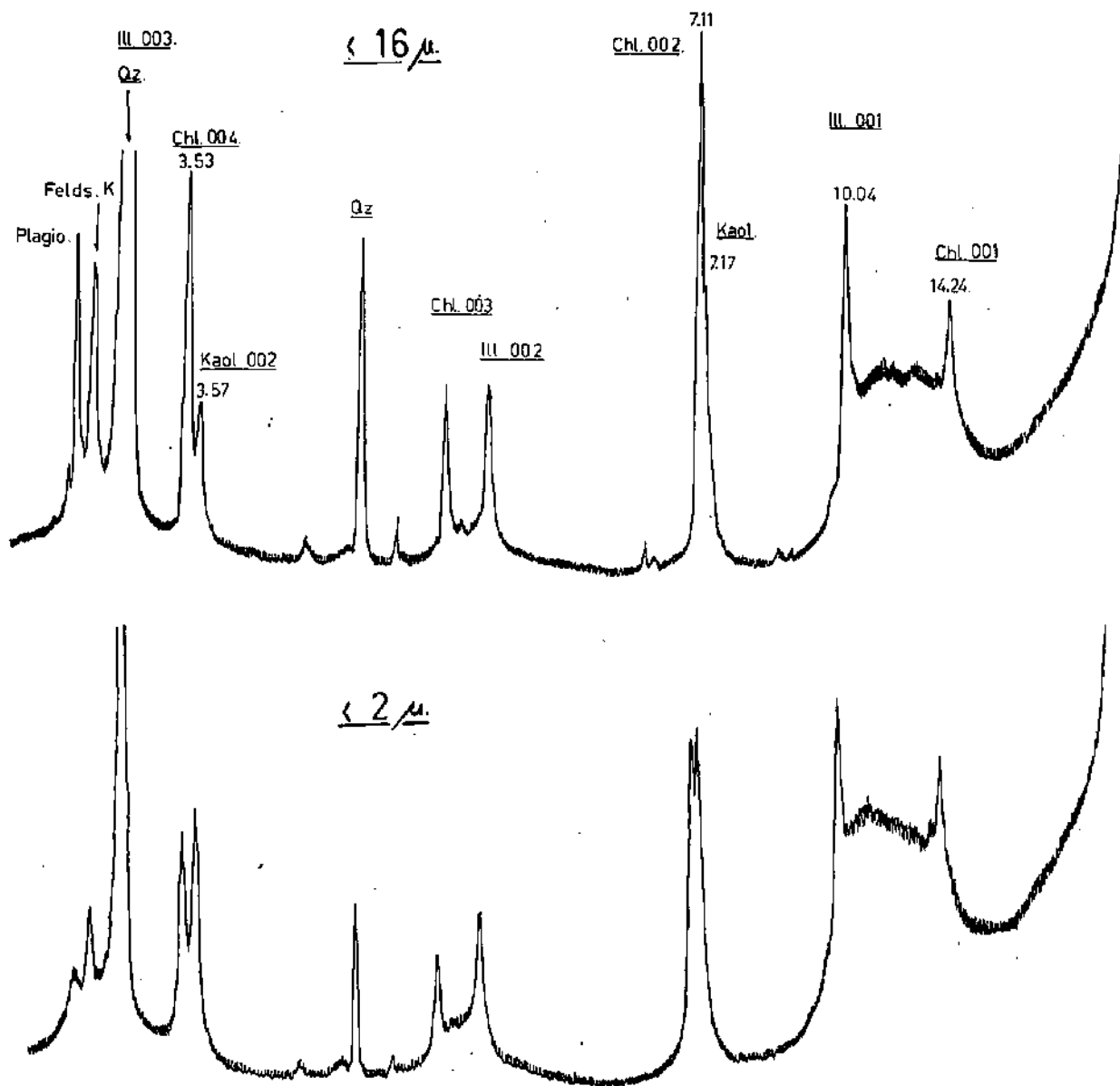


Fig. 38 Diffractogramme X des fractions $< 16 \mu$ et $< 2 \mu$ de sol jurassien. Vitesse $\frac{1}{8}^\circ/\text{min}$; $1 \cdot 10^3$; fentes 0,5-1-0,5. (N = diagramme normal non traité.)

2.2. Sols sur formations quaternaires

Les éboulis peu épais à éléments monogéniques et les sols qui les recouvrent seront traités avec la formation géologique parentale.

La seule formation quaternaire de la région est constituée par la moraine du glacier local de calotte qui recouvre longitudinalement la partie inférieure des deux flancs de la vallée de Joux.

2.2.1. Flanc sud de la vallée, exposition N

Localisation: Pâturage boisé du Chalet neuf (511.520 / 163.730). Contrefort du Mt Tendre.

2.2.1.1. Minéraux argileux de la moraine saine (échantillon 4648)

La composition argileuse est donnée au tableau 25.

Deux classes granulométriques de la moraine saine (0-2 mm) et (2-8 mm) séparées avant la décarbonatation ont été analysées séparément.

Dans le résidu de dissolution de la classe (2-8 mm), l'illite et la kaolinite prédominent. Elles sont accompagnées par la smectite, les interstratifiés gonflants du type 10-14 m et des traces de chlorite. Cette distribution qui est l'exacte réplique des résidus insolubles des principales formations géologiques de la région confirme en quelque sorte les conclusions d'AUBERT (1943) au sujet de l'origine strictement locale du matériel morainique.

Le résidu de la classe (0-2 mm) diffère cependant du précédent:

- smectites, interstratifiés gonflants et chlorite riches en fer sont beaucoup plus abondants; la kaolinite, en revanche, a nettement diminué.

Ces différences sont beaucoup plus nettes dans les fractions < 16 μ des 2 résidus. Nous en soulignerons deux caractéristiques:

- Présence très nette de la chlorite (23 % relatif de la classe [0-2 mm]);
- Présence marquée des plagioclases.

Tableau 25 Minéraux argileux de la fraction fine < 2 μ et < 16 μ d'un sol sur moraine calcaire (exprimés en % relatif des minéraux argileux présents).

Données générales: Intergrade - Sol brun calcaire - Rendzine brunifiée.

Pâturage boisé, faible pente, altitude 1225 m.

Coordonnées: 511.520/163.730.

Fraction < 2 μ												
Ech.	Prof.	Horizon	Smectite	10-14 m	Inters. ind. 11,5 Å	Ill.	Kaol.	Chl.	Qz.*	F.k.*	Plagio.*	Goet.*
4064	0-10	A ₁₁	9	52	4	12	12	11	6	4	-	9
4065	10-18	A ₁₂	5	47	trace	11	18	17	16	9	trace	6
4066	18-30	(B)/C ₁	50	2	4	13	17	15	15	7	-	-
4067	30-60	C ₂	49	-	5	21	16	9	13	8	-	-
4648 (0-2 mm)	250 cm	R	27	9	12	34	12	7	12	-	-	14
4648 (2-8 mm)	250 cm	R	14	trace	7	39	39	trace	12	7	-	-
Fraction < 16 μ												
4064	0-10	A ₁₁	0	10	25	22	8	34	75	20	18	trace
4065	10-18	A ₁₂	10	6	10	22	7	43	44	-	-	-
4066	18-30	(B)/C ₁	10	4	7	20	14	44	45	22	15	-
4067	30-60	C ₂	9	10	15	34	10	22	60	15	7	-
4648 (0-2 mm)	250 cm	R	13	20	7	26	11	23	90	28	23	-
4648 (2-8 mm)	250 cm	R	8	0	5	44	42	trace	92	28	-	-

* Hauteur des pics suivants exprimée en mm.

Quartz = 4,26 Å

Goethite = 4,18 Å

Feldspaths K = 27,4° 2 θ Cu K α

Plagioclases = 27,7° 2 θ Cu K α

Or, aucune formation géologique du Malm ou du Crétacé qui affleure dans la région ne contient une telle proportion de chlorite et les plagioclases y sont pratiquement absents.

La présence inattendue de ces 2 minéraux constitue ainsi que nous le verrons une caractéristique quasi constante de tous les sols étudiés. L'explication de ce problème - un apport éolien allochtone - a déjà fait l'objet d'une note (Pochon, 1973). Il sera repris au chapitre VIII.

2.2.1.2. *Minéraux argileux des sols*

Les résultats du dosage semi-quantitatif groupés dans le tableau 25 sont visualisés dans la figure 39.

Les caractéristiques principales sont:

- Prédominance de la chlorite, puis dans l'ordre décroissant illite, groupe des gonflants et kaolinite.
- Présence nette du quartz, des feldspaths K et plagioclases dans tous les horizons, sauf dans la moraine saine classe (2-8 mm) où le plagioclase est absent.
- Similitude des pourcentages des divers types de phyllites de l'horizon C₂ et de la moraine saine classe (0-2 mm).

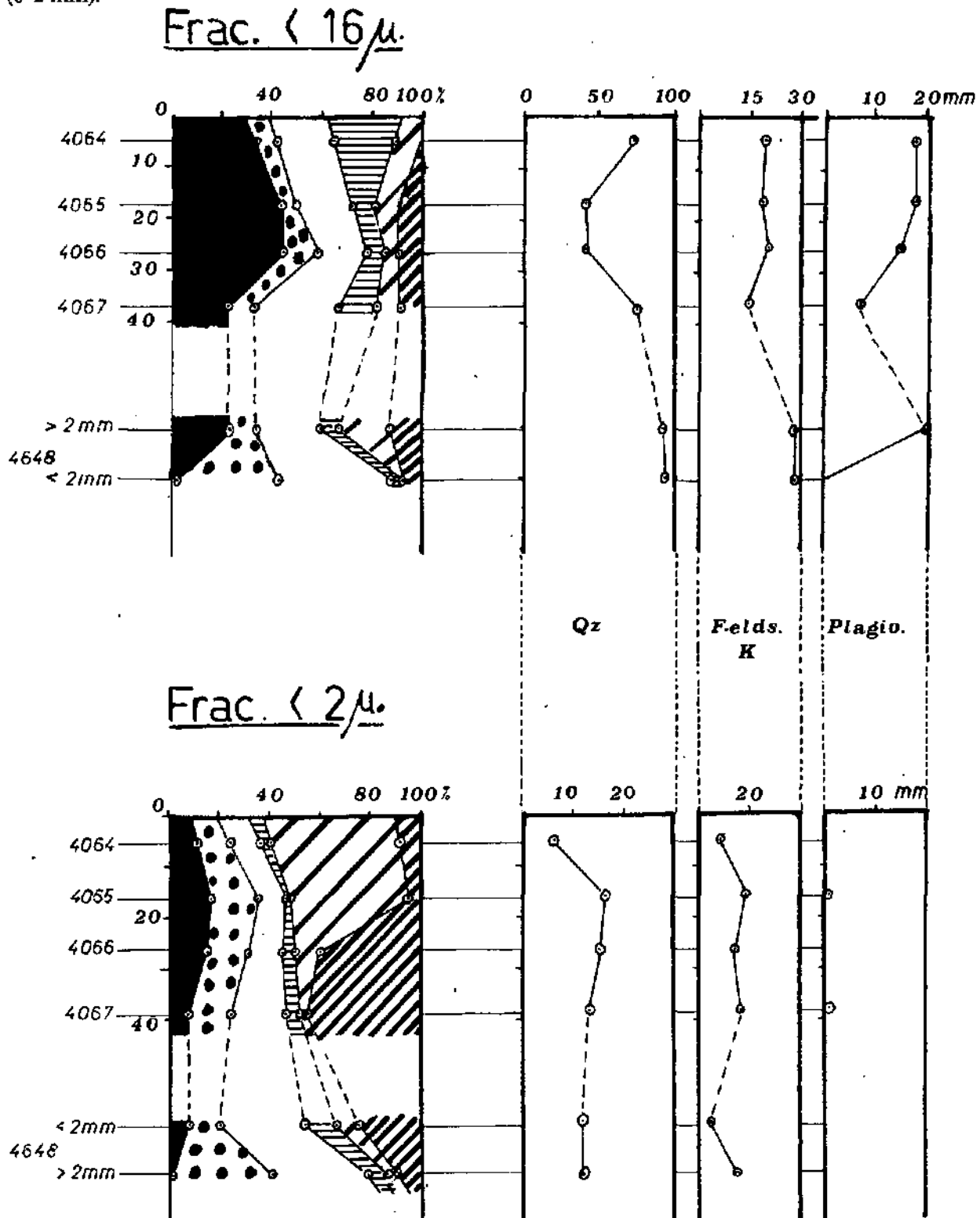


Fig. 39 Sol sur moraine calcaire. Minéraux argileux (en % relatif des minéraux présents) et accessoires (hauteur du pic principal en mm) des fractions < 16 μ et < 2 μ. Légende des symboles donnée en fig. 75.

2.2.1.3. Evolution à travers le profil

De la base au sommet, les tendances de la fraction $< 16 \mu$ sont les suivantes:

- Augmentation de la chlorite qui passe cependant par un maximum vers le milieu des profils. Ce type de distribution est courant, dans les sols quelque peu organiques.
- Augmentation des minéraux gonflants (smectite [10-14 m] + interstratifiés 11,5 Å).
- Faible diminution de l'illite dont les pics de diffraction (001) révèlent une dégradation croissante.
- Diminution des smectites proprement dites.

Ces tendances se précisent dans la fraction fine ($< 2 \mu$), notamment par l'augmentation des minéraux gonflants dont la somme dépasse 60 % en horizon A_1 , et qui va de pair avec une diminution très sensible de l'illite. Les réflexes (001) de cette dernière sont élargis à l'extrême (2b, fig. 40).

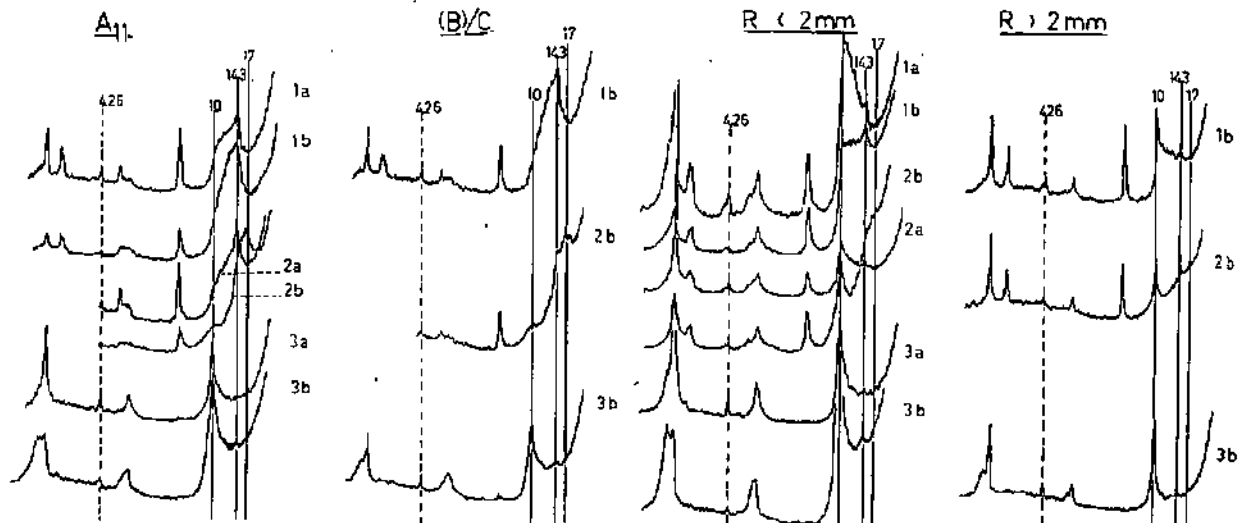


Fig. 40 Diffractogrammes X de la fraction fine du sol et de la moraine sous-jacente. Evolution de la fraction argileuse vers les smectites de transformation.

1 = normal. 2 = Ethyl. Glyc. 3 = Chauffé 550 °C (1 h).

a) = prétraitement HAC-K (H_2O_2 , HCl, Citrate de Na et saturation K^+).

b) = prétraitement HAC-Mg (H_2O_2 , HCl, Citrate de Na et saturation Mg^{++}).

Ces résultats appellent plusieurs autres remarques:

- 1) Le pourcentage relatif du groupe des gonflants (smectites [10-14 m] et interstratifiés 11,5 Å) diminue fortement vers les fractions granulométriques plus grossières.
- 2) Diminution, mais moins sensible de la kaolinite.
- 3) Illite et surtout chlorite augmentent fortement dans la classe des limons. On retrouve ces faits absolument partout.

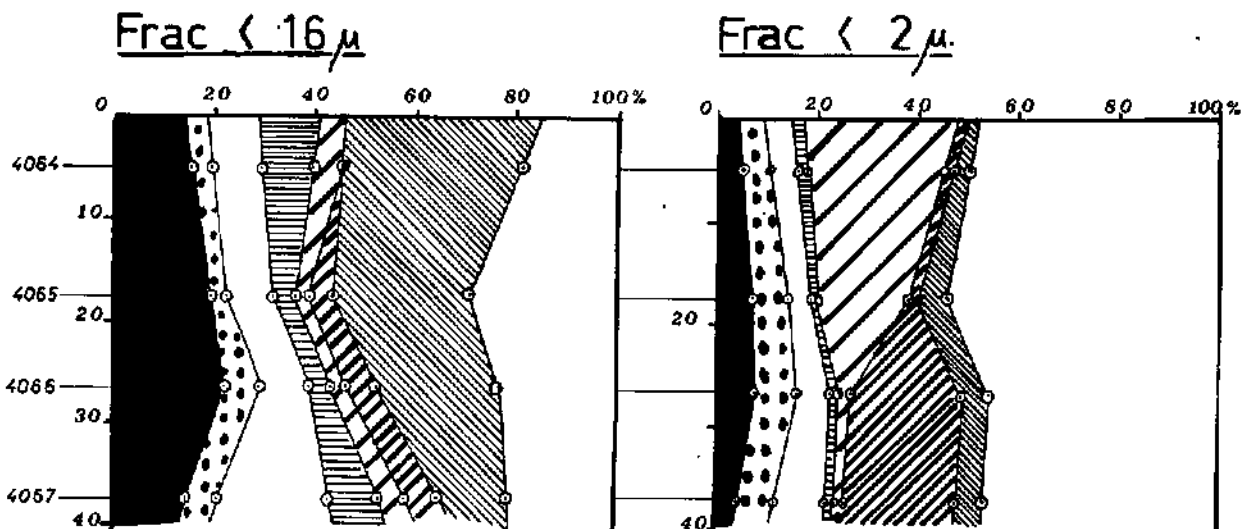


Fig. 41 Distribution des minéraux argileux et du quartz à travers les sols sur moraine calcaire. Résultats exprimés en % absolu de la terre fine. Légende des symboles donnée en fig. 75.

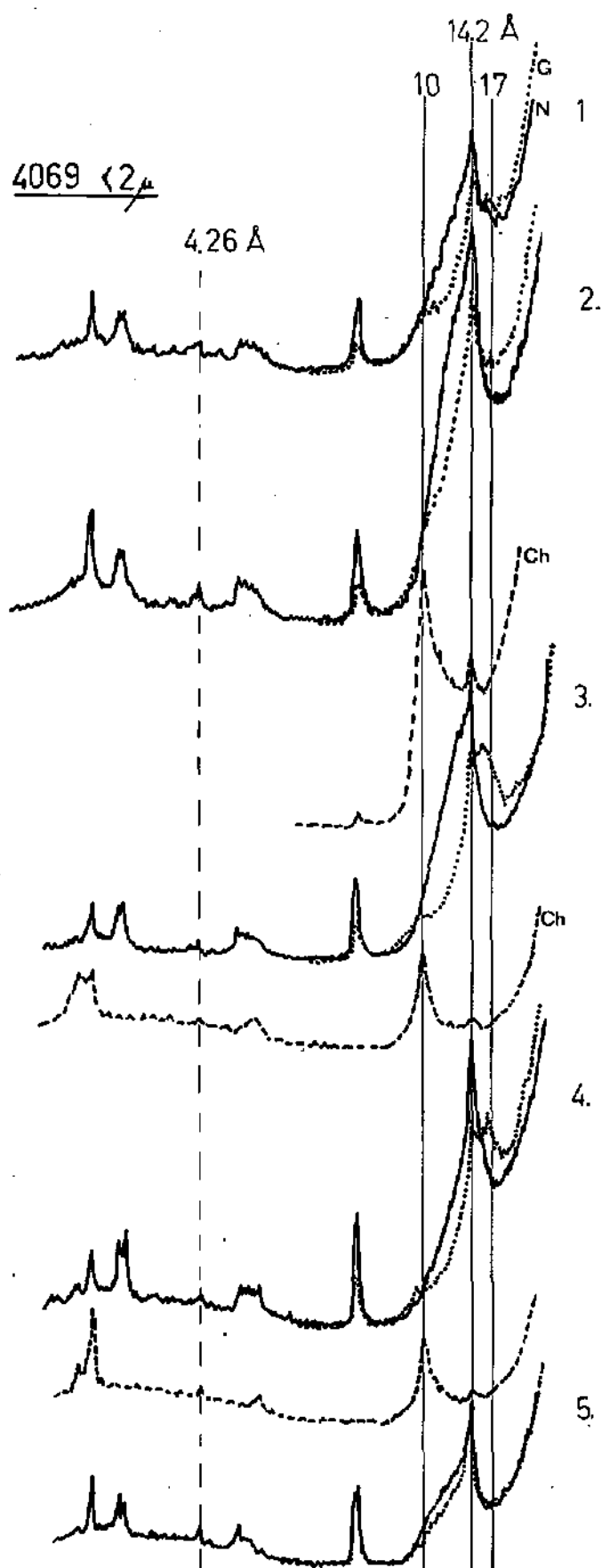


Fig. 42 Echantillon 4069, Horizon A₁₂. Minéraux argileux de la fraction fine d'un sol sur moraine.

1 = non traité.
 2 = H₂O₂ + HCl (HA).
 3 = HA2C - Mg.
 4 = HA6C - Mg.
 5 = HA2C - K.

N = normal.
 Ch = chauffé 550 °C/1 h.
 G = Ethylène Glycol.

4) En dosage absolu, là où l'apport allochtone paraît évident (haute teneur en chlorite et présence affirmée des plagioclases, mais avec déficit en kaolinite) les pourcentages du quartz de la fraction $< 16 \mu$ sont toujours compris entre 35 et 55 %; ailleurs ils ne dépassent pas 35 %.

5) La forte augmentation de la teneur en chlorite, de l'horizon C_2 à B/C_1 (de 22 % à 44 % relatif en fraction $< 16 \mu$) ne s'explique ni par l'influence dilutrice du R. I. des 59 % de calcaire de l'horizon C_2 contre les 19 % dans $(B)/C_1$, ni par le jeu des altérations différentielles, ni par chloritisation secondaire de smectites (Mac Evans, 1949). Elle résulte plus vraisemblablement d'une distribution hétérogène des apports allochtones; la distribution des plagioclases va bien dans ce sens.

2.2.1.4. Conclusions sur le cortège minéralogique des sols sur moraine (Flanc sud)

L'analyse de la fraction argileuse des sols sur moraine révèle les faits suivants:

- 1) Le cortège minéralogique des sols ne dérive pas du seul R. I. du substratum; c'est le cas notamment d'une abondante chlorite ferrifère, d'un plagioclase bien représenté, d'une teneur excessive en quartz.
- 2) Ces 3 minéraux, auxquels il faut ajouter les feldspaths K, constituent une association d'apport allochtone dont la distribution hétérogène à travers le profil permet de penser que cet apport s'est poursuivi après la fin de l'épisode würmien.
- 3) La dégradation intense de l'illite vers le pôle des minéraux gonflants représente le trait marquant de l'évolution de la phase argileuse; on retrouvera ce fait dans tous les sols peu épais où l'enracinement occupe la majeure partie du profil (fig. 42).
- 4) De la base au sommet des profils, les smectites (réflexe à 17 \AA à l'éthylène-glycol) sont progressivement remplacées par: soit des interstratifiés gonflants (réflexe à $16,5 \text{ \AA}$ et plus), soit des smectites partiellement interfoliées. Nous reviendrons ultérieurement à ce problème.

2.2.2. Sol sur moraine au flanc nord de la vallée de Joux

Exposition sud, pâturage boisé, Le Solliat (Chemin chez la Tante) coord. 507,515/164,110.

Le substratum est constitué par le même type de moraine locale totalement calcaire décrit au paragraphe précédent.

Les résultats (tableau 26) sont semblables aux précédents. Les pics de diffraction (001) de l'illite sont encore plus élargis que ceux du profil précédent. La dégradation affecte l'ensemble des structures illitiques de la fraction $< 16 \mu$.

La distinction entre smectites et interstratifiés $10-14 \text{ m}$ est souvent impossible à établir dans la fraction fine ($< 2 \mu$), où l'on observe un large et important pic situé au voisinage de $16,6 \text{ \AA}$ et dont le flanc droit «retombe» au-delà de 17 \AA sans épaulement significatif à 17 \AA .

2.2.2.1. Distinction de la vermiculite

C'est dans les sols sur moraines que la présence de ce minéral paraît la plus vraisemblable. En effet, ce type de sol possède les caractères physico-chimiques nécessaires à son équilibre, c'est-à-dire, selon ROBERT (Encyclopédia Universalis):

- milieu neutre à basique
- forte perméabilité
- solutions de percolation riches en cations bivalents

Pourtant la distinction de la vermiculite est malaisée car:

- si elle est présente elle est de toute façon peu abondante.
- chlorites, smectites spéciales dites de transformations (gonflant à 17 \AA , sauf en présence de K^+) et interstratifiés gonflants, peuvent masquer ses réflexes.
- Sa présence, en traces, par conséquent hypothétique, s'appuie sur deux faits:
 - 1) Une forte réduction de l'intensité du pic à $14,2 \text{ \AA}$ au chauffage (GJEMS, 1967) qui peut, par ailleurs être tout autant caractéristique des chlorites des sols (BROWN, 1961, GORBUNOV, 1968)
 - 2) cette réduction, maximum entre 25° et 110°C , n'a jamais été aussi intense avec les échantillons des autres types de sol.

2.2.2.2. Conclusions

Le cortège argileux des sols sur moraines (sols intergrades brun calcique-rendzine brunifiée) est caractérisé, quelle que soit l'exposition, par les traits suivants:

- Dégradation très intense des illites.
- Prédominance des édifices gonflants (smectites + interstratifiés $10-14 \text{ m}$ et $11,5 \text{ \AA}$) lesquels sont issus de la dégradation des illites.
- Abondance des chlorites riches en fer (OINUMA et AL, 1972).
- Une kaolinite très saine, bien représentée.
- Une présence hypothétique des édifices vermiculitiques et un peu plus affirmée d'interstratifiés à composante chloritique ou d'intergrade-Al (- résistance à l'écrasement à 10 \AA au chauffage).

Tableau 26 Minéraux argileux des fractions fine (< 2 μ) et limoneuse (< 16 μ) de sols sur moraine locale au flanc nord de la vallée de Joux.

Le Solliat, pâturage boisé, coord. 507,515/164,110.

Résultats exprimés en % relatif des minéraux argileux présents.

Fraction < 2 μ												
Ech.	Prof.	Horiz.	Smectite; 10-14 μ		Inter. 11,5 Å	Ill.	K.	Chl.	Qz.*	Fk.*	Plagio.*	Goet.
4098	0-10	A ₁₁	52		3	2	21	20	13	11	-	5
4099	10-20	A ₁₂	51		3	3	22	21	11	9	-	9
4100	20-30	(B)/C ₁	55		2	5	23	15	11	10	-	11
4101	30-40	(B)/C ₂	56		4	7	19	15	12	-	-	12
4102	0-10	A ₁	21	21	5	12	23	18	12	5	5	7
4103	10-20	A ₃	14	30	1	6	23	19	12	7	-	6
Fraction < 16 μ												
4098	0-10	A ₁₁	5	29	20	10	15	21	64	15	21	3
4099	10-20	A ₁₂	15	22	13	10	14	25	44	14	17	7
4100	20-30	(B)/C ₁	14	20	10	9	17	28	36	8	11	5
4101	30-40	(B)/C ₂	14	25	10	14	14	21	55	22	15	12
4102	0-10	A ₂	10	10	16	17	15	32	37	73	8	7
4103	10-20	A ₃	13	12	9	17	18	30	40	6	10	6

* Hauteur des pics exprimée en mm

Quartz (Qz.): 4,26 Å

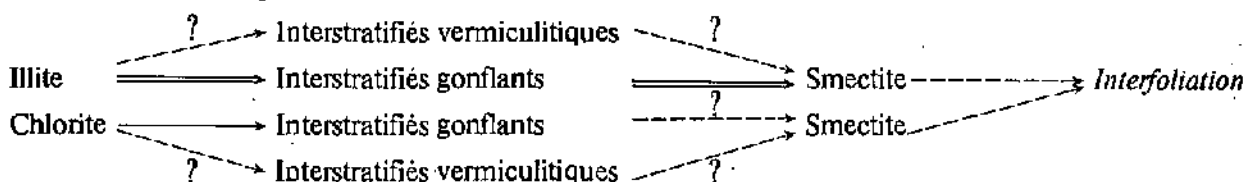
Feldspath K (Fk.): 27,4° 2θ (Cu Kα)

Plagioclase (Plagio): 27,7° 2θ (Cu Kα)

Goethite (Goet.): 4,18 Å.

2.2.2.3. Evolution du cortège argileux

Elle peut se résumer par le schéma suivant:



Il est plus difficile de cerner l'évolution de la chlorite pour les deux raisons suivantes:

- on en ignore le stock initial (elle a une origine allochtone);
- ses réflexes ennoyés par ceux d'autres édifices ne peuvent fournir une image tout à fait nette de son état de cristallinité, donc de conservation.

Cependant, dans ces sols de couverture morainique, les teneurs en chlorite dans la fraction < 16 μ l'emportent nettement sur celle de l'illite. De plus, l'allure de ses pics témoigne, malgré la remarque ci-dessus, d'un état de fraîcheur certain. Cela nous incite à admettre, en dernière analyse, que la conservation des chlorites ferrifères est meilleure que celle des illites.

Cette conclusion s'oppose à celle des auteurs, notamment DROSTE et al., (1962) in MILLOT, (1964), JACKSON, (1963).

2.3. Les sols sur Portlandien

2.3.1. Sur Portlandien dolomitique: synclinal de Yens, M^e Tendre

2.3.1.1. Composition du résidu insoluble de la roche-mère

Le Portlandien forme le substratum de la partie supérieure du flanc du Mt Tendre dont la partie tout à fait sommitale est constituée par le Kimméridgien, calcaire dur et franc.

Notre coupe de sol à travers le synclinal secondaire du Chalet de Yens se situe à 80 m en contrebas du sommet.

Pour tenir compte de cette situation, nous avons analysé tous les minéraux distincts du Portlandien supérieur et du Kimméridgien de la zone possible d'alimentation. Les résultats (qui ne concernent que le Portlandien supérieur) sont groupés dans le tableau 27. Ils révèlent la prédominance de l'illite (\bar{x} : > 50 %), du pourcentage relativement élevé des smectites (\bar{x} : > 20 %), dont les teneurs maximales sont liées aux niveaux dolomités, et des valeurs moyennes de la kaolinite et de la chlorite (\bar{x} : ≈ 10 %).

Tableau 27 Minéraux argileux du résidu insoluble (R. 1.) du Portlandien supérieur du Jura vaudois et du sol sus-jacent (synclinal de Yens). Les résultats sont exprimés en % relatif des minéraux argileux présents.

- 1) Portlandien fraction $< 2 \mu$
- 2) Portlandien fraction $< 16 \mu$
- 3) Sol brun lessivé fraction $< 16 \mu$
- 4) Sol brun lessivé fraction $< 2 \mu$

	N	Smectites %	Interstr. 11,5 Å	Illite %	Kaolinite %	Chlorite %
		\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}
1.	40	21	13,5	51,5	8,3	5,5
2.	27	17,0	11,0	59,0	6,3	6,0
3.	31	14,5	11,0	31,5	7,3	35,5
4.	29	30	18,9	25,1	11,1	15,0

2.3.1.2. Composition minéralogique de la fraction fine ($< 2 \mu$) des sols du synclinal de Yens

Les résultats consignés dans le tableau 27, concernant les échantillons des 7 profils de la coupe à travers le synclinal (voir p.119 et suivantes). Dans ces sols bruns lessivés mésotrophes, le groupe des minéraux gonflants (smectites + 10-14 μ + Inter. 11,5) prédomine, puis viennent dans l'ordre l'illite, la chlorite et la kaolinite.

Les différences de teneurs globales du sol par rapport à celles du résidu insoluble des roches sont particulièrement sensibles, notamment:

- l'illite diminue de moitié,
- le groupe des smectites augmente d'un tiers,
- alors que la chlorite triple pratiquement.

Dès lors, deux constatations s'imposent:

1. Ici encore l'illite paraît se transformer en smectites
2. Comme dans les sols sur moraine, la présence de la chlorite est surprenante.

L'apport latéral doit être écarté en raison des résultats de notre échantillonnage très serré du substratum.

Elle ne paraît pas être davantage un reliquat de formations géologiques que l'érosion aurait éliminées. En effet, dans tous les étages du Crétacé inférieur, la chlorite ne dépasse pas 4 %, à l'exception du marbre bâtarde où elle atteint 7,9 % relatif (PERSOZ, 1973, in Kiraly, 1973).

Par ailleurs, on retrouve à nouveau des plagioclases dans les sols, malgré leur absence dans l'ensemble des roches environnantes.

On est donc conduit à envisager ici aussi un apport éolien (POCHON, 1973), problème discuté au chapitre VIII.

2.3.1.3. Distribution spatiale des minéraux argileux dans la coupe et profils de sol du synclinal de Yens

Les résultats globaux ci-dessus révèlent donc un enrichissement relatif en minéraux gonflants, alors que l'illite diminue fortement de la roche, vers le sol sus-jacent. Ces tendances apparaissent sur la fig. 43 qui groupe les données de 7 profils espacés les uns des autres de 1 à 2 m et précise la distribution spatiale des phyllites. On constate notamment que:

1. L'augmentation relative du groupe des édifices gonflants (smectite + 10-14 μ + Inter. 11,5 Å) de la base au sommet des profils. Cette tendance est particulièrement nette dans les profils Nos 1-3-4 et 6.

Les pourcentages de ce groupe sont maximums dans les profils amonts (P. 1 à 3, fig. 43) où le sol est plus proche du brun calcique que du brun lessivé et caractérisé, d'autre part, par une plus haute teneur en matière organique, une porosité élevée et un pH un peu plus basique. L'enracinement est également plus profond.

Cette augmentation des gonflants est attribuée en partie à l'héritage (apport de résidu insoluble du substratum qui, à l'amont, est riche en smectites) et en partie aux phénomènes de transformation des illites.

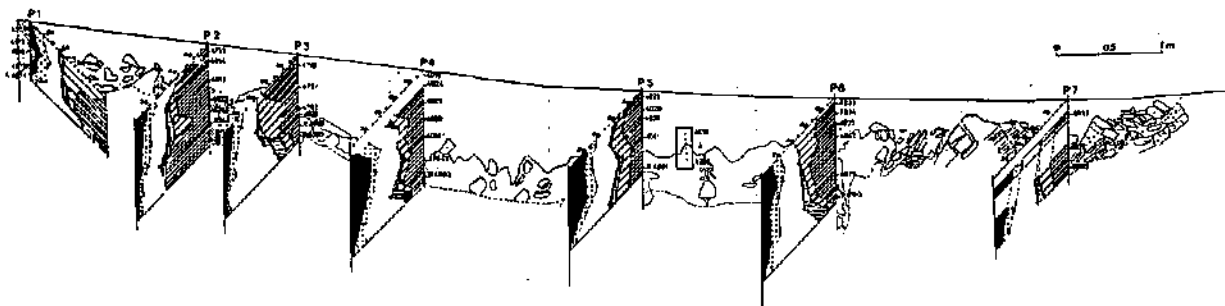


Fig. 43 Distribution des minéraux argileux de la fraction fine dans le sol brun lessivé du synclinal de Yens (1580 m d'alt.). Résultats exprimés en % relatif des minéraux argileux présents. Légende des symboles utilisés donnée en fig. 75.

2. *L'illite*, en effet, diminue sensiblement du substratum calcaire aux horizons superficiels des profils P-3-4-6-7 de la fig. 43 et paraît bien «nourri» le groupe des gonflants, par le processus illite \rightarrow 10-14 Å \rightarrow smectites. Le comportement des interstratifiés le confirme: de la base au sommet des profils, le taux de leurs feuilletts gonflants augmente sensiblement (fig. 44).

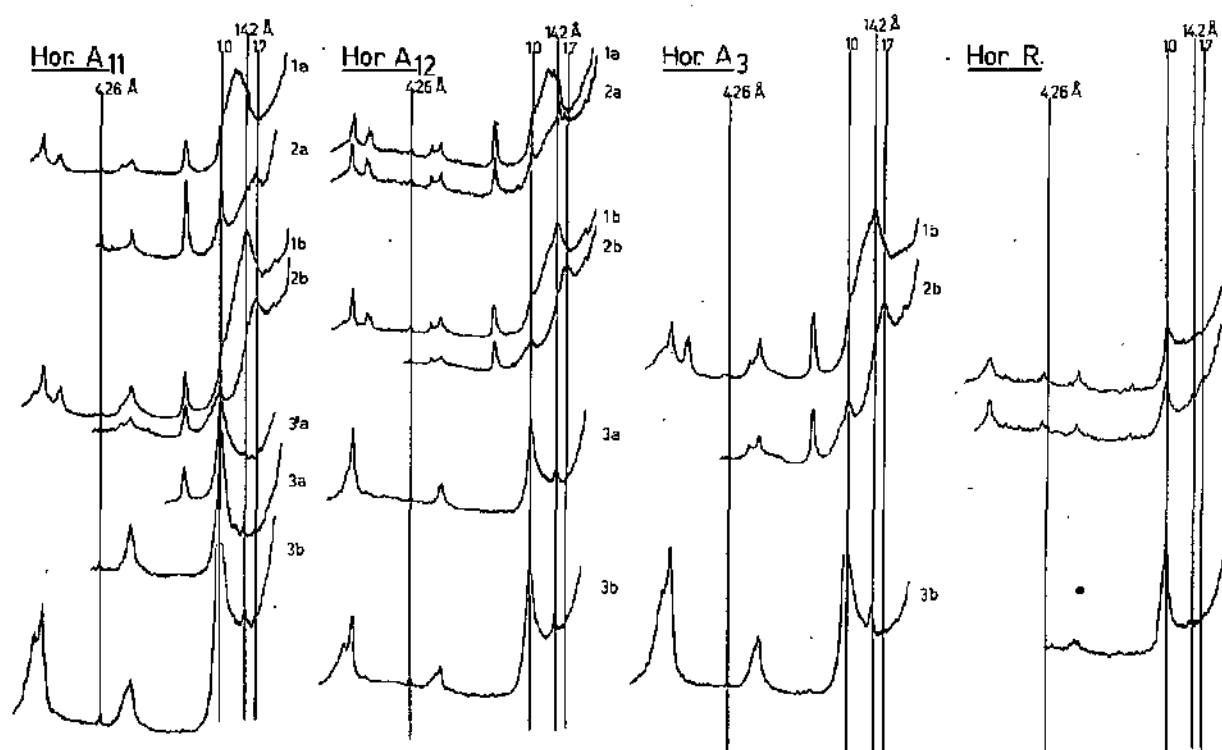


Fig. 44 Diagrammes X des minéraux argileux de la fraction fine ($< 2 \mu$) du profil amont (S) de la coupe du synclinal de Yens.

1 = normal. 2 = Ethyl. Glyc. 3' = chauffé 490 °C (1 h). 3 = chauffé 550 °C (1 h).
a = traité HAC-K. b = traité HAC-Mg.

3. *La chlorite et ses interstratifiés*: la chlorite ferrifère est bien définie par ses intenses réflexions (002) et (004) à 7,12 et 3,56 Å (fig. 45) (OINUMA et al, 1972). Ses pourcentages relatifs sont moins élevés dans la partie amont de la coupe (P. 1 à 3, fig. 68) qu'au centre du synclinal. (P. 4 à 6, fig. 43, R. Insoluble relativement plus abondant). Dans le brun lessivé du centre de la coupe (P. 4 à 6) l'espace 10-14 Å des diffractogrammes se vide mal au chauffage (comparaison des fig. 44 et 45). Ce fait est à mettre en relation avec les teneurs minimales des smectites au centre du synclinal. En milieu acide, les minéraux gonflants présentent généralement, dans le Haut-Jura, une inertie certaine de réaction aux différents tests classiques, qui témoigne d'une interfoliation hydroxy-Al (Fe) naissante. (Nous reviendrons ultérieurement à ce problème). Remarquons enfin que les pourcentages de la chlorite augmentent de la base au sommet des profils. Cette distribution confirme le caractère général de l'apport allochtone.

4. *La kaolinite*: sa distribution demeure très constante à travers tous les profils; on note toutefois une très légère augmentation vers la surface.

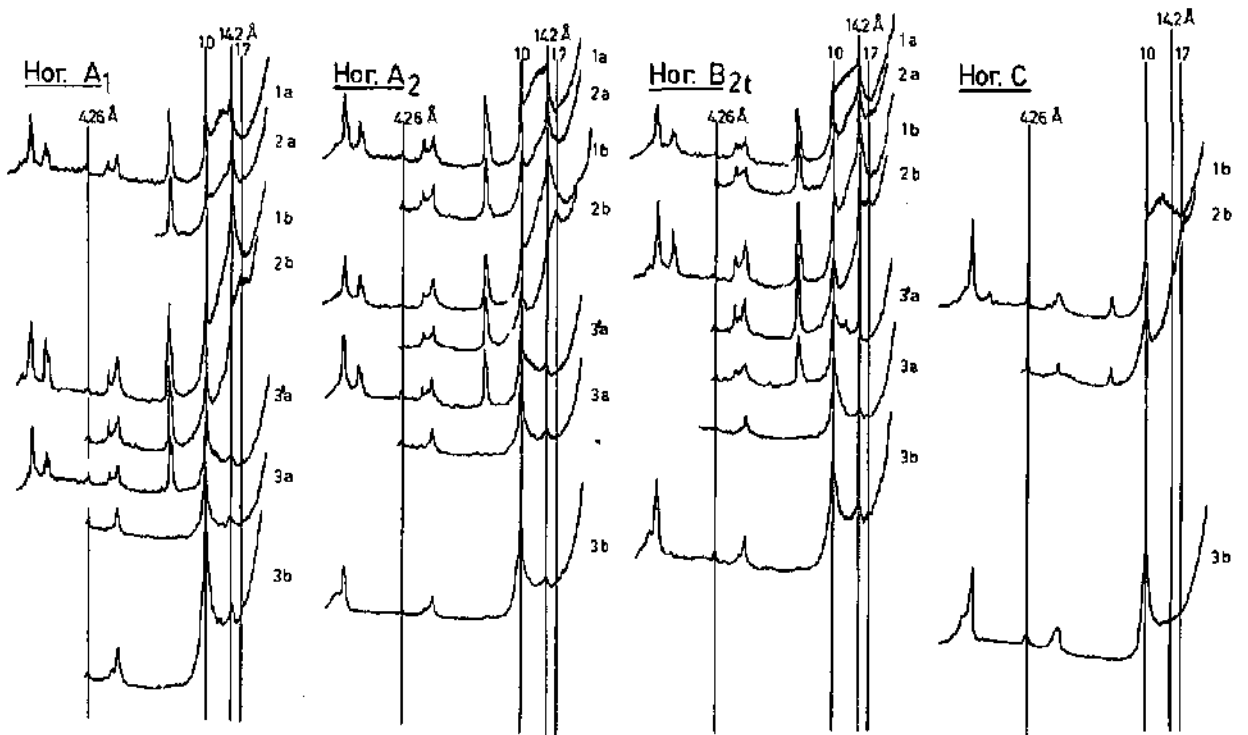


Fig. 45 Diagrammes X des minéraux argileux de la fraction fine ($< 2 \mu$) du profil central de la coupe du synclinal de Yens (sol brun lessivé).

1 = normal. 2 = Ethyl. glyc. 3' = chauffé 490 °C (1 h). 3 = chauffé 550 °C (1 h).
a = HAC-K. b = HAC-Mg.

2.3.1.4. Observations de détail

Un prélèvement serré a été effectué à travers les horizons B_{2t} et C du sol brun lessivé entre le profil No 5 et No 6 de la fig. 43.

Minéraux majeurs (fig. 46)

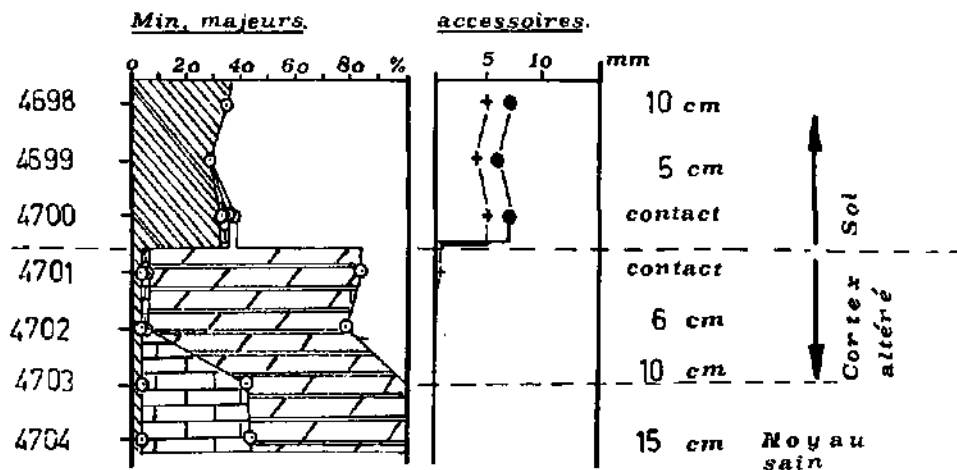


Fig. 46 Minéraux majeurs de la zone de contact sol-substratum altéré du brun lessivé du synclinal de Yens. Résultats exprimés en % absolu de la terre fine. Légende des symboles donnée en fig. 75.

Le substratum rocheux formé de calcaire dolomitique est de plus en plus altéré au contact du sol, la calcite préférentiellement dissoute conduit à un enrichissement relatif en dolomite et résidu insoluble.

L'horizon B sus-jacent contient quelques traces de calcite et de dolomite qui disparaissent 5 cm au-dessus du contact sol-roche. Parmi les minéraux accessoires, quartz, plagioclases et feldspaths K sont bien représentés dans le sol; seul, le quartz est présent dans la roche sous-jacente.

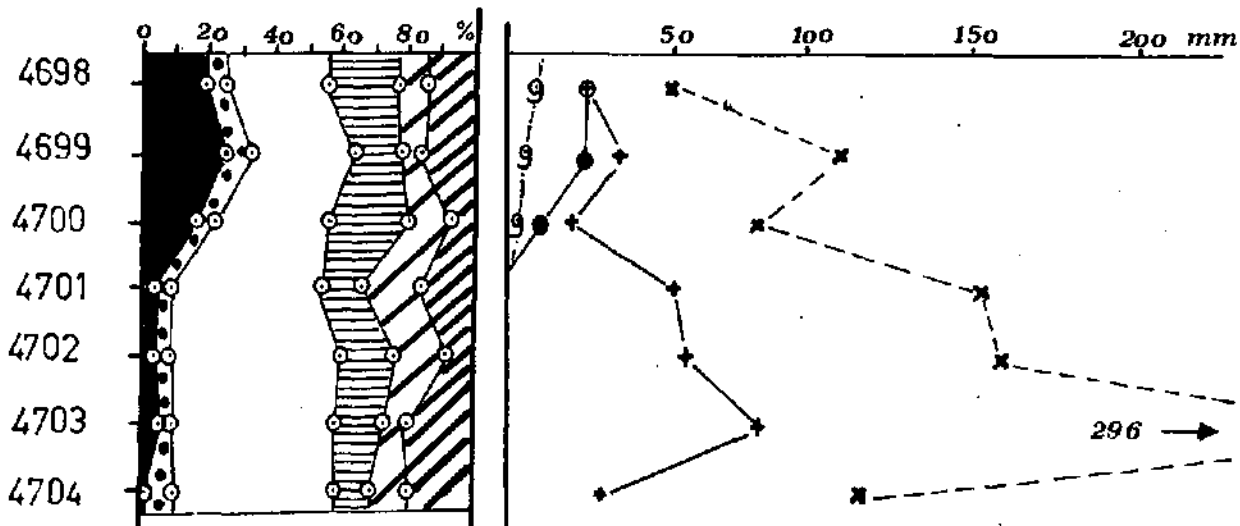
Les minéraux argileux

Fraction < 16 μ (fig. 47)

Leur répartition de part et d'autre du contact sol-roche ne diffère que par 3 caractères:

- augmentation notable de la chlorite dans le sol
- présence des plagioclases dans le sol; ils covarient avec la chlorite et le quartz
- diminution de l'illite.

Fraction < 16 μ.



Fraction < 2 μ.

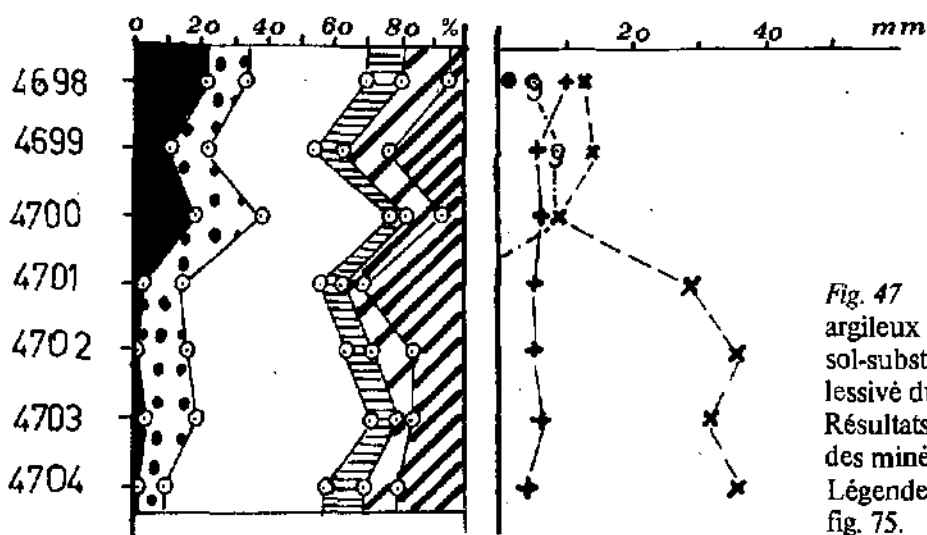


Fig. 47 Distribution des minéraux argileux dans la zone du contact sol-substratum altéré du brun lessivé du synclinal de Yens. Résultats exprimés en % relatifs des minéraux argileux présents. Légende des symboles donnée en fig. 75.

Fraction < 2 μ

Dans la fraction fine, la répartition des minéraux argileux présente les mêmes caractéristiques que celle de la fraction < 16 μ.

2.3.1.5. Conclusions et évolution des minéraux argileux.

L'étude du cortège argileux des 7 profils de la coupe à travers le synclinal de Yens, et des roches environnantes, révèle:

- 1) un apport allochtone certain attesté par les plagioclases, la chlorite et probablement le quartz. La partie amont de la coupe, proche des affleurements calcaires, présente des caractères minéralogiques plus semblables au résidu insoluble des calcaires environnants.

Tableau 28 Sol humique carbonaté à mull (sommet du Mt Tendre, 1679 m). Minéraux des fractions $< 2 \mu$ et $< 16 \mu$, du sol et du résidu insoluble de la roche environnante (Minéraux argileux exprimés en % relatif). Quartz, feldspaths et plagioclases selon la hauteur en mm des pics habituels (respectivement $20,83 - 27,4 -$ et $27,7^\circ 2\theta$ Cu $K\alpha$).

Fraction $< 2 \mu$

Ech.	Prof. cm	Smect.	10-14 μ	Int. 11,5	Ill.	Kaol.	Chl.	Qz.	F. K.	en mm	
										Plagio.	Goeth.
sol 4707	0-15	14	12	6	26	23	18	5	8	8?	tr.
roche 4707	> 15	9	12	4	51	20	3	tr.	-	-	-

Fraction $< 16\mu$

sol	0-15	6	7	7	33	15	33	40	32	43	6
roche	> 15	3	4	4	64	18	7	35	6	tr?	-

En effet, sur ce sommet, l'apport latéral étant impossible, on pouvait donc s'attendre à ce que la charge aluminosilicatée de la terre fine soit l'exact reflet de celle du résidu de la roche encaissante, mises à part les quelques transformations d'ordre pédogénétique.

Or, il n'en est rien. On retrouve ici les mêmes différences caractéristiques signalées plus haut:

- abondance, dans le sol, de la chlorite, des feldspaths K et des plagioclases
- forte diminution de l'illite
- pourcentage des minéraux gonflants du sol supérieur à celui du résidu de la roche.

Si l'entraînement latéral n'est pas vraisemblable du tout, l'apport par le glacier de calotte ne l'est pas davantage. AUBERT (1965) constate en effet que les glaces n'ont pas déposé de cailloux créacés sur la partie la plus élevée de la chaîne. A la suite de ces considérations, l'hypothèse de l'apport éolien de chlorite et de feldspaths se trouve renforcée.

2.4.1.1. Evolution des minéraux argileux

L'espace 10-14 Å des diagrammes X de la terre fine (fig. 48), est beaucoup plus rempli que celui des diagrammes du résidu des roches. Il s'agit d'interstratifiés (10-14 m) à taux d'interstratification des feuillets gonflants variant en continu de 0 vers 100 % avec toutefois une fréquence maximale des taux intermédiaires.

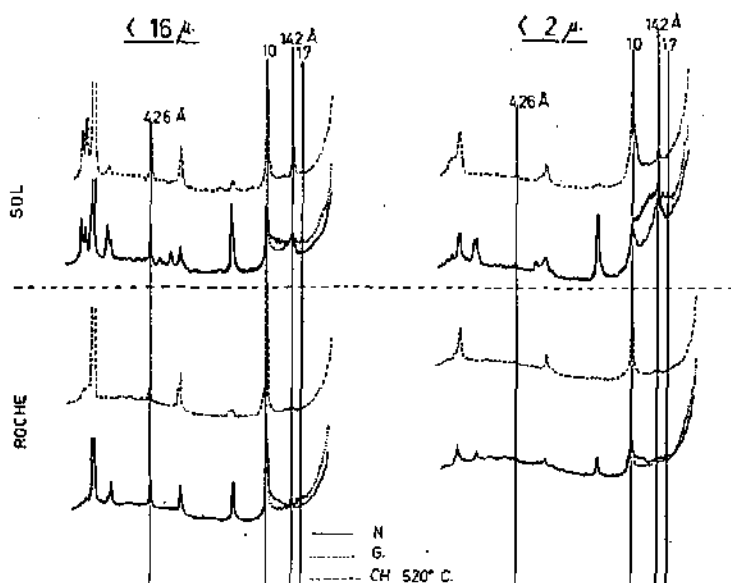


Fig. 48 Diagrammes X du lithocalcique humifère à mull. Sommet du Mt Tendre (1679 m).

Cette forte augmentation des interstratifiés qui noient même le réflexe (001) de l'illite ($< 2 \mu N$) se fait aux dépens de cette dernière, d'où son pourcentage réduit dans les sols. On constate d'ailleurs une dégradation de sa structure: sa réflexion (001) s'est élargie ($< 2 \mu \text{Glyc.}$).

On retrouve donc la même voie évolutive du cortège argileux que précédemment:

Illite -----> Interstratifiés (10-14 m) -----> Smectites

Ici, le terme ultime de la réaction - l'interfoliation des smectites - n'est pas atteint:

- 1) non traités au citrate, les minéraux gonflants réagissent néanmoins à l'E. Glyc.;
- 2) la fermeture à 10 Å après chauffage à 520°C est quasiment complète.

L'absence de tout édifice dans l'espace 10-14 Å des diffractogrammes des échantillons chauffés signifie par ailleurs que les cristallites de chlorite ont conservé un bon état de fraîcheur.

En conséquence, la chlorite paraît relativement stable dans ce milieu neutre, mais pourtant très perméable, contrairement à l'illite qui subit dans ce cas une très nette dégradation.

2.4.2. Sol lithocalcique humifère à moder

Profil des Grandes Chaumilles

Dans ce secteur, les bancs épais de calcaire massif du Kimméridgien affleurent en larges dalles, découpées par de profondes diaclases ouvertes, remplies de matériel décarbonaté, dont nous étudierons la minéralogie au paragraphe suivant.

Ces dalles constituent par endroit de véritables lapiaz subaériens, partiellement colonisés par des sols peu évolués en coussinet, dans lesquels la charge organique constitue l'essentiel du profil (description donnée au paragraphe 4.2.2., chapitre III).

Tableau 29 Minéraux argileux de la fraction fine ($< 2 \mu$) d'un sol lithocalcique à moder et du résidu de la roche sous-jacente (exprimés en % relatif des minéraux argileux présents)
Pâturage des Grandes Chaumilles. *Hauteur de pic en mm.

Ech.	Prof.	Smect.	10-14 _m	Int. 11,5	Ill.	Kaol.	Chl.	Qz.*	F. K.*	Plagio.*	Goeth.
sol	0-8 cm	9	11	8	24	48	tr.	9	7	7	-
roche	subst	3	tr	6	39	48	tr.	24	3	-	-

La composition du cortège argileux de l'un d'eux est donnée au tableau 29 où figure aussi, par comparaison, celle du résidu moyen des roches environnantes.

Les compositions sols-résidus des roches sont voisines, et l'apport allochtone éolien et latéral pratiquement absent.

Dans ces conditions, le processus de transformation des alumino-silicates devient parfaitement clair, ainsi qu'en témoignent les pourcentages relatifs. Dans le sol, la diminution de l'illite est compensée par l'augmentation des minéraux gonflants, en d'autres termes, les sommes des pourcentages [Illite + minéraux gonflants] du sol et des roches sont du même ordre de grandeur.

La dégradation de l'illite est d'ailleurs confirmée par l'élargissement de sa réflexion (001).

Nous sommes donc en présence d'un sol récent, dont la charge minérale directement héritée du substratum calcaire, demeure faible, pour les 3 raisons suivantes:

- lenteur de la dissolution des carbonates due au caractère dur et massif du calcaire;
- faible pourcentage du résidu de décarbonatation (valeur moyenne pour l'ensemble du Kimméridgien du Jura neuchâtelois: 1,2 %, PERSOZ, 1973, in KIRALY, 1973);
- lente biodégradation de la matière organique dont l'apport abondant est assuré par les mousses et la végétation herbacée.

2.4.3. Remplissage de crevasses de lapiez

Le coussinet de sol lithocalcique humifère à moder, étudié ici, recouvre une diaclase ouverte de 15 cm de largeur, partiellement remplie de terre fine totalement décarbonatée, avec S/T > 85 % et pH ≥ 7 .

Les caractéristiques minéralogiques sont représentées sur la fig. 49 (tableau 30 et 31).

On remarque notamment:

< 16 μ.

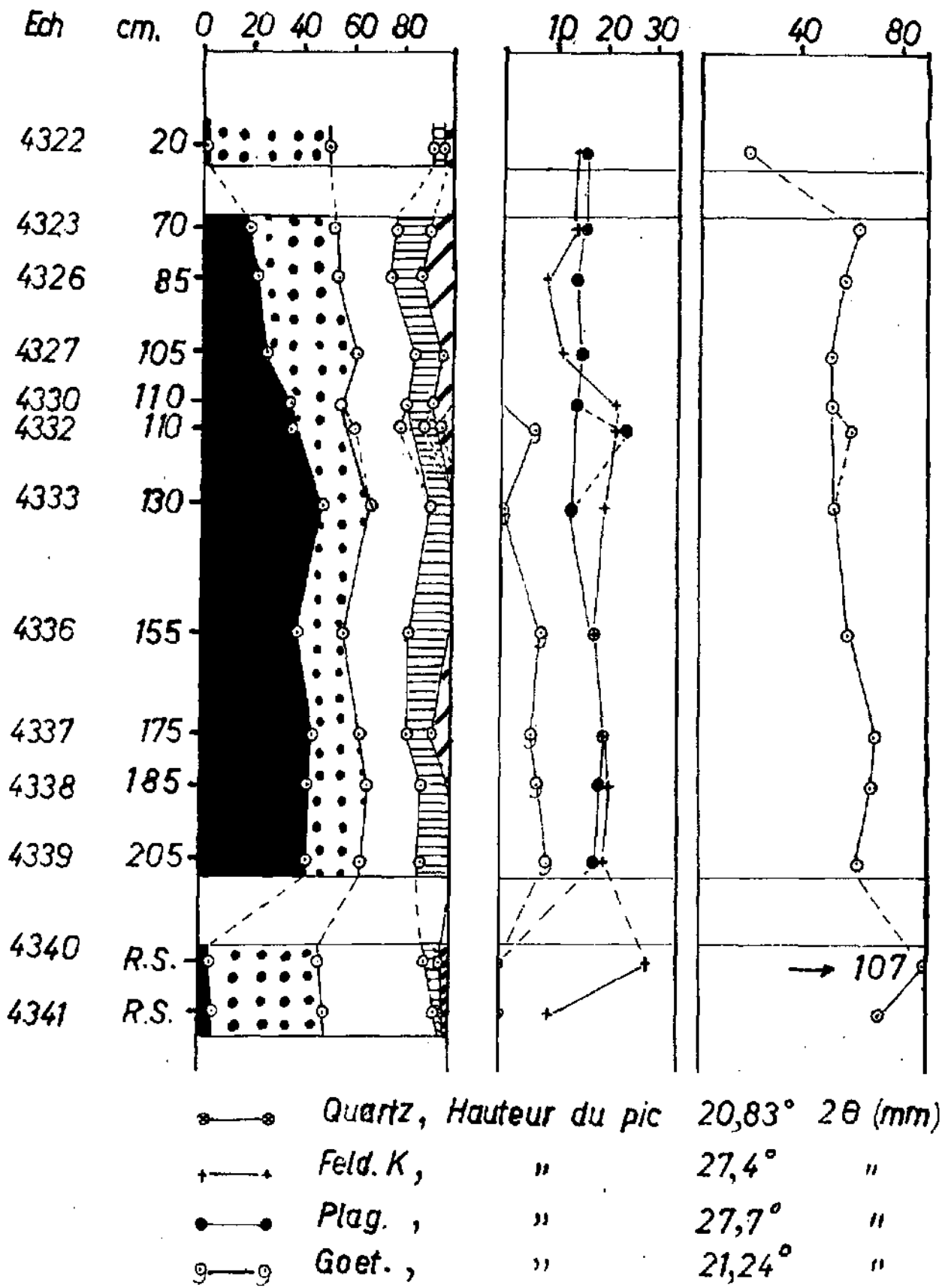


Fig. 49 Fraction < 16 μ d'un matériel de remplissage de Lapiez. Les Grandes Chaumilles.

Tableau 30 Lapiez, pâturage des Grandes Chaumilles.
Minéraux argileux de la fraction $< 16 \mu$ d'un remplissage de crevasse
(exprimés en % relatif des phyllites présentes).

Ech.	Prof.	Smect.	10-14 _m	Int. 11,5	Ill.	Kaol.	Chl.	en mm			
								Qz.	F. K.	Plagio.	Goeth.
4322	10- 20	-	tr	5	44	49	tr	19	15	16	-
4325	70- 75	-	9	13	24	33	18	62	15	17	-
4326	80- 85	-	13	12	21	32	22	57	9	15	tr
4327	100-105	-	4	11	25	37	26	52	12	16	tr
4330	110-115	-	8	9	26	20	36	52	23	15	-
4332	110-joint	8	7	9	18	23	36	60	23	25	7
4333	125-130	-	-	8	24	19	49	53	21	14	tr
4336	150-155	-	-	19	25	18	39	59	19	19	8
4337	170-175	-	7	10	19	19	45	70	21	21	6
4338	180-185	-	-	11	22	23	44	68	20	22	7
4339	200-205	-	-	12	25	21	43	63	19	21	9
4340	Roche	-	4	6	42	43	5	102	34	-	tr
4341	Roche	4	-	3	43	44	6	71	10	-	tr

Tableau 31 Lapiez, pâturage des Grandes Chaumilles.
Minéraux argileux de la fraction fine ($< 2 \mu$), d'un remplissage de crevasse (exprimés en %
relatif des phyllites présentes dans la fraction)
(quartz, felds. K, plagioclases et goéthite en mm)

Ech.	Prof.	Smect.	10-14 _m	Int. 11,5	Ill.	Kaol.	Chl.	en mm			
								Qz.	F. K.	Plagio.	Goeth.
4322	10- 20	5	8	9	24	54	tr.	8	8	8	-
4325	70- 75	6	8	16	19	40	12	10	5	5	tr
4326	80- 85	5	13	12	21	32	22	10	6	-	-
4327	100-105	9	18	10	16	28	18	10	6	tr	-
4330	110-115	12	13	5	16	31	23	9	10	tr	tr
4332	110-joint	12	12	5	16	31	24	12	9	4	8
4333	125-130	-	23	5	14	31	28	12	9	5	9
4336	150-155	-	20	8	16	25	31	11	8	6	10
4337	170-175	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4338	180-185	8	13	6	15	26	32	8	10	-	7
4339	200-205	6	11	6	17	31	29	4	9	7	7
4340	Roche	-	6	6	38	49	tr	13	6	-	6
4341	Roche	-	5	6	41	47	tr	26	6	tr	6

Fraction $< 16 \mu$:

- absence des smectites proprement dites;
- confinement des interstratifiés (10-14_m) dans la partie supérieure du profil;
- régularité des interstratifiés (11,5 Å), mais leur abondance découle de l'absence de traitement au citrate;
- constance de l'illite (teneur moyenne: 24 % rel.);
- pourcentages constants de la kaolinite et de la chlorite au-dessous de 130 cm de profondeur (teneur moyenne respectivement égale à 20 % et 44 % rel.); entre 70 et 130 cm, la teneur en kaolinite augmente, celle de la chlorite diminue.

Minéraux accessoires:

- constance du quartz, des plagioclases et quelques variations des feldspaths K;
- présence de goéthite limitée à la partie inférieure du remplissage de la crevasse.

Fraction $< 2 \mu$: (échantillons traités au citrate)

- les smectites occupent la partie supérieure du profil; à la base de ce dernier, ses pics de diffraction X sont dégradés;

- dans le groupe des gonflants, les interstratifiés (10-14 μ) prédominent;
- comportement identique des trois autres espèces (illite, chlorite et kaolinite) à celui observé en fraction < 16 μ ; toutefois, leurs proportions relatives ont varié:
- la kaolinite augmente (sa teneur moyenne passe de 24 à 29 % au-dessous de 130 cm);
- chlorite et illite diminuent (respectivement de 44 à 28 %, de 20 à 16 % rel).

Même comportement des minéraux accessoires: régularité des teneurs en quartz, en felds K et en goethite. La présence des plagioclases est plus sporadique.

En présence de ces résultats, trois constatations s'imposent:

1. La composition du cortège argileux du matériel de remplissage diffère nettement de celle du sol superficiel; cette dernière étant héritée de la roche-mère environnante.
2. Le sol superficiel en coussin recouvrant la crevasse, l'antériorité du remplissage est évidente, d'autant plus qu'il est d'origine allochtone.
3. Deux unités peuvent être distinguées dans ce matériel de remplissage:
 - a) zone profonde, comprise entre 130 et 205 cm, constituée par un matériau de composition constante, riche en chlorite «allochtone»;
 - b) zone de transition, comprise entre 70 et 130 cm, formée d'un mélange par l'activité zoobiologique, du matériel profond et du sol superficiel. La décroissance de la teneur en chlorite, l'augmentation de celle de la kaolinite du bas au sommet de cette zone, résultent essentiellement de la dilution croissante du premier matériau par le deuxième.

La teneur en matière organique confirme d'ailleurs ce point de vue. Les smectites (de fraction < 2 μ) gonflant à 17 Å dans cette zone de transition, seraient donc issues du sol «récent» superficiel, et de la continuation probable sur place du processus de transformation de l'illite.

En zone profonde, les smectites sensu stricto sont peu ou pas présentes; elles se corrélient d'ailleurs négativement avec la goethite.

Or, cette faible teneur en smectites sensu stricto surprend; partout ailleurs, elles sont plus abondantes.

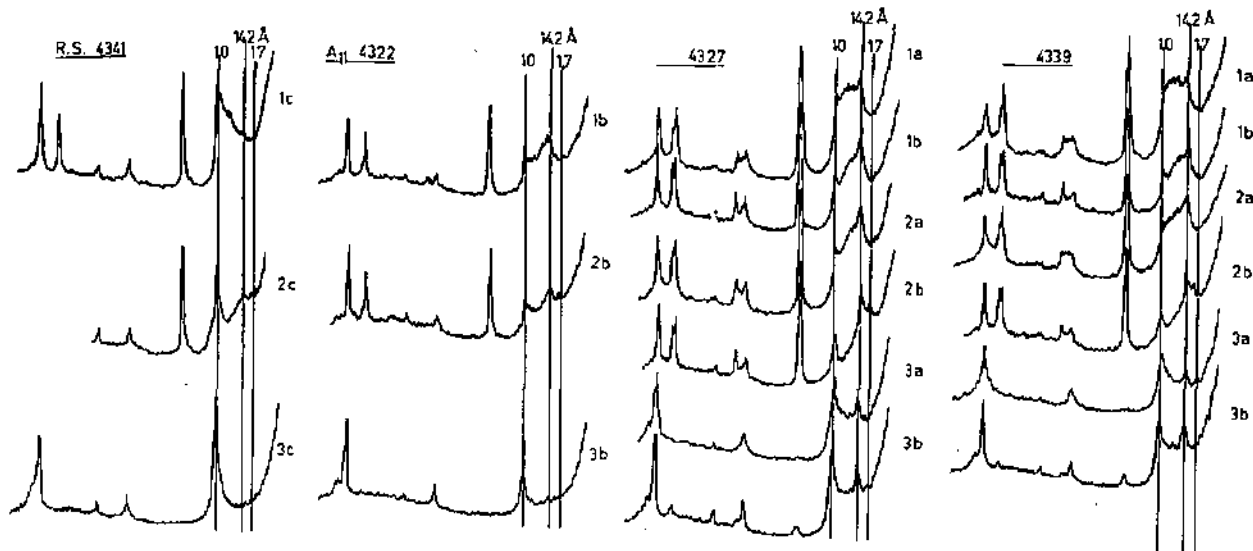


Fig. 50 Diagrammes X de la fraction fine du matériel de remplissage d'une crevasse de lapiez aux Grandes Chaumilles.

R.S. Roche encaissante A₁₁ (éch. 4322) = lithocalcique humifère à moder de surface.

4327 = Zone de transition (105 cm de prof.).

4339 = Zone profonde (205 cm de prof.).

1 = Normal. 2 = Ethyl. glycol. 3 = chauffé 550 °C (1 h).

a = traité HAC-K. b = traité HAC-Mg. c = non traité.

Elle résulte probablement de la diminution, en profondeur, de l'intensité du processus de smectitisation des illites, diminution apparemment accrue par la résistance au gonflement à l'E. Glyc. que présente le groupe des smectoides (Smectites + 10-14 μ + Interst. 11,5 Å). En effet, les dômes pourtant importants centrés vers 13 Å, en diagramme normal, ne donnent après saturation à l'E. Glyc. que de faibles réflexes au-delà de 14 Å (fig. 50, éch. 4339).

En l'absence du traitement au citrate, la réaction à l'éthylène Glycol est beaucoup plus faible encore.

On observe, de plus, l'apparition d'un réflexe à 17 Å après chauffage à 520 °C (fig. 75), alors que l'espace 10-14 Å ne se vide qu'après traitement Segalen + chauffage à 520 °C. Dans ce cas, le pic à 17 Å

Tableau 32 Minéraux argileux de la fraction ($< 2\mu$) d'une coupe à travers un sol brun, sur dalle, et du résidu de décarbonatation des roches kimméridgiennes environnantes. Lapiez, pâturage des Grandes Chaumilles. Résultats visualisés en fig. 76. R = roche; G = groise.

Ech.	Prof.	Smect.	10-14 μ	Int. 11,5	Ill.	Kaol.	Chl.	Qz.	F. K.	Plagio.	Goeth.
<i>Profil No. 1</i>											
4156	0-10	22	11	12	10	26	18	12	6	4	5
4182	30-40	7	24	7	11	29	22	12	8	7	-
R4340		0	6	6	38	49	tr.	13	6	-	6
<i>Profil No. 2</i>											
4157		13	11	6	9	27	28	10	8	tr.	-
R4340		0	6	6	38	49	tr.	13	6	-	6
<i>Profil No. 3</i>											
4159	0-10	10	19	7	12	26	26	12	-	-	-
4171	35	7	15	7	14	27	30	11	10	-	tr.
4176	55	5	14	7	14	24	35	12	8	-	7
R4340		0	6	6	38	49	tr.	13	6	-	6
<i>Profil No. 4</i>											
4160	0-10	5	14	9	15	27	27	11	5	6	-
4161	20	12	12	11	15	26	25	9	6	7	-
G4175	50	10	13	6	25	39	5	9	-	-	6
G4180	85	13	26	0	22	26	12	9	7	-	9
<i>Profil No. 5</i>											
4164	0-10	4	23	6	9	32	26	10	12	6	8
4666	20	11	21	9	23	36	tr.	10	-	-	9
R4340	30	0	6	6	38	48	tr.	13	6	-	6
<i>Profil No. 6</i>											
4165	0-10	16	7	7	11	30	29				
R4340		0	6	6	38	49	tr.	13	6	-	6
<i>Profil No. 7</i>											
4166	0-10	4	15	8	12	24	37				
4166.1	35	8	15	8	14	25	29				
R4340		0	6	6	38	48	tr.	13	6	-	6
<i>Profil No. 8</i>											
4168	0-15	5	11	7	12	26	30				
4184	40	10	13	6	14	31	24				
R4340		0	6	6	38	49	tr.	13	6	-	6
Sol moyen N = 16	\bar{x}	8,50	15,73	7,80	13,00	27,73	28,21				
Ecart-type	$\hat{\sigma}$	5,96	6,51	1,76	3,42	3,31	5,73				

ne réapparaît pas. Ces caractéristiques sont bien celles des minéraux gonflants à interfoliation partielle. Cependant, cette interfoliation, selon les auteurs (RICH, 1968) ne se produit qu'en milieu acide.

Or, ici, le pH est légèrement basique. Si l'on admet que l'ambiance physico-chimique de ce milieu n'a pu passer, au cours des âges, par des épisodes acides, en raison de son étroit confinement, on pourrait penser que la faible interfoliation des smectites de ce matériau par des hydroxy-Al (Fe) est antérieure à sa mise en place. Cette hypothèse nous paraît cependant peu vraisemblable.

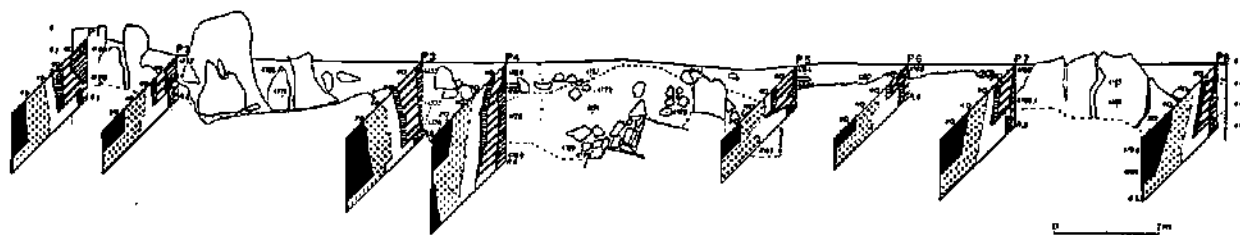


Fig 51 Distribution des minéraux argileux de la fraction fine du brun calcaïque à travers la coupe des Grandes Chaumilles (lapiiez couvert).
 Résultats exprimés en % relatif des minéraux argileux présents.
 Légende des symboles donnée en fig. 75.

2.4.4. Sol brun sur dalle calcaire

5 m en contrebas, la grande dalle lapiézée disparaît sous un sol brun calcaïque, non lessivé, peu épais (15 à 40 cm), modérément acide (pH compris entre 5 et 7), et un peu désaturé (paragraphe 4.1.3 du chapitre III).

L'examen diffractométrique de sa phase argileuse révèle une composition semblable à celle du matériel de remplissage (fig. 51) et Tableau 32 et 33, à savoir:

- 1) pourcentage élevé de chlorite et de kaolinite;
- 2) présence affirmée des plagioclases dans la fraction $< 16 \mu$ des quelques échantillons analysés.

Elle diffère toutefois par des teneurs plus faibles en illite, mais plus fortes en revanche en smectites et interstratifiés gonflants.

Sur la dalle, milieu ouvert par excellence, la transformation de l'illite vers la smectite est beaucoup plus intense que dans la crevasse (Tableau 33).

Tableau 33 Composition moyenne de la fraction fine ($< 2 \mu$) des sols bruns sur dalle du Kimméridgien supérieur, du sol remplissant une crevasse de cette dalle, et du résidu de dissolution des roches environnantes (exprimée en % rel.): \bar{x} = moyenne; $\hat{\sigma}$ = écart-type.
 Lapiiez, pâturage des Grandes Chaumilles.

Nature	Ech. Nbr.	Smectites		10-14 μ Å		Int. 11,5 Å		Illite		Kaolinite		Chlorite	
		\bar{x}	$\hat{\sigma}$	\bar{x}	$\hat{\sigma}$	\bar{x}	$\hat{\sigma}$	\bar{x}	$\hat{\sigma}$	\bar{x}	$\hat{\sigma}$	\bar{x}	$\hat{\sigma}$
Sol sur dalle	16	8,5	5,96	15,73	6,51	7,80	1,76	13,0	3,42	27,73	3,31	28,21	5,73
Mat. de remplissage	9	5,72	4,40	13,70	5,25	8,20	3,64	17,40	3,06	30,55	4,33	24,33	6,50
Substratum rocheux	6	5,7	-	7,7	-	5,8	-	41,0	-	43,2	-	1,9	-

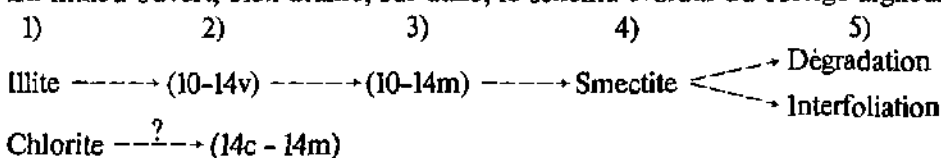
Toutefois, si les smectites et les interstratifiés (10-14 μ) apparaissent bien dans le substratum rocheux et l'horizon C qui lui est directement associé, ainsi que dans la terre fine des colluvions calcaires qui garnissent la partie centrale de la coupe (fig. 52), dans le sol proprement dit, les minéraux gonflants sont partiellement dégradés (fig. 53). Ils sont aussi partiellement interfoliés, sauf dans les profils Nos. 1 et 2, fig. 51, où les pH sont les moins acides, et les taux de matière organique plus élevés.

Les minéraux gonflants sont dégradés: en effet, on n'observe jamais de pic bien individualisé; ils s'appuient sur l'intense pic à 14 Å, en une retombée plus ou moins continue jusqu'au-delà de 17 Å, et sont de ce fait probablement «surdosés» par notre méthode semi-quantitative. Ils sont partiellement interfoliés: en l'absence du traitement au citrate, ils ne réagissent pas à l'E. Glyc. En diagramme chauffé à 530 °C, l'espace (10-14 Å) se vide mal.

D'autre part, les solutions de percolation à travers ce sol peu épais sont relativement riches en cations. Or, il est intéressant de constater que cette richesse va de pair avec des indices de vermiculites. La saturation K^+ provoque un renforcement sensible du pic à 10 Å (fig. 53).

2.4.5. Conclusions

En milieu ouvert, bien drainé, sur dalle, le schéma évolutif du cortège argileux se résume comme suit:



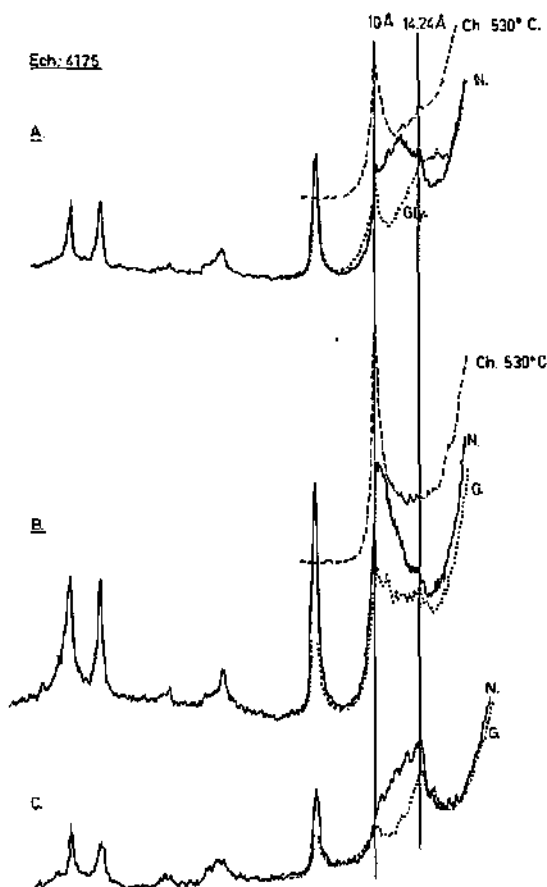


Fig. 52 Diagramme X de la fraction fine ($< 2 \mu$) des colluvions calcaires localisés dans une diaclase ouverte du lapiez des Grandes Chaumilles.
 A = traité HAC-Mg.
 B = traité HAC-K.
 C = non traité.

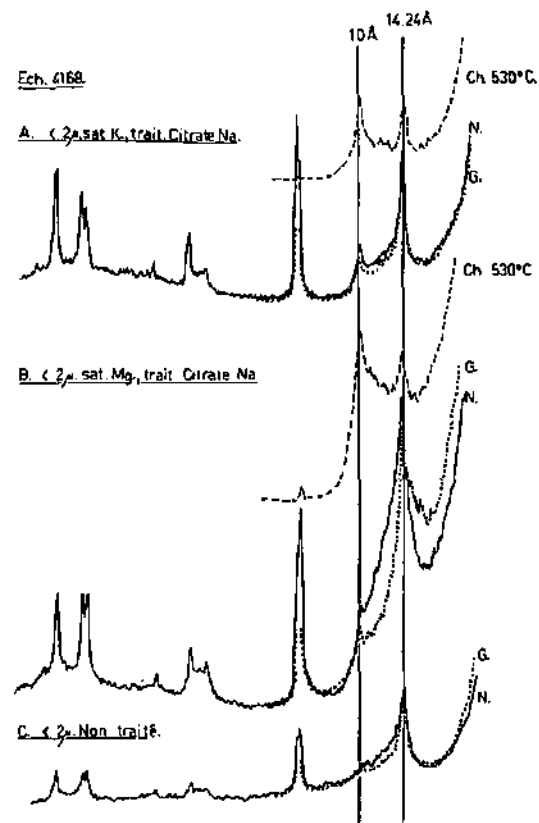


Fig. 53 Diagramme X de la fraction fine du brun calcique aux Grandes Chaumilles.
 N = Normal
 G = Ethylène Glycol
 Ch = Chauffé

Nous reviendrons ultérieurement à cette question, et examinerons notamment l'ordonnance des termes 2,3 et 5.

L'étude minéralogique a mis en lumière les faits suivants:

- 1) l'origine de la fraction minéralogique du lithocalcique humifère à Moder en coussin résulte de l'héritage des produits de décarbonatation du substratum.
- 2) Ce sol récent recouvre un matériau plus ancien (remplissant les diaclases sous-jacentes), qui présente les mêmes caractéristiques minéralogiques des sols bruns calciques superficiels des environs: abondance de la chlorite ferrifère, des plagioclases, du quartz qui caractérisent le matériau d'apport allochtone.
- 3) Alors que dans la crevasse, les processus de transformation demeurent peu intenses (faible interfoliation hydroxy-Al (Fe) dans les édifices gonflants), dans les sols bruns superficiels peu épais, l'illite subit, en revanche, une très intense dégradation.

2.5. Sol sur Séquanien

Les deux profils des sols dont nous présenterons ci-dessous la composition minéralogique, reposent tous deux sur le Séquanien supérieur, représenté par un ensemble homogène de calcaire oolithique, coralligène, dur, de teinte claire (AUBERT, 1943).

La composition minéralogique moyenne du résidu de dissolution est donnée dans le Tableau 34. On constate la prédominance de l'illite et de la kaolinite sur les minéraux gonflants et la chlorite. Cependant, dans cette formation, les variations d'échantillon à échantillon sont plus importantes qu'ailleurs.

2.5.1. Sol brun polyphasique (Charnière anticlinale du Mt Tendre).

Il est situé dans une étroite dépression qui recoupe transversalement l'axe anticlinal de la chaîne du Mt Tendre (description donnée au paragraphe 3.1., chapitre III).

2.5.1.1. Minéraux argileux du sol

La composition minéralogique de ce sol très épais (> 160 cm) souligne, par ses variations, la discontinuité du profil, qui apparaît déjà au niveau textural et chimique. C'est dans la fraction < 16 μ que les différences minéralogiques sont les plus nettes (fig. 54 et Tableau 34).

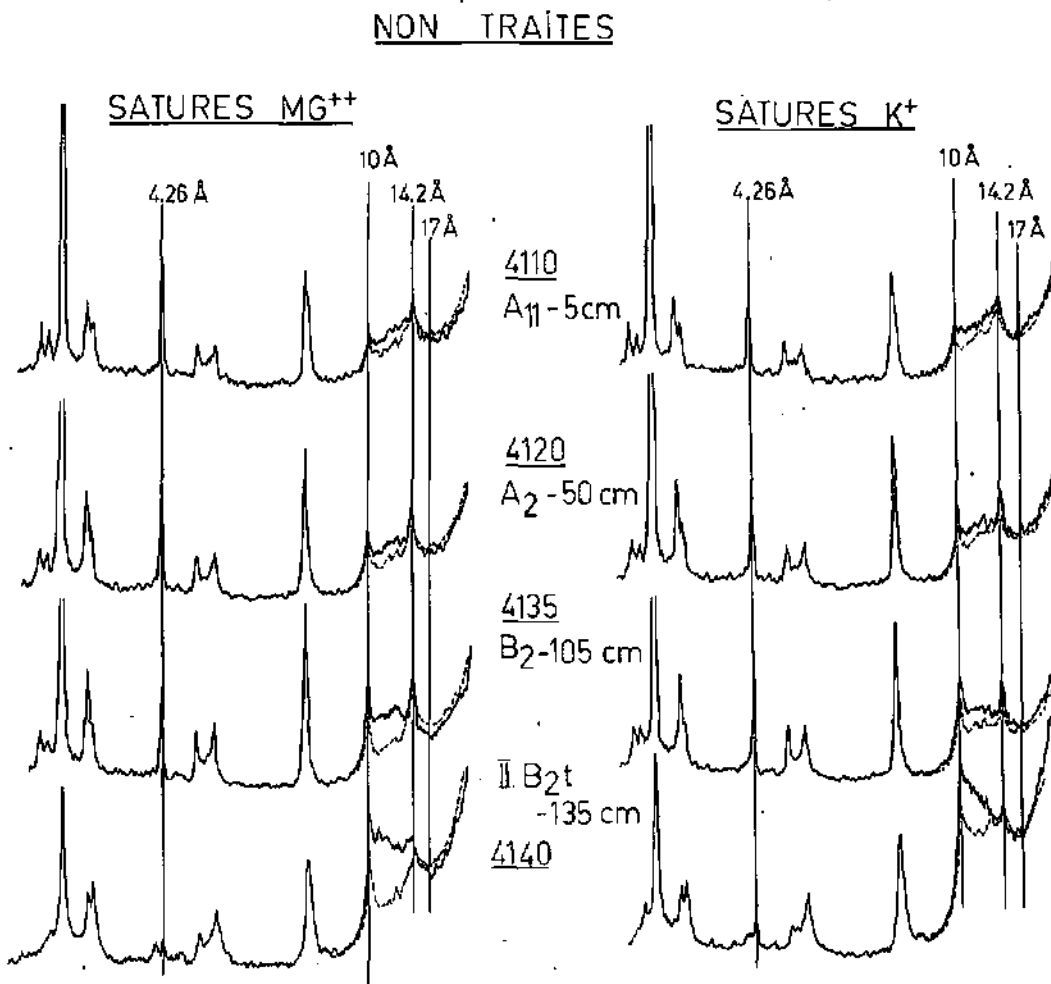


Fig. 54 Charnière anticlinale du Mt Tendre. Diagramme X de la fraction < 16 μ d'un sol brun acide polyphasique. Pas de traitement HAC, mais saturation Mg et K uniquement.

Niveau I: zone superficielle

Ce sol, qui s'apparente aux sols bruns acides, renferme un fort pourcentage de chlorite ($x = 38\%$ relatif en < 16 μ), une présence affirmée du quartz, des plagioclases et des feldspaths potassiques, association inexistant dans le substratum. L'apport latéral de l'amont est, par ailleurs, invraisemblable, des affleurements perpendiculaires au gradient de pente formant de véritables barrières.

Niveau II: zone profonde

Il occupe le fond de la cuvette centrale, et les diaclases contiguës; sa composition argileuse ressemble davantage à celle de la roche (Tableau 34); elle s'en écarte toutefois par:

- une teneur plus forte en chlorite; mais cet enrichissement résulte manifestement d'une pollution par le haut (entraînement d'éléments du niveau I dans les nombreuses pistes de vers);
- une teneur plus élevée en kaolinite;
- mais le quartz et les feldspaths K ont des teneurs très nettement inférieures à celles du niveau I.

Nous pensons être en présence d'un sol ancien, antérieur au glacier de calotte, probablement tronqué par ce dernier, au niveau de l'horizon B_{2t} (POCHON, 1973).

Tableau 34 Minéraux argileux des calcaires du Séquanien sup. de la Vallée de Joux et de leur sol de couverture (résultats exprimés en % relatif des minéraux argileux présents) et des minéraux accessoires (exprimés en hauteur de réflexions R.X. en mm)

1. Calcaires Séquanien sup. fraction $< 2 \mu$
2. Calcaires Séquanien sup. fraction $< 16 \mu$
3. Sol polyphasique Niveau I, fraction $< 16 \mu$
4. Sol polyphasique Niveau I, fraction $< 2 \mu$

5. Sol polyphasique Niveau II, fraction $< 16 \mu$
 6. Sol polyphasique Niveau II, fraction $< 2 \mu$
- N = Nb d'échantillons, \bar{X} = valeur moyenne

	N	Smectites	10-14 μ	Inst. 11.5 Å	Illite	Kaolinite	Chlorite
		\bar{X}	\bar{X}	\bar{X}	\bar{X}	\bar{X}	\bar{X}
1.	13	9,0	7,8	6,0	44,7	29,4	2,8
2.	12	8,0	7,9	3,5	44,8	31,1	3,9
3.	22	3,9	8,5	12,3	21,8	15,0	38,1
4.	22	5,8	12,1	12,1	23,1	29,9	17,0
5.	6	9,3	13,0	10,2	24,5	28,7	13,7
6.	6	10,2	11,2	8,3	24,0	39,2	7,3

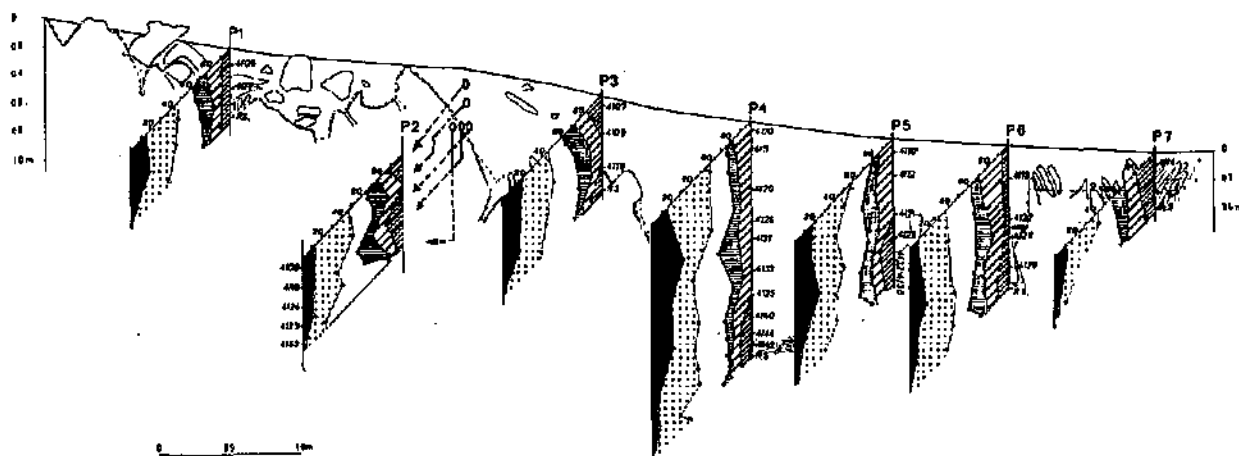


Fig. 55 Distribution des minéraux argileux de la fraction fine du sol brun polyphasique. Charnière anticlinale du Mt-Tendre (1620 m).

Résultats exprimés en % relatif des minéraux argileux présents.

Légende des symboles donnée en fig. 75.

2.5.1.2. Distribution spatiale des minéraux argileux (fraction fine $< 2 \mu$)

L'examen de la fig. 55, dans laquelle apparaissent les pourcentages relatifs des minéraux argileux du sol à travers toute la dépression, suscite un certain nombre de remarques:

- les smectites sensu stricto (gonflant à 17 Å à l'P.E.Glyc.) apparaissent dans le voisinage immédiat des calcaires;
- elles «disparaissent» avec l'éloignement croissant de ces derniers, soit dans la partie centrale de la dépression;
- une corrélation positive existe entre l'abaissement du pH et la «disparition» des smectites sensu stricto;
- la teneur en illite diminue vers la surface, alors que celle du groupe des gonflants augmente. Ce type de distribution est particulièrement net aux deux extrémités de la coupe (P₁, P₂, P₇, fig. 55), c'est-à-dire au voisinage des calcaires, là où les pH sont moins acides, et où les racines envahissent la plus grande partie du profil;
- le pourcentage de la kaolinite augmente du bas au haut des profils, du niveau I superficiel, alors que celui de la chlorite fléchit quelque peu.

2.5.1.3. Interfoliation hydroxy-Al (Fe) des smectites

Aucun échantillon du niveau I des profils P₄ et P₅ de la fig. 80 ne présente, une expansion à 17 Å à l'P.E.Glyc., malgré 2 traitements au citrate de Na.

Faut-il admettre une dégradation totale des smectites? L'intense lessivage qui existe ici, en raison de l'accumulation de la neige d'une part, l'acidité accrue du milieu d'autre part, permettait de le supposer.

Nous avons néanmoins soumis les échantillons du profil central (P₄, fig. 55) à de nouveaux traitements au citrate, associés à un contrôle simultané par diffraction X. Après 4 traitements, les pics à 17 Å apparaissent (fig. 56).

Nous avons donc, en réalité, non pas la seule dégradation, mais encore et surtout une interfoliation des feuillets gonflants, interfoliation plus complète ici que dans les autres types de sol. D'autre part, plusieurs échantillons de la zone centrale présentent un pic à 17 Å, aussi bien en diagramme normal que chauffés (non expansé à l'E.Glyc.), et attestent aussi d'une interfoliation sur les 2 faces de l'espace interfoliaire des feuillets gonflants (JACKSON, 1963).

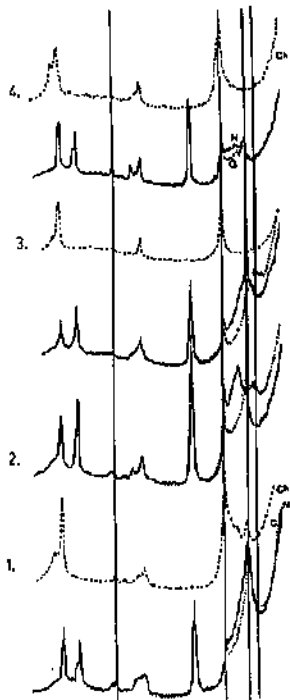


Fig. 56. Mise en évidence du blocage de l'espace interfoliaire des minéraux gonflants. Diffractogramme X de la fraction fine du sol brun acide polyphasique du Mt. Tendre. Ech. 4120 de l'horizon (A₂).

- 1 = non traité, sat. Mg.
- 2 = traité HA4C (4 x 1 h au Citr. Na.).
- 3 = traité HA4C-Mg (saturé Mg).
- 4 = traité HA4C-K (saturé K).

L'exemple présenté en fig. 56 montre bien la nature des écueils de l'interprétation des diagrammes X. Ainsi, ceux de l'échantillon 4120, traité 2 Citrate et rendu K⁺, laissent supposer la présence de vermiculite (augmentation de l'intensité du pic à 10 Å) et d'interstratifiés à éléments chloritiques (taux élevés d'occupation de l'espace 10-14 Å après chauffage à 530 °C).

Après 4 traitements au citrate de Na, la situation s'éclaircit:

- 1) l'augmentation du pic à 10 Å à la saturation K n'est plus aussi sensible;
- 2) l'élimination des produits «piégés» dans l'espace interfoliaire des feuillets gonflants, laisse quasiment vide l'espace 10-14 Å dans les 2 tests de l'E. Glyc. et du chauffage. La similitude du comportement des feuillets gonflants interfoliés et des vrais interstratifiés à éléments chloritiques est bien démontrée.

En définitive, à la suite des traitements ultérieurs au citrate, la représentation du groupe des gonflants (profils 3-4-5, niveau 1 de la fig. 55) se trouve modifiée de la façon suivante:

- réduction notable des pourcentages des interstratifiés 11,5 Å;
 - réduction plus faible de celui des (10-14m),
- toutes deux compensées par l'augmentation de celui des smectites sensu stricto.

2.5.1.4. Dosage absolu des minéraux argileux des fractions < 16 μ et < 2 μ

Les pourcentages absolus (exprimés en % de la terre fine), apportent plusieurs renseignements (fig. 57):

1) la discontinuité entre niveau I et II, déjà nettement visible au niveau de la granulométrie, est soulignée également par les discontinuités des teneurs en quartz, en feldspaths K et plagioclases (POCHON, 1973), de la kaolinite, de la chlorite et de l'illite.

2) Les chlorites sont plus abondantes en fraction limoneuse (< 16μ) qu'en fraction fine (< 2μ). C'est une preuve évidente que l'abondance de ce minéral ne résulte pas de néoformation in situ.

3) En fraction < 2μ, la diminution de l'illite vers la surface est nette; elle paraît confirmer ici encore le schéma évolutif des argiles: celui de la smectitisation des illites, processus qui n'affecte que les plus petites particules; les illites > 2μ présentent en effet un réflexe (001) à 10 Å très aigu, sans indice notable d'ouverture ou de bâillement.

4) Si l'enrichissement du niveau II en chlorite s'explique par l'entraînement en profondeur de matériel du niveau I sus-jacent, la richesse en kaolinite du niveau II, surpassant celle du résidu insoluble du substratum, principalement dans la fraction limoneuse, peut s'expliquer de deux façons:

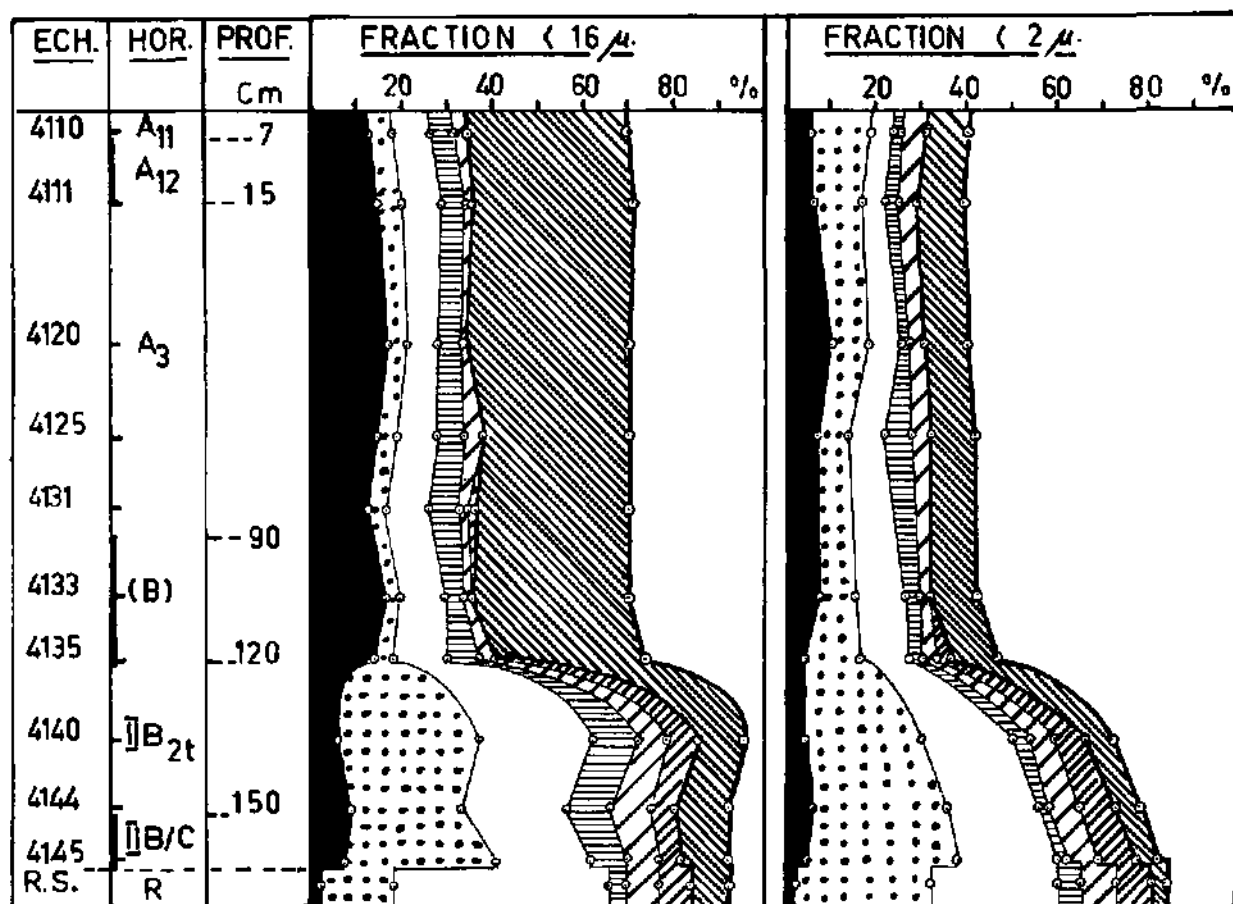


Fig. 57 Minéraux argileux (en % de la terre fine minérale) du sol brun acide polyphasique (Mt Tendre).

1. *Par enrichissement relatif:*

Toute la kaolinite serait héritée du substratum, et conservée en totalité, en raison de sa grande stabilité, alors que les autres espèces argileuses seraient toutes partiellement hydrolysées.

2. *Par néoformation*

Ses pourcentages absolus dans la fraction < 2 μ, supérieurs à ceux de la fraction limoneuse, rendent cette possibilité plausible. D'autre part, les concentrations ioniques en solution dans les eaux d'infiltration dans les sols, reportées dans les diagrammes d'équilibre de FETH, ROBERSON et POLZER (1964) in MISEREZ (1970), montrent que l'aire d'existence de ces eaux coïncide partiellement au domaine de stabilité de la kaolinite (fig. 69).

De ces 2 hypothèses la première nous paraît cependant la plus vraisemblable.

2.5.1.5. *Conclusions résumé*

Trois caractéristiques essentielles sont à retenir de l'exemple précédent:

1) *Polyphasisme certain*, deux séquences au moins sont reconnues:

a) Un niveau I «récent» - qui présente les traits minéralogiques de tous les sols superficiels, d'apport allochtone.

b) Un niveau II qui s'apparente minéralogiquement et granulométriquement au résidu de décarbonatation des roches (POCHON, 1973). Il pourrait donc s'agir de terra fusca au sens de DUCHAUFOR (1960); l'excès en kaolinite confirmerait ce point de vue.

2) *Smectitisation des illites*

C'est la principale voie d'évolution des alumino silicates de ce type de sol. L'illite, en effet, se dégrade beaucoup plus facilement que la chlorite.

3) *Interfoliation des minéraux gonflants*

Dans le niveau I, la fixation de produits hydroxy-Al et/ou Fe dans l'espace interfoliaire des feuillets gonflants est plus intense et probablement mieux organisée que dans les sols précédents moins acides, puisque 2 traitements au citrate de Na ne suffisent pas à les éliminer.

Or, les eaux recueillies dans ce sol sont groupées dans le champ de stabilité de la gibbsite (diagramme de FETH et al, loc.cit.), minéral qui n'a jamais été identifié dans nos sols.

Peut-on dès lors assimiler les constantes d'équilibre des smectites interfoliées-Al à celles de la gibbsite? La question reste entière.

2.5.2. Crevasse du Poste des Mines

La fig. 58 représente la distribution des minéraux argileux du matériel de remplissage d'une crevasse proche du Poste des Mines (forêt du Risoux), extrait sur plusieurs mètres d'épaisseur. Cette fouille a été décrite dans un travail antérieur (AUBERT, POCHON, 1970).

Ce matériel de remplissage est formé d'une blocaille grossière d'éléments calcaires du Séquanien de l'endroit, recouverts de pellicule d'altération, avec, dans les interstices des blocs, un matériel fin, très organique, de type mull-modér, parsemé de gros débris de bois en voie de décomposition.

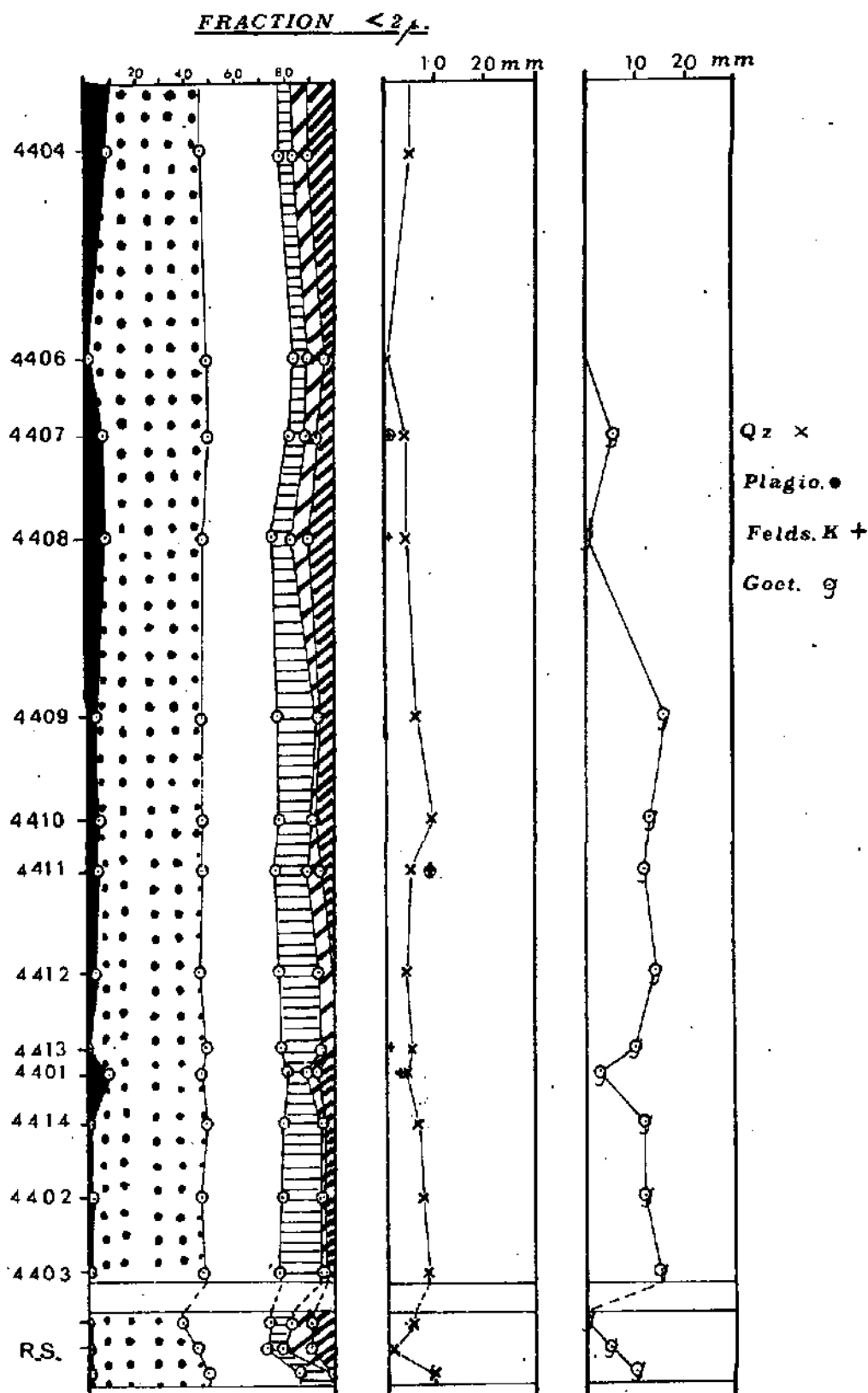


Fig. 58 Minéraux argileux (en % relatif) et accessoires de la fraction fine d'un remplissage de crevasse au Mt Risoux.

Ce milieu est très percolant, toujours humide en raison du confinement (température constante, quelques °C, atmosphère saturée, évapo-transpiration nulle).

L'analyse des minéraux argileux de la fraction $< 16\mu$ permet de constater:

- une analogie relativement étroite des distributions quantitatives des minéraux argileux des résidus de décarbonatation des roches encaissantes et des sols;
- un enrichissement peu prononcé en chlorite ferrifère, feldspaths K et plagioclases; le matériel «allochtone» a été introduit dans la crevasse par le drainage et le ruissellement à partir des formations pédologiques superficielles environnantes, ou en position riptique dans les fissures.

La fig. 58 (minéraux argileux de la fraction $< 2\mu$) confirme les données de la fraction $< 16\mu$:

- l'analogie avec la roche-mère est plus étroite encore;
- l'évolution à travers le profil est très faible, et témoigne d'un *remplissage récent*. Cette observation est corroborée par la découverte, dans la partie profonde de la crevasse, de déjections animales, véritables agglomérats d'os, ayant tous appartenu à des animaux actuels (AUBERT, POCHON, 1971). Un renard avait probablement élu domicile au fond de cette crevasse avant l'effondrement des ponts calcaires superficiels et le remplissage consécutif.

2.5.2.1. *Néoformation de la goethite, stabilité des chlorites ferrifères et des smectites*

Grâce à un degré d'hydratation constant, proche de la saturation, sans dessèchement temporaire, ni engorgement, grâce aussi aux pH basiques, à la bonne aération, à la présence de matière organique abondante, la néoformation et la conservation de la goethite sont assurées; ses pourcentages sont ici parmi les plus élevés, tout comme ceux du manganèse. On n'observe pourtant aucune concrétion ferromanganique dans le profil. L'accumulation de Mn ne paraît donc pas liée à la précipitation du fer, ainsi que l'ont observé maints auteurs dans les sols à gley et pseudo-gley des régions tempérées in SEGALIN (1964); son accumulation reste probablement favorisée ici par les pH élevés et l'activité bactérienne qui l'oxyde et l'insolubilise rapidement (DUCHAUFOR 1970).

La néoformation de la goethite, son accumulation au sein du profil, paraissent affecter la stabilité de la chlorite et des smectites sensu stricto. On observe en effet, l'existence d'une corrélation négative entre pourcentage de goethite d'une part, chlorite et smectites sensu stricto d'autre part.

Cette relation inverse, goethite-chlorite, smectites, déjà suspectée dans quelques autres profils (notamment sols dans diaclases du lapiez des Chaumilles; dégradation de la chlorite dans le niveau II profond riche en goethite, alors qu'elle demeure très stable dans le niveau I superficiel du sol sur Séquanien au Mt Tendre) apparaît le plus nettement ici, comme le calcul tend à le confirmer, malgré les imprécisions de la méthode de dosage.

La comparaison des différents profils révèle que cette relation inverse goethite-chlorite, smectites, s'affirme d'autant plus que chlorite et smectites sont peu abondantes. On est par conséquent amené à envisager l'existence d'une compétition dont le fer serait l'enjeu, et à formuler l'hypothèse suivante:

«Lorsque les conditions physico-chimiques le permettent, les différentes formes du fer (soluble, pseudo-soluble ou solide et amorphe) qui imprègnent le milieu sont mobilisées dans la néoformation de la goethite. Le milieu se trouverait ainsi appauvri en fer, et les minéraux mieux cristallisés qui en seraient riches, telle la chlorite et les smectites, seraient alors d'autant plus sollicités qu'ils sont peu abondants et que le milieu est plus pauvre en formes ferriques moins stables.»

- Dans les sols du Jura, la chlorite est effectivement du type ferrifère; par contre, nous n'avons pas pu définir la composition chimique des smectites sensu stricto. Si l'hypothèse ci-dessus se révélait exacte, il faudrait admettre qu'elles sont elles aussi riches en fer.

Ce processus permettrait d'expliquer la haute stabilité sinon des smectites, du moins des chlorites, dans les profils dépourvus de goethite où le lessivage est pourtant intense.

Différents échantillons plus ou moins riches en goethite ont été soumis à un traitement au Citrate de Na, pour extraire les formes du fer les plus solubles et par conséquent les plus mobiles. Les résultats paraissent confirmer notre hypothèse: les quantités de fer extrait sont inversement proportionnelles au taux de goethite.

Résumé:

Le matériel de remplissage récent de la Crevasse des Mines du Risoux est peu transformé; sa composition minéralogique moyenne s'écarte peu de celle de la roche encaissante, Tableau 35.

L'évolution des minéraux argileux, quoique peu sensible, est ici encore caractérisée par la dégradation des illites (ouverture des réflexions 001) vers les interstratifiés gonflants.

Une intéressante relation inverse goethite-chlorite ferrifère et goethite-smectites est observée, dans ce milieu très organique.

Elle pourrait résulter d'une «désaturation du milieu en fer».

La teneur en matière allochtone (chlorite, feldspaths K, plagioclases) est plus faible que dans les sols bruns de couverture.

Tableau 35 Crevasse des Mines du Risoux. Pourcentages moyens des minéraux argileux des fractions $< 16 \mu$ et $< 2 \mu$ (exprimés en % relatif des minéraux argileux présents).

- 1) Sol de couverture, fraction $< 16 \mu$.
 - 2) Sol de couverture, fraction $< 2 \mu$.
 - 3) Substratum encaissant, fraction $< 16 \mu$.
 - 4) Substratum encaissant, fraction $< 2 \mu$.
- * Minéraux accessoires exprimés en intensité de pic, (en mm).

N	Smectite	10-14 μ	Int. 11,5 Å	Illite	Kaol.	Chl.	Quartz*	F. K.*	Plagio.*	Goeth.*
1) 13	4,76	5,77	8,84	39,77	28,15	12,38	22,53	8,61	6,46	5,91
2) 13	4,61	3,69	13,46	31,69	43,00	4,31	4,69	2,00	tr.	8,76
3) 3	4,66	5,66	2,33	41,00	42,66	3,66	55,00	1,66	0,0	5,66
4) 3	6,66	9,00	7,00	34,66	41,33	1,33	5,0	4,33	0,0	5,0

2.5.3. Intergrade lithocalcique - brun calcique de l'escarpement Séquanien entourant la combe anticlinale argovienne des Begnines. Tableau 36.

Les sols qui recouvrent cet escarpement sont peu épais (10 à 25 cm), aussi, l'enracinement très dense occupe la majorité du profil.

L'analyse diffractométrique des argiles de ce type de sol révèle une évolution très marquée de l'illite vers les interstratifiés (10-14 μ). L'illite est totalement dégradée et son pourcentage tombe de 46 % dans la roche, à moins de 20 % dans le sol.

Tableau 36 Minéraux argileux des sols et des roches du Séquanien, fraction $< 16 \mu$ et $< 2 \mu$, sur le flanc de la combe anticlinale des Begnines. Résultats exprimés en % relatif des minéraux présents. Minéraux accessoires des mêmes fractions (exprimés en hauteur des pics en mm).

Ech.	Fract.	Smect.	10-14 μ	Int. 11,5	Ill.	Kaol.	Chl.	Qz.	F. K.	Plagio.	Goeth.
Sol 0-20	$< 16 \mu$	6	41	23	22	4	4	84	52	tr.	14
	$< 2 \mu$	15	46	5	18	10	6	18	4	-	8
Roche	$< 16 \mu$	7	11	9	49	22	3	73	45	-	tr.
	$< 2 \mu$	11	11	7	46	24	3	18	6	-	8

On notera en outre l'analogie du cortège minéralogique du sol et de la roche; la part de l'apport allochtone dans le sol est nulle; l'héritage à partir de la roche-mère indéniable. La disparition des traces d'allochtonie peut résulter de la solifluxion activée par la forte pente.

Enfin, la faible teneur du sol en kaolinite mérite également d'être relevée.

2.6. Les sols sur marno-calcaire argovien

2.6.1. Sol brun du flanc de la combe des Begnines (décrit au paragraphe 5.1. du chapitre III).

Sur les flancs de la combe anticlinale argovienne, sous le crêt séquanien, la solifluxion est activée par différents facteurs:

- ruissellement superficiel accru en raison de l'imperméabilité du substratum marno-calcaire argovien,
- désagrégation aisée de la roche sous-jacente, laquelle par surcroît est gélive,
- le bétail qui déchire le tapis végétal,
- la pente relativement forte.

Les sols des flancs sont par conséquent peu épais. Le type le plus représentatif est le brun calcique légèrement désaturé en surface.

Tableau 37 Sol brun calcique du flanc de la combe anticlinale des Begnines sur marno-calcaire argovien. Minéraux argileux et accessoires des fractions $< 16 \mu$ et $< 2 \mu$, exprimés respectivement en % relatif, et hauteur de réflexes en mm, pour le quartz (Qz), les plagioclases, les feldspaths K, goéthite et lépidocrocite.

1. Fraction $< 16 \mu$													
Ech.	Prof.	Hor.	Smect.	10-14 μ	Int. 11,5	Ill.	Kaol.	Chl.	Qz.	F. K.	Plagio.	Goet.	Lépid.
4669	0- 5	A ₁	0	27	23	29	17	4	31	20	-	6	12
4670	5-20	A ₂	8	22	14	30	19	5	78	31	-	6	7
4670.1	20-35	(B)/C	5	23	19	36	17	tr	32	26	-	7	5
4674	40	R	2	18	16	41	19	4	36	10	-	-	-
2. Fraction $< 2 \mu$													
4669	0- 5	A ₁	26	13	5	19	34	tr	5	6	-	3,5	7
4670	5-20	A ₂	21	15	3	23	35	3	12	8	-	8	9
4670.1	20-35	(B)/C	12	15	11	36	23	2	6	6	-	-	3
4674	40	R	5	12	12	41	24	4	7	tr	-	tr	-

La composition de son cortège argileux dans les fractions $< 16 \mu$ et $< 2 \mu$ est donnée au tableau 37.

Ces résultats appellent plusieurs remarques:

- Les marno-calcaires du substratum sont riches en illite, kaolinite et interstratifiés gonflants irréguliers (10-14 m), mais pauvres en smectites sensu stricto (gonflant à 17 Å). La présence de la chlorite, quoique peu abondante, est soutenue.

- Le cortège argileux présente ici encore une transformation des illites et interstratifiés gonflants vers le pôle smectitique. Le phénomène est particulièrement net, en fraction $< 2 \mu$, où l'illite diminue de moitié de la base au sommet du profil, alors que les smectites sensu stricto suivent la voie inverse.

Or, le dense chevelu de racines très fines occupe, ici encore, la plus grande partie du profil.

La diminution des interstratifiés 11,5 Å vers la surface du sol signifie que la «smectitisation» n'affecte pas seulement l'illite, mais encore les édifices interstratifiés gonflants hérités de la roche-mère.

Enfin, parmi les minéraux accessoires, il faut souligner l'apparition par néoformation de la lépidocrocite (γ FeOOH, polymorphe de la goéthite α FeOOH) et de la goéthite.

L'abondance relative des feldspaths K dans la fraction $< 16 \mu$ du sol résulte certainement d'un apport de l'amont prélevé sur les sols du crêt séquanien qui en sont riches. (Tableau 37).

2.6.2. Sols bruns lessivés à tendance hydromorphe du fond de la combe anticlinale argovienne des Begnines (décrit au paragraphe 5.2. du chapitre III).

Dans le fond de la combe, les sols sont très épais; par endroit, ils dépassent 100 cm.

Les nombreuses dolines perturbent l'ordonnance des sols, en favorisant dans leur voisinage une érosion intense consécutive à la concentration des eaux de surface, qui convergent vers elles. La coupe de sol effectuée à proximité de l'une d'elles l'a clairement démontré.

Les résultats de l'analyse diffractométrique des minéraux argileux font l'objet des tableaux 38 et fig. 59 à 62.

2.6.2.1. Substratum

Il comprend les formations altérées des marno-calcaires argoviens (partie droite du profil) et les colluvions caillouteuses, mélange de marno-calcaires avec des éléments de calcaire dur du Séquanien.

L'illite prédomine, puis viennent dans l'ordre décroissant: kaolinite, (10-14 m), interstratifiés 11,5 Å, smectites sensu stricto et chlorite. Les minéraux accessoires sont le quartz, les feldspaths K, la goéthite et les plagioclases, qu'on rencontre pour la première fois dans le substratum, en teneur toutefois très faible, et sans commune proportion avec celle observée dans les sols du secteur du Mt Tendre.

Les quelques traces de lépidocrocite sont attribuées soit à un début de néoformation dans les couches altérées superficielles du substratum, soit à un entraînement mécanique. On ne les observe jamais dans la roche-mère, même altérée, ou dans la zone de contact sol-roche.

Tableau 38 Pourcentages relatifs moyens des minéraux argileux des fractions $< 16\mu$ et $< 2\mu$ du sol brun lessivé du fond de la Combe anticlinale des Begnines et du résidu insoluble du substratum.
* Minéraux accessoires des mêmes fractions (exprimés en hauteur des réflexes en mm)

Nat. Ech.	Nbr. Ech.	Frac.	Smectite		10-14 μ		Int. 11,5		Ill.		Kaol.		Chl.		Qz.*		Felds K*		Plagio*		Goethite*		Lérido*	
			\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
Sol	22	< 16	6,31	3,04	15,32	5,09	15,04	4,02	38,95	6,60	16,09	3,26	7,23	2,24	66,95	13,77	17,73	4,60	4,64	3,95	6,16	2,85	8,27	6,90
	26	< 2	12,31	4,91	16,07	6,26	9,96	3,63	31,00	7,35	27,46	2,87	3,15	1,54	8,88	4,34	5,11	3,84	Ir	-	8,58	4,01	23,38	28,47
Substratum	11	< 16	4,80	1,81	10,20	2,78	11,60	2,41	47,80	4,73	18,00	3,55	7,11	2,09	81,50	10,67	18,60	7,0	6,70	3,23	3,10	2,88	0,40	0,51
	11	< 2	8,67	3,89	17,25	3,62	11,41	2,91	36,83	3,93	23,08	2,75	2,83	1,80	5,92	3,06	3,91	3,55	2,25	3,25	4,81	4,19	0,0	-

\bar{x} = Valeur moyenne σ = Ecart-type.

2.6.2.2. Minéraux argileux du sol

La composition minéralogique du sol est l'exact reflet de celle du substratum. (Tableau 38).

Les teneurs de toutes espèces minérales (accessoires y comprises) correspondent à celle de la roche-mère, à l'exception des illites.

2.6.2.3. Distribution spatiale des minéraux argileux de la fraction $< 2\mu$

Elle est visible dans les 8 profils de la fig. 59. D'une façon générale, les variations à travers les profils sont faibles. Dans le détail, 3 tendances se dégagent :

- léger fléchissement des illites et des interstratifiés gonflants (10-14 μ) vers la surface, au profit des smectites sensu stricto,
- comportement inverse de la kaolinite,
- constance de la chlorite,
- minéraux accessoires: forte augmentation de la lépidocrocite en profondeur dans la dépression centrale.

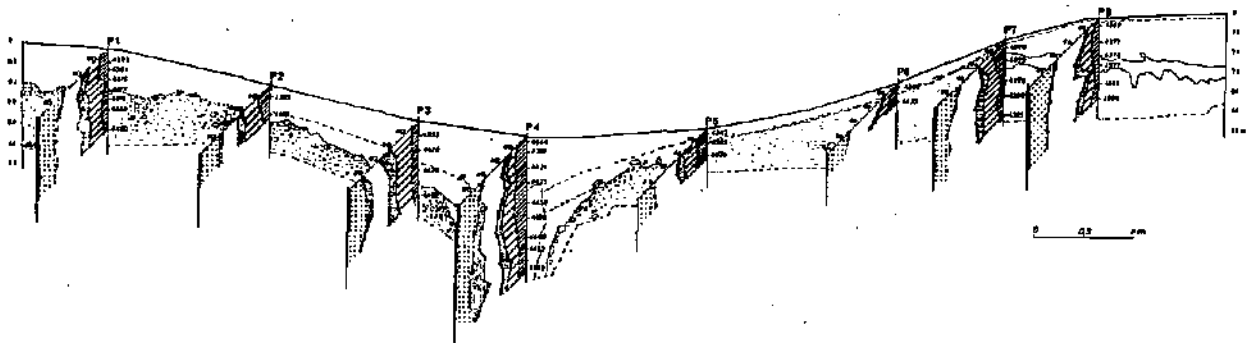


Fig. 59 Distribution des minéraux argileux de la fraction fine du brun lessivé à pseudo-gley. Fond de la combe anticlinale marno-calcaire des Begnines.

Résultats exprimés en % relatif des minéraux présents (y compris la lépidocrocite).

Légende des symboles donnée en fig. 75.

2.6.2.4. Evolution des minéraux argileux

Le principal trait demeure la transformation de l'illite et des interstratifiés (10-14 μ) vers des interstratifiés gonflants du type (10-14 μ), c'est-à-dire des édifices plus riches en feuillets gonflants, mais le processus est ralenti ainsi qu'en témoignent les résultats comparatifs sol-roche du tableau 38. Les pourcentages de l'illite dans le sol ont peu diminué. Cette transformation livre donc essentiellement des interstratifiés gonflants (10-14 μ). (Fig. 60-61).

La figure 62 donne un aperçu du type de diagramme X généralement obtenu dans toute la coupe après saturation Mg et K, et après chauffage à 550 °C - 1h).

2.6.2.4.1. Cas de la lépidocrocite

Rappel:

Ce minéral, de formule $\gamma \text{Fe}_2\text{O}_3\text{H}_2\text{O}$ (ou γFeOOH) appartient à la classe orthorhombique; il se présente sous la forme de paillettes allongées perpendiculairement à l'axe b (EWING, 1935). Par conséquent, sa plus forte réflexion, qui apparaît à 6,25 Å correspond à l'indice (020), laquelle est visible également dans les diagrammes de préparation orientée.

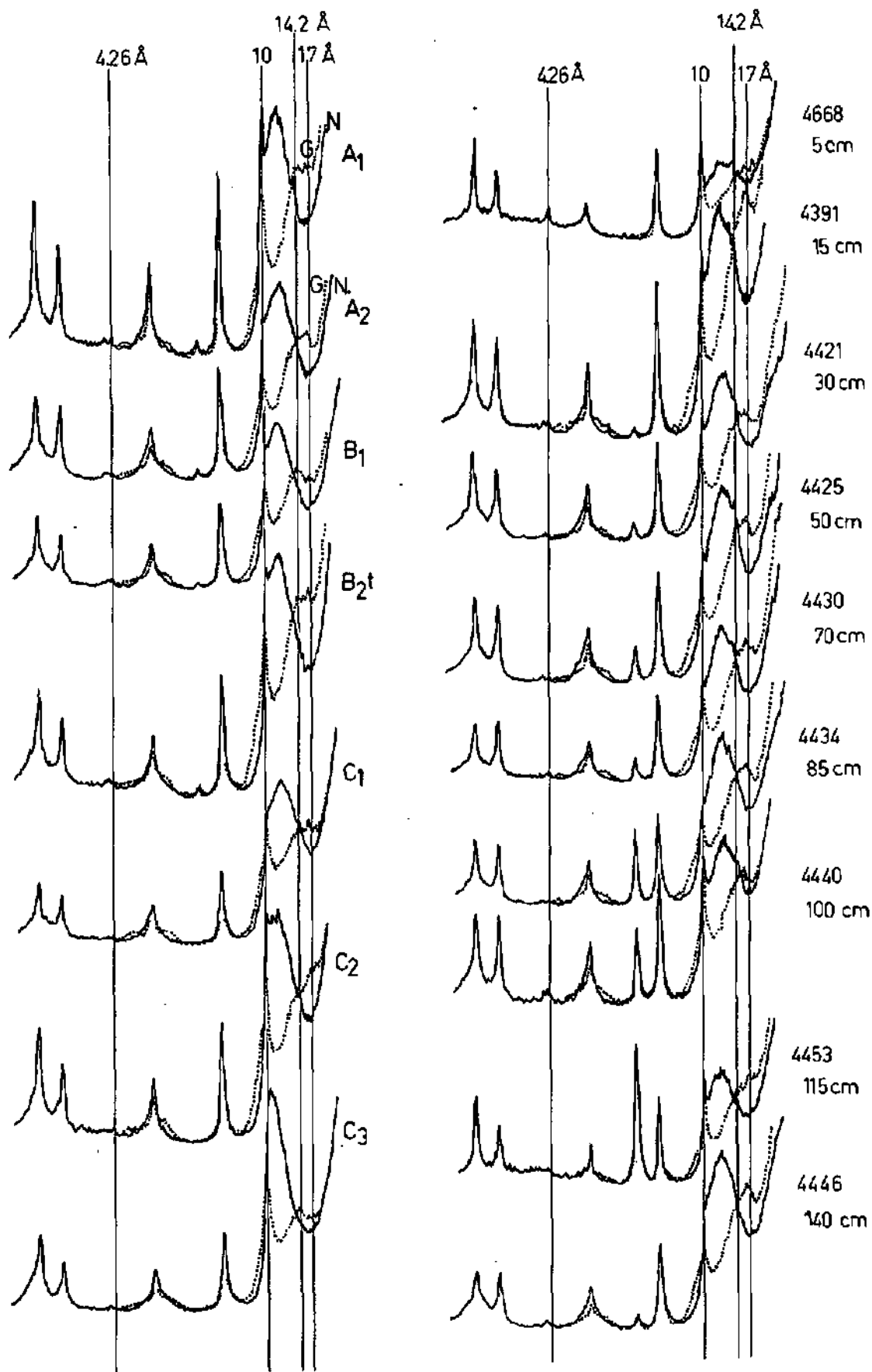


Fig. 60 Diagrammes X de la fraction fine d'un sol brun lessivé sur marno-calcaire. Fond de la combe anticlinale des Begnines, profil NE (P 1 de la fig. 59).

Fig. 61 Idem fig. 60. Profil dans la dépression centrale (P 4 de la fig. 59).

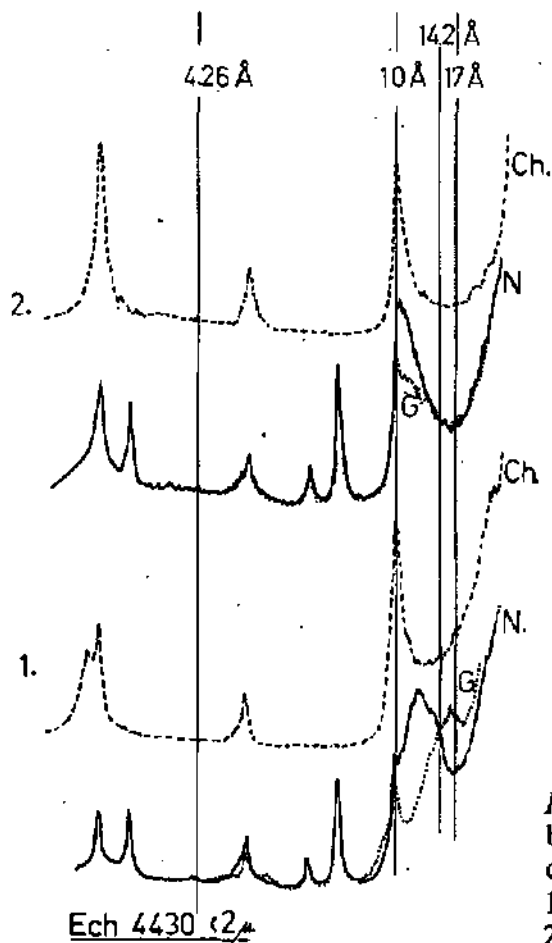
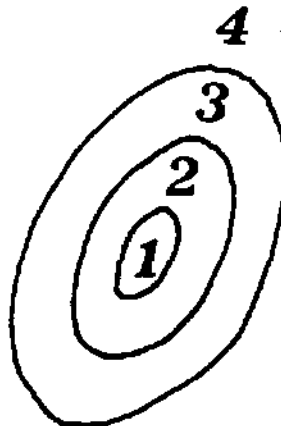


Fig. 62 Diagramme X-type de la fraction fine du brun lessivé à pseudo-gley de la combe anticlinale des Begnines.
 1 = traité HAC-Mg.
 2 = traité HAC-K.

2.6.2.4.2. Localisation de la lépidocrocite dans le profil

Sa concentration augmente dans la dépression centrale du profil, où elle passe par un maximum, au niveau des horizons profonds. Son augmentation est étroitement liée à l'intensité du phénomène d'oxydo-réduction, dont les taches se présentent schématiquement comme suit, soit en zone concentrique, soit en bande allongée:

- 1 = Noyau central, de texture argileuse de couleur beige laiteuse.
- 2 = Zone noirâtre, texture sablo-argileuse de couleur noirâtre. Accumulation de composé ferro-manganique comme le révèle l'analyse chimique. (Mn > 1 %).
- 3 = Zone d'oxydation intense, rouillée, 10 YR 5/8. Le fer concrétionné donne une texture d'apparence sableuse.
- 4 = Zone réduite, de couleur gris-bleuté (10 YR 6/1).



Dans le profil, rapport zone oxydée / zone réduite \cong 2/3 à 1/3.

Les analyses diffractométriques révèlent que la lépidocrocite est indiscutablement liée aux zones rouillées (zone 3 du schéma ci-dessus), dans lesquelles on distingue souvent des taches orangées.

Exemples:

- Ech. 4438 - les taches rouillées du sillon central de la coupe de sol des Begnines en renferment 35% relatif au côté des traces de goethite.
- Ech. 4805.1. - Même provenance: les taches rouillées (7,5 YR 5/6) à la base du même profil: 40% relatif de lépidocrocite.
- Ech. 4749.1. - Le Seignolet (Vallée de la Brévine). Les taches rouillées (7,5 YR 5/6) d'un niveau d'oxydo-réduction en renferment 18% relatif.
- Dans les zones réduites (zone 4 du schéma ci-dessus), lépidocrocite et goethite sont absentes.

Dans le profil du flanc des Begnines, la lépidocrocite est présente en traces certes, puisque sans tache d'oxydo-réduction; mais on observe en revanche de petites sphères ($\varnothing \approx 1$ mm) de couleur plus foncée dans les agrégats.

On peut résumer comme suit les caractéristiques des profils dans lesquels la lépidocrocite apparaît:

- 1) Sol peu perméable, relativement dense, à engorgement tout au plus temporaire, par suite d'un drainage ralenti, mais toujours dans des situations où les solutions de percolation peuvent être lentement exportées: proximité de dolines, élévation topographique, etc. . .
- 2) Taches d'oxydo-réduction et (ou) présence dans le profil de concrétions ferrugineuses (ou ferromanganiques), concentriques, témoignent d'une abondance certaine du fer, qui, dans ce cas, existe essentiellement sous forme amorphe au R.X., avec quelques traces d'hématite et de goethite (éch. 4456).
- 3) Présence associée de la goethite, dont la teneur demeure généralement faible, et relativement constante.

Ces constatations trouvent leur confirmation dans les observations faites par BROWN (1953), selon lesquelles la lépidocrocite apparaît dans des sols à gley, non librement drainés, étroitement localisée dans des taches rouilles orangées (ochreous spotting or blotching and orange colored zone), mais pas dans les sols bien drainés des mêmes localités.

VAN DER MAREL (1951) la signale également au sein de concrétions organo-manganiques.

Nous l'avons trouvée, fait exceptionnel, au sein même des calcaires dolomitiques du Portlandien supérieur, au Bois des Caboules (Vallée de Joux) (Coord. 504.3 / 155.8), dans des blocs en voie d'altération sous un sol brun lessivé (tendance pseudo-gley).

2.6.2.5. Conclusions

Le cortège argileux du sol comme indicateur du mécanisme d'évolution géomorphologique de la Combe anticlinale des Begnines

Ainsi, dans toute la zone de la combe anticlinale, le cortège argileux du sol est l'exact reflet de celui du substratum, modulé cependant par les légers phénomènes de transformations pédogénétiques.

Du crêt séquanien (bordant la combe) au fond de cette dernière, on constate, par les tableaux 36, 37 et 38, une atténuation progressive de l'intensité de la transformation des illites vers les smectites. On voit d'emblée l'influence de la qualité du drainage, auquel il faut ajouter celle de la notion du rapport:

épaisseur du sol / épaisseur de la rhizosphère,

ainsi que nous le verrons ultérieurement.

Dans toute la combe proprement dite, le matériel allochtone (plagioclases, chlorite, feldspaths K et quartz) n'apparaît pratiquement pas. Pourtant on le retrouve bien net dans toute sa zone périphérique (Tableau 39).

Tableau 39 Minéraux argileux (en % relatif) et accessoires (hauteur de pic en mm) de la fraction $< 16 \mu$, des sols à la périphérie de la Combe des Begnines, sur substratum de calcaire dur du Séquanien.

1. N-W de la combe. Coord. 502,415/152,570
Ech. 4790, A₁₁ (0-10 cm) Brun faiblement lessivé
Ech. 4791 (A₂) (10-40 cm) Brun faiblement lessivé
2. Au N de la combe. Coord. 502,695/153,060
Ech. 4795 A₃ (2-15 cm) Sol brun
Ech. 4796 R Substratum
3. Au S de la combe. Coord. 502,825/152,040
Ech. 4794. A₁ + A₃ (0-20 cm) Sol brun

Ech.	pH	Smect.	10-14 μ	Int. 11,5 Å	Illite	Kaol.	Chl.	en mm		
								Qz.	Feld K	Plagio
4790	5,25	6	6	11	29	21	26	119	19	25
4791	5,30	12	9	16	24	19	19	110	17	18
4795	5,25	0	9	12	24	26	28	84	15	62
R4796	-	3	6	7	40	35	8	31	14	0
4794	5,30	tr.	12	13	24	25	25	138	14	12

Cette différence provient:

- 1) soit d'une dilution adéquate du matériel allochtone dans le matériel autochtone
- 2) soit d'une exportation effective du matériel allochtone par solifluxion et soutirage karstique.

Mais de toute évidence, on ne peut concevoir que l'apport éolien ne se soit pas produit dans la combe, alors qu'on le retrouve tout alentour. La deuxième hypothèse nous paraît la plus vraisemblable.

En raison de l'imperméabilité des marno-calcaires du substratum, de leur désagrégation mécanique, le ruissellement de surface provoque une érosion relativement active et favorise la solifluxion. Les matériaux sont entraînés vers le fond de la combe, et, de là, exportés par le soutirage karstique qu'assurent les nombreuses dolines, toutes au stade juvénile, donc de plein «rendement» à l'exportation. Nous en donnerons pour preuve l'observation que nous avons faite le 29 août 1971.

Nous avons observé un léger affaissement à la surface du sol, à quelques mètres d'une doline. Nous avons creusé et observé l'existence, dans l'épaisseur du sol, d'un réseau anastomosé (atteignant par endroits un diamètre voisin du décimètre), dans lequel, venant de l'amont, s'écoulait, en direction de la doline principale, un véritable filet d'eau estimé à 1-2 litres/min.

Cette abondance d'eau consécutive à quelques jours pluvieux, concentrée par le ruissellement grâce à l'imperméabilité du sous-sol, affecte essentiellement le sol, en emportant une quantité non négligeable d'argiles et de limons.

Dans le cas qui nous occupe, le processus d'érosion, une fois amorcé, peut s'intensifier grâce à l'imbibition des parois du réseau qui deviennent très molles, très plastiques.

Or, le phénomène observé s'est produit dans des conditions de pluviosité pourtant habituelles, au centre du fond de la combe. On peut donc aisément comprendre que, grâce à sa répétition, au cours des siècles, le soutirage karstique ait pu assurer l'exportation de grandes quantités de matériel, compensé par un renouvellement relativement rapide des matériaux du sol, d'autant plus que le substratum marno-calcaire des flancs de la combe se désagrège rapidement, s'érode et éclate au gel, là où l'épaisseur du sol est faible.

Nous serions donc en présence d'un cycle «accélééré» comprenant les phases suivantes:

1. Dégradation physique du substratum, et décarbonatation
2. Passage des alumino-silicatés ainsi libérés, dans le sol
3. Solifluxion (entraînement vers le fond de la combe)
4. Exportation par soutirage karstique (au fond de la combe).

Ce cycle «accélééré» paraît trouver confirmation dans les faits suivants:

- disparition quasi totale des minéraux témoins de l'apport «allochtone»,
- absence de tout résidu morainique dans la combe argovienne (les formations meubles auraient pu être corrodées et dissoutes plus activement en raison du ruissellement superficiel concentré),
- âge relativement récent (3000 ans \pm 100 ans, correspondant au climat très pluvieux de l'Atlantique récent selon FIBRAS, 1949) de débris de charbons, trouvés sous 120 de sol à la limite des horizons B et C,
- excellente cristallinité de la lépidocrocite, minéral réputé pour sa fragilité, exclut toute néoformation ancienne,
- évolution réduite du cortège alumino-silicaté des sols du fond de la combe anticlinale qui se résume à une légère smectitisation des illites et interstratifiés (10-14 m).

2.7. Sols sur calcaire crayeux

La très grande altérabilité de l'Ehningien, calcaire crayeux du Tertiaire, du bassin du Locle, assure le maintien d'un type de sol peu évolué: celui des *rendzines*.

Le renouvellement de la charge carbonatée des profils l'emporte sur les phénomènes de dissolution et corrosion liés aux fortes précipitations annuelles (> 1100 mm). Plus ce renouvellement est rapide, plus le cortège argileux des sols se rapprochera de celui de la roche «nourricière», pour 2 raisons:

- 1) le milieu carbonaté, spécialement celui des *rendzines*, riche en calcaire actif, est peu agressif pour les argiles.
- 2) La libération des particules argileuses y est trop récente pour que les phénomènes d'altération, réduits, aient pu entraîner des modifications sensibles.

Résultats:

Les résultats (tableau 40) confirment cette loi très générale; la composition minéralogique des sols et du substratum est identique: les *smectites* prédominent dans les 2 fractions étudiées (< 16 μ et < 2 μ): leur teneur oscille partout autour de 75%.

On constate un début d'altération:

- leur teneur fléchit légèrement vers la surface,
- les réflexions (001) à 17 Å s'élargissent un peu de la base au sommet des profils.

Tableau 40 Minéraux argileux des fractions < 16 μ et < 2 μ de sol formé sur roches carbonatées tendres.

Vallée du Loche: Rendzine Alt. 907, Précipitations 1400 mm/an
 Roche-mère: Craie lacustre de l'Oehningien
 Prairie cultivée Résultats en % relatif des minéraux argileux de la fraction)
 Coord. 548,950/212,550
 Pente moyenne.

Ech.	Prof.	Hor.	Fract.	Smect.	Int. 11,5	Ill.	Kaol.	Chl.	en mm			
									Qz.	F. K.	Plagio.	Goeth.
4738	0-20	Ap	< 16 μ	66	3	17	8	6	40	20	13	6
4739	>20	C	< 16 μ	79	0	17	2	2	10	12	-	-
4738	0-20	Ap	< 2 μ	69	3	12	13	3	5	3	-	tr.
4739	>20	C	< 2 μ	88	0	9	3	tr.	tr.	-	-	-

Le Loche, même substratum, mêmes précipitations, même altitude, mais rendzine sur talus en friche, pente forte, Coord. 549,050/212,700.

4740	0-15	A ₁₁	< 16 μ	66	4	23	2	5	35	18	10	-
4741	15-25	A ₁₂	< 16 μ	81	4	11	2	2	29	16	8	-
4742	> 25	C	< 16 μ	77	4	15	1	3	32	9	-	-
4740	0-15	A ₁₁	< 2 μ	81	5	11	2	1	14	-	-	-
4741	15-25	A ₁₂	< 2 μ	85	4	9	2	1	12	6	-	-
4742	> 25	C	< 2 μ	84	4	11	tr.	tr.	6	3	-	-

L'illite, en revanche, est stable: ses pics de diffraction (001) ne se dégradent pas davantage de la base au sommet des profils.

Kaolinite et chlorite, souvent à l'état de trace, ne dépassent pas 13% relatif. Leur teneur maximum est observée dans l'horizon de surface, et se corrèle positivement avec les teneurs des minéraux associés aux argiles tels le quartz, les feldspaths K et les plagioclases.

Ces derniers, absents dans le substratum, proviennent vraisemblablement du remaniement - par ruissellement latéral - des sols bruns topographiquement plus élevés qui recouvrent sur les bords supérieurs du vallon, des placages morainiques de glaciers locaux, formation très semblable à celle de la vallée de Joux.

Il est en effet difficile d'admettre que l'apport éolien ait pu demeurer en place en raison de la grande altérabilité du substratum, supérieure à celle des marno-calcaires de la combe argovienne des Begnines où le matériau allochtone a totalement disparu.

2.7.1. Conclusions:

- Le cortège argileux des rendzines du Loche représente un bel exemple d'héritage à partir du substratum.
- Le milieu est peu agressif; les smectites, malgré leur grande altérabilité, sont à peine affectées.
- Dans ce sol peu évolué, les transformations de la fraction alumino-silicatée sont ténues.
- Le matériel éolien est rare; il a probablement été entraîné vers l'aval en raison de la grande altérabilité de ce substrat crayeux.

3. Evolution du cortège argileux des sols et des roches

3.1. Introduction

Le but de ce paragraphe est de dégager les principales lignes de l'évolution des minéraux argileux, à partir des résultats qui précèdent. Cette interprétation est difficile et sa portée demeure limitée pour plusieurs raisons:

- Les analyses ne sont pas suffisamment nombreuses; tous les milieux n'ont pas été prospectés.
- En climat tempéré humide de montagne, les hydrolyses demeurent très modérées et par conséquent impossibles à suivre étape par étape; de plus, ces sols sont relativement récents, en raison de l'érosion exercée par le glacier de calotte du Wurm (AUBERT, 1965).

- La plupart des sols sont contaminés par des apports «allochtones» éoliens dont on ne connaît ni la quantité, ni la composition originelles. En effet, si ces apports ont pu être mis en évidence par les minéraux présents dans le sol, mais absents dans le substratum (plagioclases) et par ceux nettement surabondants dans le sol (chlorite, feldspaths K et quartz), on ne peut que difficilement se prononcer au sujet de sa composition initiale en illite et en minéraux gonflants, en raison de l'altérabilité de ces 3 minéraux. Les processus de transformation qui les affectent faussent la situation de départ, tant au point de vue qualitatif, quantitatif, que de leur état de fraîcheur initial.

Les déductions qui suivent ne s'appuieront donc que sur des comparaisons de profil à profil, en admettant, comme hypothèse de départ, une homogénéité du matériel «allochtone».

La valeur de ces comparaisons n'est du reste que toute relative pour les raisons suivantes:

- Dans une topographie accidentée, les minéraux trouvés dans un sol, au moment du prélèvement, ne proviennent pas tous du même milieu: les apports latéraux, les brassages mécaniques peuvent fausser l'image de l'évolution réelle.

- La présence de pellicules d'altération autour de la majorité des cailloux du squelette calcaire, prouve que les sols du Jura sont *vivants*; c'est pourquoi les minéraux argileux du sol n'ont pas tous été libérés par la décarbonatation du substratum au même moment. Ils se trouvent par conséquent à des stades variables d'altération, en fonction de la durée pendant laquelle ils ont été soumis aux processus pédogénétiques.

- Le résidu insoluble des particules calcaires présent dans la terre fine peut également masquer partiellement le véritable stade d'évolution des transformations pédogénétiques, tout comme l'importance de l'environnement calcaire du sol (remplissage de diacase).

- L'activité zoobiologique (vers de terre essentiellement), s'ajoutant aux mouvements de solifluxion et d'érosion, assure un brassage dont l'importance est souvent sous-estimée, qui contribue à réduire les différences évolutives à travers les profils.

Ces différentes remarques situent bien la relativité de toute l'interprétation.

3.2. Les voies de l'évolution

MILLOT (1964) les a clairement tracées. Elles sont au nombre de trois:

1. Héritage
2. Transformation
3. Néoformation

Seuls l'héritage et les transformations seront traités, puisqu'aucune néoformation n'est évidente, à part celles de la lépidocrocite et de la goéthite, qui ont déjà été présentées.

3.2.1. Héritage

Les résultats des analyses des fractions fines et < 16 μ (exprimés en % relatif des minéraux argileux présents dans les fractions) des principaux types des sols de la vallée de Joux, sont reportés à la fig. 63.

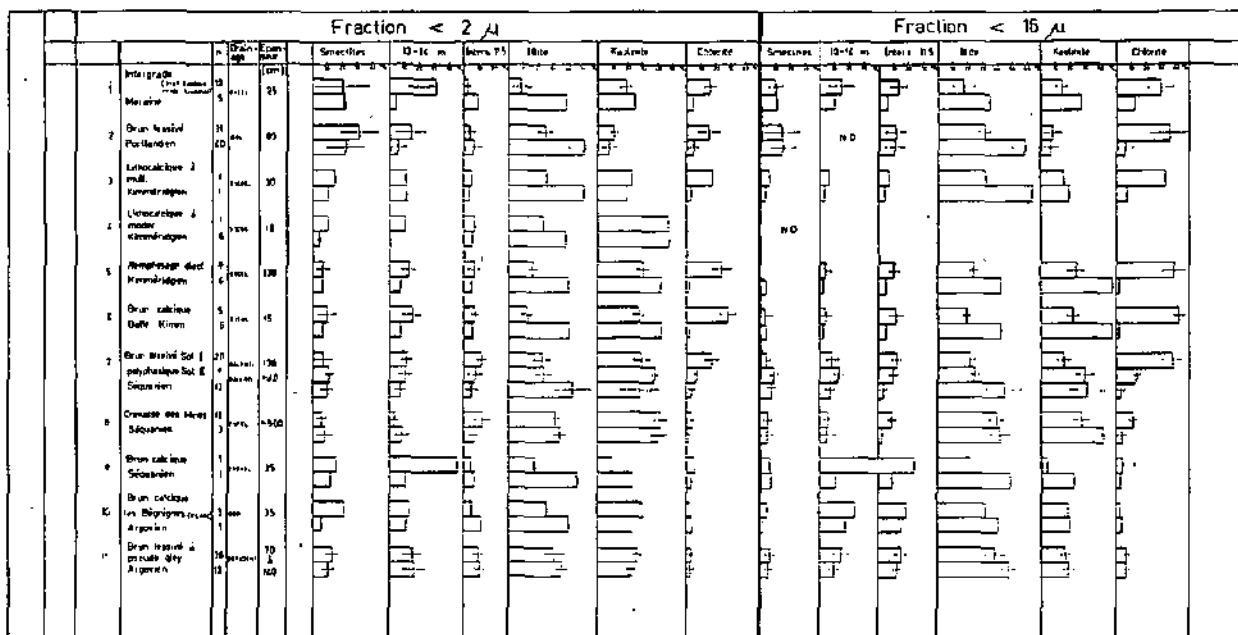


Fig. 63 Récapitulation générale. Composition minéralogique globale des principaux types de sols étudiés du Haut-Jura vaudois et neuchâtelais et de leur substratum respectif.

On constate que tous les types de minéraux présents dans la roche-mère se retrouvent dans les sols. *L'héritage représente la voie originelle essentielle du cortège argileux*: héritage à partir de la roche-mère, d'une part, de l'apport éolien d'autre part.

Cas de la kaolinite

La kaolinite est le meilleur indice de détritisme ou d'héritage. En effet, quel que soit le type de sol, son degré d'évolution, ses teneurs en kaolinite sont comparables à celles de la roche-mère environnante. Si on élimine par le calcul la dilution relative due à l'abondance de la chlorite, la correspondance des teneurs sol-roche s'améliore encore davantage. Ce résultat est d'autant plus significatif que la kaolinite est réputée pour sa stabilité; l'analyse des eaux de percolation (Chapitre V) met d'ailleurs en lumière son état d'équilibre dans les sols jurassiens.

Enfin, la constance des teneurs à travers les profils permet d'écarter l'éventualité d'un entraînement mécanique, reconnu par exemple dans les sols très percolants sur grès par HALLWORTHS (1963) in LAMOUREUX (1972).

L'étroite correspondance de la kaolinite du sol et celle des roches-mères permet les déductions suivantes:

- 1) La part de kaolinite héritée de l'apport «allochtone» d'origine éolienne est faible nettement moindre et sans commune mesure avec celle de la chlorite par exemple.
- 2) Compte-tenu des corrections faites pour l'abondance de la chlorite selon le raisonnement volumétrique, MILLOT et BONIFAS (1955) in MILLOT (1964), les légers surpassements des teneurs relatives en kaolinite dans la plupart des sols, comparés à celles des roches résultent probablement d'un enrichissement relatif, dû à la dégradation des autres minéraux argileux. La légère augmentation des pourcentages de la kaolinite vers la surface des profils semble le démontrer. On peut le constater par exemple sur les fig. 43, 55 et 59.

Cas de l'illite et des minéraux gonflants

La prédominance de l'héritage des autres minéraux argileux – illite, smectites, interstratifiés gonflants – à partir de la roche-mère, demeure mal définie. Il n'est pas possible, en effet, de distinguer la part qui provient du substratum calcaire, de celle issue de l'apport allochtone. De plus, les processus pédogénétiques de transformation – smectitisation des illites, dégradation des smectites – modifient et oblitèrent leurs distributions quantitatives originelles, cependant à des degrés divers.

Ainsi, pour les illites, les pourcentages toujours plus faibles dans les sols que dans les roches du substratum sont attribués à la smectitisation.

En ce qui concerne la dégradation variable des smectites, les trois exemples suivants sont très révélateurs:

- dans les rendzines du Locle, les smectites sont peu modifiées;
- dans les sols plus évolués, mais à drainage ralenti (combe argovienne des Begnines, fig. 59, ou encore du synclinal de Yens, fig. 43, vallée de Joux), la dégradation est encore faible
- sol à très bon drainage (sur moraine, vallée de Joux), la dégradation est efficace (fig. 39).

Cas de la chlorite

En revanche, l'héritage de la chlorite à partir de l'apport allochtone prédomine nettement dans les sols du secteur du Mt Tendre et partout où, dans la chaîne du Jura, le soutirage karstique est peu important (BEGUIN - POCHON, 1971).

3.2.2. *Les transformations*

Deux voies sont possibles:

1. Transformation vers la vermiculite
2. Transformation vers les smectites.

3.2.2.1. *Transformation vers la vermiculite*

Nombreux sont les auteurs qui ont cité la transformation des édifices micacés en vermiculite; en particulier MAC EWAN (1948), WALKER (1949, 1950), JACKSON et al (1948, 1952, 1954), JACKSON (1959, 1965), MILLOT (1964), CAMEZ (1962), GJEMS (1967), DE CONINCK (1967) PAQUET (1969) BOTTNER (1971), LAMOUREUX (1972).

Aussi, nous ne reprendrons pas ici l'exposé de ce mécanisme qui a souvent été décrit en climat tempéré: JACKSON (1959, 1965), MILLOT, LUCAS et PAQUET (1965), GJEMS (1960, 1967), TARDY (1969).

Vermiculitisation et sol sur calcaire

CAMEZ (1962) constate que la vermiculite n'apparaît pas dans les sols calcimorphes peu évolués.

Elle la signale par contre dans les sols bruns non lessivés et lessivés sur sable et limon sableux de la Forêt de Chaux (Jura), dans les sols bruns lessivés sur sables et limons du plateau de Château-Renard (Bresse).

BOTTNER (1971) observe une correspondance entre le profil calcique et l'état d'évolution des minéraux argileux. Dans les bruns calciques partiellement désaturés du Vercors, la vermiculitisation atteint son stade ultime. Dans les sols équivalents où le complexe absorbant est saturé, cette vermiculitisation s'arrête aux stades intermédiaires.

De toute manière, BOTTNER constate, dans le Vercors, que l'évolution générale mène à la vermiculitisation.

BAIZE (1971) conclut à la présence d'intergrades vermiculite-Al dans les aubues de Champagne, sous des précipitations annuelles de 700 mm.

PAQUET (1969) la signale au Maroc dans des sols rouges sur dolomies en altitude, sous 600 mm de précipitations annuelles.

LAMOUREUX (1972) conclut à l'apparition de la vermiculite, limitée aux zones de montagne bien arrosées (> 1000 mm de précipitations annuelles).

VOEKT (1973) la signale en faible trace dans le Jura suisse nord oriental.

Dans la région étudiée ici, zone de montagne, à fortes précipitations, on pouvait s'attendre, selon le schéma de MILLOT (1964), confirmé par les observations de LAMOUREUX au Liban (1972), à l'apparition de la vermiculite.

Or, dans notre région, cette transformation n'est pas évidente et jamais très distincte, pour 2 raisons:

1) D'abord, le mécanisme demeure peu intense, la vermiculitisation est une voie «peu fréquentée» de l'évolution des aluminosilicates, ou alors elle représente un stade transitoire de courte durée dans le processus général de transformation des illites vers les smectites.

2) Ainsi que nous l'avons signalé précédemment, la présence des interstratifiés gonflants, à taux d'interstratification variable, qui occupent en continu l'espace 10-14 Å, celle d'une chlorite ferrifère dont le comportement au chauffage n'est pas aussi caractéristique que celui d'une chlorite magnésienne (disparition partielle du pic à 14 Å) et enfin, l'existence du phénomène d'interfoliation des feuillets gonflants, masquent plus ou moins complètement les réactions caractéristiques des éventuelles vermiculites dans les diagrammes X.

Il est intéressant de noter que les indices les plus nets de la présence de petites quantités de vermiculite apparaissent dans les sols sur moraines et en sol brun sur dalle des Grandes Chaumilles, dont les caractères voisins sont les suivants:

- sol peu épais et bien drainé
- pH voisin de la neutralité
- *intense dégradation de l'illite*
- *solution de percolation parmi les plus riches.*

Cette constatation confirme les travaux de ROBERT, qui résume le phénomène de vermiculitisation en ces termes (Encyclopedia Universalis):

Enfin, si les indices de vermiculite les plus nets apparaissent précisément dans les sols où les illites sont le plus intensément dégradées, il devient évident que la vermiculitisation ne représente qu'une étape intermédiaire et furtive de la smectitisation des illites.

3.2.2.2. Transformation vers les smectites

Les faits:

Ce processus largement répandu dans les sols du Jura prédomine nettement sur celui de la vermiculitisation.

1. Sols peu épais (< 40 cm)

Il est particulièrement intense dans les sols sur moraines, les bruns calciques des flancs de la combe des Begnines et les bruns calciques sur dalle (Kimméridgien des Grandes Chaumilles).

Dans ces sols, la dégradation de l'illite est intense; ses pourcentages dans le sol sont fortement réduits par rapport à ceux du substratum environnant. Les produits de transformation en revanche, présentent le comportement inverse.

Deux sous-groupes de sols peuvent être distingués en fonction des processus observés:

1a) Smectitisation intense, avec conservation des smectites

Les teneurs en illite diminuent régulièrement de la base vers le sommet des profils, au profit des smectites et interstratifiés gonflants, dont les teneurs évoluent inversement.

C'est le cas:

1° des sols à drainage quelque peu ralenti par la présence d'un substratum imperméable (marno-calcaires argoviens)

2° des lithocalciques à mull où le pH est basique et le demeure malgré l'intensité du lessivage.

Les smectites sont conservées parce que le milieu demeure relativement riche en bases, c'est-à-dire

que le réapprovisionnement est toujours supérieur à l'exportation, quelle que soit l'intensité du lessivage. D'autre part, les teneurs en silice des eaux d'infiltration dans ces sols sont les plus faibles (< 0,4 mg/l) de l'éventail prospecté.

1b) *Smectitisation intense, suivie d'une dégradation des smectites*

Les teneurs en illite diminuent régulièrement de la base au sommet des profils, alors que les smectites augmentent fortement dans les horizons inférieurs des profils, puis sont relayées dans les horizons superficiels par les interstratifiés gonflants, d'où:

- augmentation par smectitisation
- dégradation des smectites (désmectitisation).

C'est le cas:

1° des sols sur moraines où le drainage est des plus favorables

2° des sols bruns limoneux plus ou moins acides.

La réalimentation en base compense difficilement l'exportation. D'autre part, les teneurs en silice dissoute dans les eaux de ces sols sont ici, parmi les plus élevées de l'éventail observé (0,6 à 2,7 mg/l).

2) *Les sols épais (> 40 cm)*

D'une manière générale, on y observe une *smectitisation modérée* des illites (qui diminuent légèrement de la base au sommet des profils), avec une *conservation des smectites*. Par ce fait, ces dernières présentent une teneur croissante vers la surface, correspondant ainsi approximativement à la diminution des illites.

Dans les sols acides (polyphasiques du Mt Tendre, Seignolet I, vallée de la Brévine), l'augmentation des smectites ne compense pas, à première vue, la diminution des illites, mais dans ce cas, l'interfoliation des feuillettes gonflants est responsable du sous-dosage.

Les smectites des sols du Haut-Jura

Les résultats obtenus par ROBERT (1972) sont lourds de signification. Ils démontrent en effet qu'on peut obtenir des minéraux à comportement de smectites par simple transformation de l'illite, sans présence notable de silice, c'est-à-dire une situation relativement analogue à celle de nos sols. Les *smectites* (dioc-taédriques) de transformation obtenues par ROBERT (loc. cit.), ont des propriétés particulières:

- 1) propriété d'expansion à 17 Å avec les produits organiques
- 2) propriétés de fixation des cations monovalents, notamment K⁺.

En effet, ces smectites de transformation saturées Mg⁺ gonflent à 17,8 Å en présence d'E. Glyc. Lorsqu'elles sont saturées K⁺, le gonflement ne va pas au-delà de 14,2 Å.

Or, c'est là le comportement de l'écrasante majorité des smectites des sols du Haut-Jura. Les rares cas où le gonflement des smectites K⁺ est presque total à l'E. Glyc. sont observés dans les cortex d'altération (smectites vraies héritées).

Il semble donc que nous soyons en présence essentiellement de smectites de transformation, dont la structure conserve une certaine «mémoire» des sites du potassium des édifices illitiques dont elles sont issues.

L'absorption sélective du K⁺ en serait une preuve (RADOSLOVICH, 1960; SCHWERTMANN, 1962; JACKSON, 1963).

Au cours de la saturation K⁺, l'édifice retrouve certains caractères illitiques qui s'opposent alors à l'action expansive des polyalcools.

Lessivage du potassium

Le premier stade du processus de smectitisation est donc le lessivage du potassium interfoliaire.

Dans le Haut-Jura, deux catégories de sols ont pu être distingués par l'intensité de leur smectitisation, ou plus précisément par le déficit quantitatif de l'illite:

- a) sols épais, où la transformation de l'illite vers les édifices gonflants est plus ténue, son pourcentage dans le sol s'écartant moins de celui des roches environnantes;
- b) sols peu épais, sous tapis végétal dense; où la smectitisation est intense.

On peut dès lors se demander si le milieu très drainant favorise à lui seul l'ouverture des feuillettes illitiques, c'est-à-dire l'extraction du K⁺. Nous ne le pensons pas, pour plusieurs raisons:

a) *sols épais:*

1) Dans les sols épais, où le drainage est pourtant aisé (brun lessivé du synclinal de Yens, du Soliat (Jura NE), du Reculet (Jura français) BEGUIN et POCHON, (1970), l'illite est peu dégradée.

b) *Sols peu épais*

1) Dans les sols peu épais, où la végétation et l'enracinement sont peu importants, l'illite est relativement bien conservée, malgré l'excellent drainage (lithocalcique humifère à mull, sommet du Mt Tendre, et lithocalcique à moder, dalle des Grandes Chaumilles).

2) Or, les sols minces, colonisés par une végétation herbacée dense, dont l'enracinement occupe la majeure partie du profil, présentent une forte dégradation de l'illite, qui est alors très réduite, par rapport au substratum rocheux environnant. C'est notamment le cas des sols suivants:

- rendzine brunifiée sur moraine jurassienne (Vallée de la Brévine, Gardot)
- brun calcique sur Séquanien (Vallée de la Brévine)
- lithocalcique humifère (Bois des Begnines, Vallée de Joux)
- rendzine brunifiée (Gravière du Mammouth, Le Brassus, Vallée de Joux)
- brun calcique (Bois des Caboules, Vallée de Joux)

Toutes ces localités, situées en pâturage boisé, ne bénéficient jamais d'engrais: aussi l'illite est-elle la seule source de K^+ à disposition de la végétation. L'importance de cet élément pour la croissance des végétaux est bien connue (GUILLIERMOND et MANGENOT, 1948; Mc DONELL and MARSCHALL, 1962).

Les travaux de BLANCHET et al (1956) montrent l'importance des quantités de K absorbé par les plantes.

Enfin, les expériences de MORTLAND et al (1956) démontrent que les plantes sont capables d'extraire le K des micas. Ces auteurs constatent que plus le rapport micas / racines est faible, plus la teneur en K dans les cristallites micacés est faible et cela après un an déjà.

Dans notre cas, la dégradation intense des illites est attribuée à un processus analogue: une biodégradation.

Silice et smectitisation

Dans les sols du Haut-Jura, l'hydrolyse des édifices alumino-silicatés demeure apparemment peu intense.

On constate, en effet, dans les sols autochtones peu épais, que les teneurs en kaolinite d'une part, la Σ illite + interstratifiés gonflants + smectites d'autre part, sont à peu près égales à celles de leur substratum.

Ces hydrolyses ménagées libèrent de petites quantités de silice, qu'on retrouve dans le contenu chimique des eaux d'infiltration des sols.

Or, ces quantités sont variables (Chapitre V):

- elles sont les plus faibles dans les sols peu épais où la smectitisation est la plus marquée (< 0,4 mg/l);
- elles sont plus importantes dans les sols où la smectitisation est peu intense, où dans ceux qui présentent un processus de «désmectitisation».

Cette constatation nous amène à penser que la silice libérée par les hydrolyses est partiellement recaptée, réutilisée par le processus de smectitisation. Les résultats de l'expérience d'arrosage confirment ce point de vue, (les teneurs initiales en silice de l'eau d'arrosage, diminuent vers la profondeur du sol).

3.2.2.1. *Cortex d'altération des calcaires et smectitisation*

A l'air libre, l'altération des calcaires n'est pas négligeable (voir chapitre VI), bien qu'on n'y observe jamais de pellicule d'altération. A partir du moment où ils sont détachés de la roche-mère, les éléments fins sont entraînés mécaniquement par les eaux de ruissellement ou simplement par gravité.

Dans les sols, en revanche, les fragments dissociés sont maintenus en place par le moule terreux (zone profonde) ou par le tissu radiculaire (zone superficielle) et leur accumulation forme alors une pellicule plus ou moins pulvérulente.

Nous avons étudié le cortège argileux des cortex les plus épais, ceux des calcaires dolomitiques du Portlandien supérieur.

Calcaire dolomitique, faciès rosâtre

L'échantillon 4705 a été prélevé dans le synclinal de Yens, à 90 cm de profondeur. Les argiles de la roche saine (4705 e) sont l'illite et les smectites, avec quelques % de chlorite et de kaolinite (tableau 41). Le processus de dégradation de l'illite apparaît très tôt, dès le commencement de la dissolution du calcaire et l'établissement d'une porosité ouverte.

Dans la zone la plus interne du cortex, on constate en effet une dégradation déjà très sensible de l'illite; sa réflexion (001) s'est nettement élargie. Par ailleurs, sa teneur relative a diminué de 20% environ.

En revanche, les smectites augmentent quelque peu, elles aussi, dès la partie la plus interne du cortex. Mais la réflexion centrée sur 17 Å à l'E. Glyc. s'élargit (augmentation des interstratifiés (10-14 m)).

Si la parenté du matériau de la roche saine du cortex d'altération et du moule terreux est évidente, la zone externe du cortex et le moule terreux sont «pollués» par l'apport «allochtone», ainsi qu'en témoignent l'augmentation de la chlorite et la présence des plagioclases dans la fraction < 16 μ .

On notera également la néoformation de la goéthite, dès la zone interne du cortex.

Calcaire dolomitique, faciès jaunâtre

La dissolution du ciment calcitique produit une désagrégation de la roche, qui se présente alors sous l'aspect d'une poudre limoneuse fine, constituée essentiellement de rhomboédres de dolomite.

Contrairement aux calcaires dolomitiques à faciès rosâtre, qui se présentent en blocs décimétriques isolés dans la terre végétale décarbonatée (fig. 64), (cas A), l'altération du faciès jaunâtre engendre une épaisse couche pulvérulente continue (cristaux dolomitiques déconsolidés), dans laquelle quelques noyaux plus résistants sont en voie de désagrégation (fig. 64).

Tableau 41 Minéraux argileux des fractions $< 16 \mu$ et $< 2 \mu$ du cortex d'altération d'un calcaire dolomitique du Portlandien supérieur, faciès rosâtre (exprimés en % relatif)

* = Minéraux accessoires (hauteur des pics de diffraction X en mm)

Fraction $< 16 \mu$											
Ech.	Désignation	Smect.	10-14m	Int. 11,5	Ill.	Kaol.	Chl.	Qz.*	F. K.*	Plag.*	Goet.*
4705 d	Moule terreux et cortex tout à fait extérieur	26	16	16	25	8	10	46	16	24	9
4705 a	Partie externe du cortex	21	11	5	34	8	20	99	12	16	5
4705 b	Partie moyenne du cortex	25	tr	4	49	6	18	204	8	9	5
4705 c	Partie interne du cortex	14	19	0	57	5	5	312	7	-	tr.
4705 e	Roche saine	26	tr.	4	63	3	3	460	10	-	-
Fraction $< 2 \mu$											
4705 d		38	13	0	25	14	10	10	10	-	9
4705 a		53	tr.	0	25	13	9	16	10	tr.	8
4705 b		46	11	6	25	6	6	5	tr.	tr.	7
4705 c		53	tr.	0	35	6	6	20	7	tr.	7
4705 e	Roche saine	49	tr.	0	45	3	3	65	tr.	tr.	-

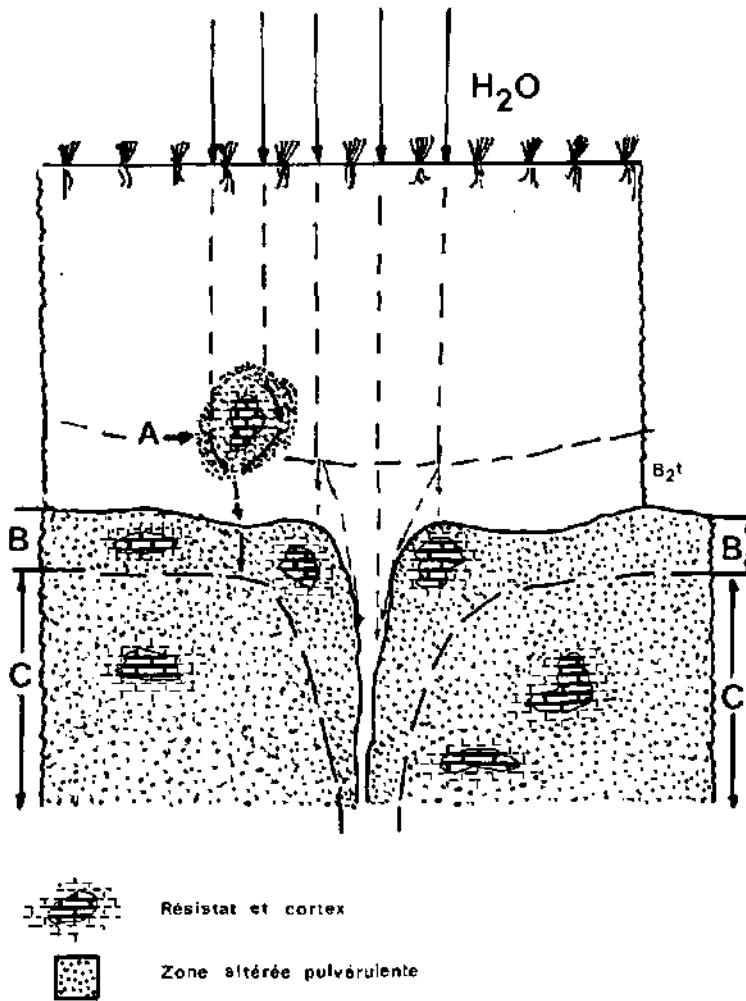


Fig. 64 Schéma des résistats et de leur cortex d'altération.
 A = blocs isolés dans la terre végétale.
 B et C = Masse calcaire-dolomitique en voie d'altération à la base du profil.
 B = Zone périphérique.
 C = Zone interne.

La transformation du cortège argileux va également dans le sens d'une smectitisation, dont l'intensité est fonction de la position de l'échantillon par rapport au sol:

1) elle est sensible dans les blocs isolés (fig. 64, cas A), (éch. 4683 à 4680 du tableau 42) et dans la zone de contact sol-roches des grandes masses altérées (éch. 4049 et 4057 du tableau 42), (cas B, fig. 64).

2) Elle est peu sensible à l'intérieur de ces grandes masses (cas C, fig. 89), ainsi qu'en témoignent les résultats de 15 analyses (non données ici). La répartition des différents minéraux argileux dans les noyaux (parties les moins altérées) et leur cortex (parties plus altérées) est variable en raison de l'hétérogénéité de leur distribution originelle dans la série stratigraphique. Synclinal de Yens.

Tableau 42 Minéraux argileux de la fraction fine $< 2 \mu$ du calcaire dolomitique portlandien (faciès jaunâtre) et de son cortex d'altération (exprimés en % relatif des minéraux présents).

Minéraux accessoires (Hauteur des pics exprimés en mm)

Ech.	Désignation	Smect.	10-14 μ	Int. 11,5	Ill.	Kaof.	Chl.	Qz.	F. K.	Plag.	Goet.	Lepido
4049	Cortex externe pulvérulent	16	16	12	46	6	3	30	13	-	-	-
4049.1	Noyau un peu plus cohérent	16	7	15	52	8	2	43	15	-	-	-
4057	Cortex externe pulvérulent	19	9	16	46	8	2	40	4	-	-	-
4057.1	Cortex moyen et interne, cohérent structure conservée	16	12	12	47	9	4	34	7	-	tr	-
4057.2	Noyau peu altéré	15	10	10	49	11	5	32	7	-	tr	-

Minéraux argileux des fractions $< 16 \mu$ et $< 2 \mu$, des calcaires dolomitiques, faciès jaunâtre, et de leur cortex d'altération (exprimés en % relatif des minéraux cristallisés. Minéraux accessoires (exprimés en mm). Bois des Caboules - Coord. 504.3/155.8.

4680	Cortex externe pulvérulent, blanc-jaune	11	10	14	53	5	6	32	24	-	-	-
4681	Cortex moyen \pm pulvérulent, jaune	5	9	12	60	5	8	23	22	-	5	tr
4682	Cortex interne cohérent gris \pm rouillé	8	7	20	56	3	4	28	15	-	11	14
4683	Noyau interne cohérent gris rouillé	7	2	19	60	2	8	29	17	-	tr	14

Idem Fraction $< 2 \mu$

4680		10	12	12	53	7	6	tr	tr	-	-	-
4681		12	11	23	45	4	4	tr	tr	-	-	-
4682		17	17	14	59	5	5	5	5	-	-	8
4683		tr	9	13	67	5	5	tr	5	5	tr	8

Le cortège argileux du bloc de calcaire dolomitique (éch. 4683) isolé (cas A, fig. 64), dans le profil d'un brun lessivé (tendance au pseudo-gley), a subi une transformation relativement intense. En raison même de son isolement dans le profil, le cortex d'altération beaucoup plus poreux que le sol environnant (ici très argileux), draine les solutions de percolation agressives, ce qui explique les transformations observées, notamment la dégradation des illites de la fraction $< 2 \mu$.

La diminution de l'intensité des transformations de la périphérie (zone B) vers l'intérieur des grandes masses altérées du faciès jaunâtre (zone C, fig. 64), est due probablement au degré de saturation des eaux de percolation d'une part (leur charge en cation augmente progressivement de la zone A vers la zone B), à leurs cheminements préférentiels d'autre part, comme le montrent les nombreuses langues de terre (fond de la fig. 43) infiltrées dans l'horizon C (cf. fond de la fig. 43 et fig. 64).

3.2.2.3. *Interfoliation des minéraux gonflants*

Les faits, rappel

Nous avons souligné, au paragraphe 1.3.2. du texte original (non repris ici) les variations semi-quantitatives des argiles, obtenues par différents traitements, notamment celui du citrate de Na; ces variations quantitatives affectent essentiellement le groupe des minéraux gonflants (smectites sensu stricto, interstratifiés 10-14 et interstratifiés indéterminés à 11,5 Å) des sols à pH acide (bruns mésotrophes, bruns lessivés) à bon drainage.

Nous avons constaté, d'autre part, l'«absence» des smectites sensu stricto dans la partie centrale du sol brun acide polyphasique du Mt Tendre (fig. 55), «absence» toute relative, puisque à la suite de traitements ultérieurs au citrate de Na, les échantillons saturés à l'E. Glyc. ont présenté l'expansion caractéristique à 17 Å (fig. 56).

Dans ce sol, l'un des plus acides de la région, (pH: 5,10 à 5,30), l'interfoliation des minéraux gonflants est évidente. En revanche, dans les sols bruns, bruns lessivés eutrophes à mésotrophes peu acides (ou les sols bruns lessivés ± hydromorphes), l'interfoliation est moins poussée, de sorte qu'un traitement moins drastique, suffit à obtenir la réaction des gonflants à l'E. Glyc.

Rappelons les caractères distinctifs des smectites interfoliées:

- a) Résistance au gonflement à l'E. Glyc., aux saturations Mg et K⁺, lorsque les échantillons ne sont pas traités au citrate de Na. Le pic à 14 Å est alors nettement plus intense que les petits épaulements situés entre 14 et 17 Å.
- b) Résistance à la contraction au chauffage: l'espace 10-14 Å se vide mal; l'écrasement vers 10 Å augmente toutefois lors du chauffage progressif au-delà de 300 °C.
- c) Enfin, persistance d'une réflexion, modeste il est vrai, à 17 Å après chauffage à 550 °C (elle est souvent déjà observée en diagramme normal). Elle correspondrait aux feuilletts smectitiques dont les 2 surfaces de l'espace interfoliaire sont garnies de produits hydroxy-Al (Fe), JACKSON (1963).

3.2.2.3.1. *Mécanisme de l'interfoliation*

On peut dès lors se demander quels sont les produits qui envahissent et bloquent l'espace interfoliaire des minéraux gonflants. Est-ce des produits ferrugineux ou alumineux?

a) *Blocage par les produits alumineux*

MAC EWAN (1950), l'un des premiers à découvrir le phénomène d'interfoliation, suggérait que le matériel interfolié était une forme d'oxyde de fer ou d'alumine, plutôt que de silice amorphe, en raison de l'abondance de fer libre et d'oxyde d'alumine dans le sol.

En 1953, BROWN décrit un minéral dioctaédrique analogue aux vermiculites, dont l'espace interfoliaire est manifestement bloqué par un matériel dont l'aluminium est le principal composant. En 1954, il admet que le matériel interfoliaire peut être soit la matière organique, soit un ion hydroxy-Al.

Depuis, la majorité des auteurs attribue le rôle fondamental du blocage à l'aluminium. De nombreux travaux expérimentaux le prouvent: RICH et OBENSHAIN (1955), SLAUGHTER et MILNE (1960), SAWHNEY (1960, 1968), RICH (1960, 1968), BARNHISEL and RICH (1963), JACKSON (1963), DE VILLIERS and JACKSON (1967), KIDDER and REED (1972), HSU (1968), FRINK (1965), DAVIS et al (1962), SINGHY and TURNER (1967).

En milieu acide, l'aluminium serait sous la forme de polymères d'hydroxy-Al chargé positivement; (rapport OH/Al compris entre 2,4 et 2,7), pour neutraliser le déficit de charge des feuilletts. Le pH du milieu est naturellement très important: s'il est très bas, l'Al interfolié est essentiellement sous la forme Al³⁺; mais la stabilité est réduite dans le temps et au chauffage. Si le pH est voisin de 7, c'est plutôt Al(OH)₃ qui se forme (RICH, 1968), et qui a tendance à précipiter hors de l'espace interfoliaire.

Le polymère hydroxy-Al de rapport molaire OH/Al voisin de 2,7 en concentration égale à 16 meq d'Al/g d'argile interfolié dans les bentonites, produit, selon KIDDER et REED (1972), un édifice à 14 Å relativement stable. Selon BRYDON AND KODAMA (1966), une interfoliation complète de type gibbsitique tend à se former dans de telles conditions.

b) *Blocage par les produits ferrifères*

Les cas où le blocage des silicates gonflants (vermiculite et smectites) est provoqué par un matériel essentiellement ferrugineux existent, mais demeurent rares (QUIGLEY and MARTIN, 1963, LYNN and WHITTIG, 1966).

Mais dans ces cas, les quantités de fer extraites sont sans commune mesure avec celles de l'alumine (QUIGLEY and MARTIN, 1963). Cette rareté est due à la stabilité apparemment beaucoup plus grande des oxydes de fer que celle des composés hydroxy-Fe⁺³ (RICH, 1968, PEDRO, MELFI, 1970).

Aussi, plusieurs auteurs admettent la possibilité d'occlusions de Fe(OH)₃ dans les interfoliations d'hydroxy-Al, pour expliquer la présence du fer dans les extraits au citrate (DIXON and JACKSON, 1962), (FRINK, 1965).

En résumé, l'Aluminium serait responsable de la stabilité du blocage; mais il serait fréquemment accompagné par le fer.

3.2.2.3.2. L'interfoliation dans les sols du Haut-Jura

4 échantillons du sol brun acide polyphasique du Mt Tendre:

Horizon A₁ = éch. 4110 Horizon (B) = éch. 4135

Horizon A₂ = éch. 4120 Horizon II B_{2t} = éch. 4140

ont été soumis aux tests habituels de diffraction X (normal, E. Glyc., chauffage), après les divers prétraitements suivants:

- 1) saturation Mg et K (sans prétraitement)
- 2) HA - Mg(K) (H₂O₂ + HCl + saturation Mg et K)
- 3) HAic - Mg-K⁺ (H₂O₂ + HCl + traitement au citrate de Na, dont le nombre i varie de 1 à 7 + saturation Mg et K).

Les produits de chaque extraction sont dosés par S.A.A. et les échantillons soumis à un contrôle R.X. après chaque attaque.

Les résultats géochimiques

Tableau 43 Sol brun acide sur Séquanien: Mt Tendre

Extraction du fer, de l'alumine, Mg⁺² et K⁺, par le citrate de Na (IN) au bain-marie bouillant (durant une heure). Résultats exprimés en % poids.

Fraction < 2 mm (terre fine)

	1ère extract.		2ème extract.		3ème extract.		4ème extract.		5ème extract.		Totaux			Rapport Molaire				
	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	le extr. Fer tot	total Al ₂ O ₃	le extr. Al ₂ O _{3t}	Al/Fe	Mg. tot	K tot	
110	0,6530	0,3110	0,1600	0,1212	0,1175	0,1375	0,0975	0,0832	0,0800	0,0792	1,108	59%	0,732	42%	1,03	Sol I	0,077	0,061
120	0,6625	0,5277	0,2775	0,2522	0,1675	0,1497	0,1312	0,1317	0,1062	0,1027	1,3449	45%	1,1540	46%	1,34		0,138	0,119
135	0,5070	0,4637	0,2275	0,2310	0,1375	0,1610	0,1212	0,1040	0,1125	0,1027	1,1062	41%	1,0624	43%	1,50		0,122	0,161
140	0,4800	0,3362	0,2500	0,1700	0,1675	0,1652	0,1425	0,1272	0,1425	0,1412	1,1825	40%	0,9398	36%	1,24		Sol II	0,143

Idem: Fraction < 16 μ

110	0,8550	0,3715	0,2170	0,1514	0,1390	0,1170	0,1060	0,0924	0,0990	0,0900	1,4120	61%	0,8223	45%	0,91	Sol I	0,113	0,096
120	0,6750	0,3820	0,1530	0,1500	0,1080	0,1000	0,0760	0,0850	0,1060	0,1000	1,1180	60%	0,8170	47%	1,14		0,114	0,091
135	0,5474	0,3670	0,1330	0,1240	0,0990	0,0950	0,0860	0,0800	0,068	0,690	0,9334	59%	0,7350	50%	1,23		0,141	0,105
140	0,9350	0,3800	0,1710	0,1294	0,1380	0,1400	0,1030	0,1220	0,1070	0,1184	1,454	64%	0,8898	43%	0,96	Sol II	0,171	0,119

Fraction < 2 μ: Extraction au citrate après extraction du fer libre (Mét. de DE ENDREDY, 1963)

	I		II		III		IV		V		VI		VII		Totaux Fe ₂ O ₃	Totaux Al ₂ O ₃	Rapport Molaire
110	0,0296	0,0795	0,0239	0,0758	0,0234	0,0878	0,0120	0,0407	0,0151	0,0589	0,0185	0,0135	0,0185	0,0392	0,1413	0,3954	4,38
120	0,0257	0,0769	0,0169	0,0606	0,0160	0,0865	0,0071	0,0303	0,0092	0,0507	0,0196	0,0257	0,0253	0,0410	0,1198	0,3717	4,86

Ils sont groupés dans le tableau 43. On peut tirer les remarques suivantes:

1. Les quantités totales de fer extraites en 5 traitements sont partout supérieures à celles de l'alumine, aussi bien dans la fraction < 2 μ que dans la fraction < 16 μ.
2. Les quantités maximales de Fe et surtout d'alumine proviennent de l'horizon (A₂), (éch. 120) qui présente précisément l'interfoliation la plus nette.
3. Près de la moitié du fer et de l'alumine sont extraits au cours de la première attaque au citrate dans la fraction < 2 μ. Cette quantité est encore plus importante dans la fraction < 16 μ; puis, d'une manière générale, elle diminue nettement dès le deuxième traitement.

4. Le rapport molaire Al / Fe croît de la surface vers la base du sol I dans les fractions $< 2 \mu$ et $< 16 \mu$. Sous la discontinuité, dans le sol II, la progression de ce rapport est rompue; les valeurs régressent dans les 2 fractions $< 2 \mu$ et $< 16 \mu$.

5. Les pourcentages de Mg^{+2} et K^+ extraits sont intéressants: Mg^{+2} extrait est plus abondant dans la fraction $< 16 \mu$, mais inversement K^+ est extrait en plus grande quantité dans la fraction $< 2 \mu$.

Nous pensons que le Mg^{+2} provient probablement des édifices chloritiques; la stabilité thermique de ces derniers, après 5 extractions au citrate paraît diminuée; à $550^\circ C$, les pics à 14 \AA s'effondrent partiellement.

Ainsi, dans les produits d'extraction, les quantités de fer dominant celles de l'aluminium. Toutefois, le fer ne paraît pas provenir en totalité des seuls espaces interfoliaires des minéraux gonflants:

En effet, à part SAWHNEY (1960) et HARWARD et al (1962), les auteurs reconnaissent qu'aucune méthode n'est capable de dissoudre le matériel interfolié, sans attaquer la structure des silicates (RICH, 1968, et FRINK, 1965). Enfin, l'attaque au citrate ne saurait dissoudre tout l'aluminium interfoliaire (WEED - NELSON, 1962), QUIGLEY and COOK, (1963). Ce dernier, dans l'espace interfoliaire, occupe des emplacements d'échange de cations non homogènes dans leur force de rétention.

HSU (loc. cit.) constate que si une grande quantité d'argile est traitée par une petite quantité d'Al en solution, les polymères n'occupent que des positions de forte affinité. Inversement, si une petite quantité d'argile est traitée par une abondante solution d'Al, tous les emplacements d'échanges sont occupés par des polymères. Une partie d'entre eux, faciles à extraire, se transforment avec le temps en $Al(OH)_3$.

Ce phénomène de dilution a probablement joué dans l'horizon (A_2) du profil étudié (éch. 120), où existe l'interfoliation la plus tenace et la plus complète. La capacité d'échanges y est par ailleurs la plus faible du profil (15,8 meq/100 g), ce qui confirme l'opinion des auteurs (RICH, 1960), (SAWHNEY, 1960), FRINK, (1965), RICH (1968), TURNER and BRYDON (1967).

Conditions optimales d'interfoliation

Elles ne sont pas encore clairement définies, mais l'opinion générale des auteurs synthétisée par RICH (1968) présente les points communs suivants:

- une altération modérément active fournissant les ions Al;
- le pH doit être relativement acide (voisin de 5) pour favoriser la libération des ions Al et la formation des hydroxy-Al complexes;
- une faible teneur en matière organique; le contraire peut mobiliser l'Al libéré, dans la formation des complexes organo-Al;
- de fréquentes humectations et ressuyages.

L'interfoliation est généralement la mieux développée dans les horizons éluviés et quelquefois en B.

Dans le Haut-Jura, l'interfoliation des smectites paraît être favorisée par les mêmes conditions ci-dessus. C'est en particulier dans l'horizon (A_2) d'un sol brun acide (pH = 5,1 à 5,3) à faible teneur en matières organiques, que nous avons observé l'interfoliation la plus nette. Nous avons dès lors voulu vérifier si effectivement l'interfoliation est mieux développée dans les sols qui présentent les caractéristiques optimales reconnues par les auteurs.

Un des exemples les plus significatifs est présenté ci-dessous.

Il s'agit du profil Seignolet I, vallée de la Brévine, Jura NE, Coord. 539, 150/205, 840, dont les principales caractéristiques sont reportées sur la fig. 65.

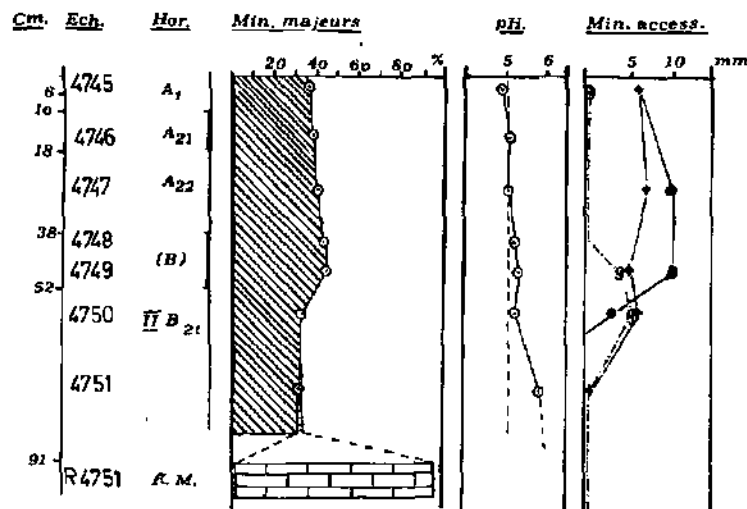


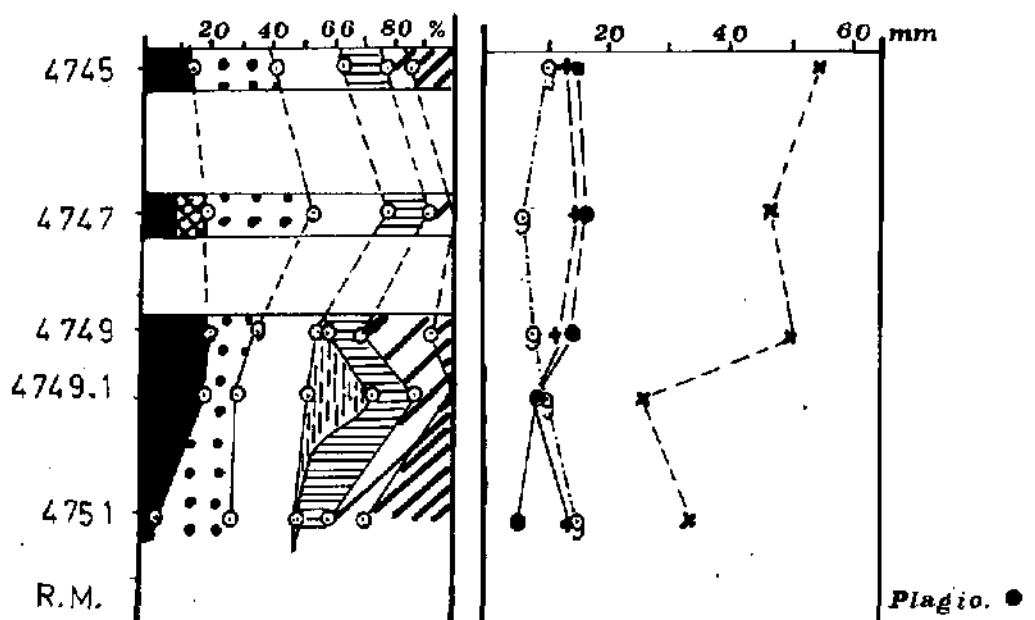
Fig. 65 Sol brun lessivé acide (polyphasique) de la vallée de la Brévine (alt. 1085 m, Coord. 539.150/205.840). Minéraux majeurs exprimés en % de la terre fine, et minéraux accessoires: ●: plagioclases, +: feldspaths K, g: goéthite (hauteur des pics principaux en mm). Légende des symboles donnée en fig. 75.

- Le pH, franchement acide: 4,90 en surface, se maintient vers 5,10 en A₂, passe à 5,20-5,30 en II (B₂t), pour atteindre 5,85 en profondeur (> 80 cm).
- La teneur en matière organique (déterminée visuellement) est faible (les quelques % habituels), A₁₁ réduit à 6 cm.
- Le drainage est modéré, comme en témoigne un mince niveau d'oxydo-réduction (pseudo-gley), lequel paraît correspondre à une discontinuité du profil (discontinuité texturale, principalement).
- Le profil est situé au flanc d'une proéminence de calcaire du Séquanien oolithique inférieur, de sorte que la fréquence de l'humectation et du ressuyage est directement liée au rythme des précipitations.

Les résultats de l'analyse diffractométrique des fractions < 16 μ et < 2 μ traitées H₂O₂ et HCl dilué (mais non citratées) sont reportés en fig. 66.

La réaction à l'E. Glyc. est quasi nulle dans la partie supérieure du profil, plus nette en profondeur, où l'on observe même une réflexion à 17 Å. Ce résultat est analogue à ceux obtenus ailleurs dans les mêmes conditions.

Fraction < 16 μ.



Fraction < 2 μ.

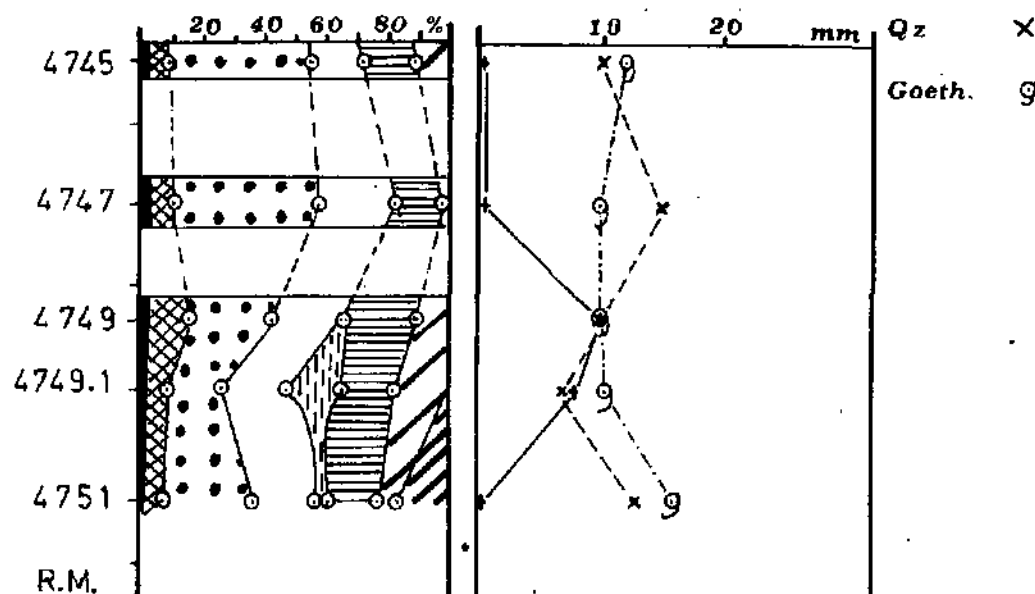


Fig. 66 Sol brun lessivé acide (polyphasique) de la vallée de la Brévine. Minéraux argileux (en % relatif) et accessoires (hauteur des pics en mm) des fractions < 16 μ et < 2 μ. Interprétation des diffractogrammes d'échantillons non traités.

En fraction $< 16 \mu$, l'expansion à l'E. Glyc. est plus importante qu'en fraction $< 2 \mu$. Il semble par conséquent que l'interfoliation affecte *essentiellement les plus petites particules*.

Le pic à 14 Å est partout très intense et s'il n'est pas affecté par la saturation à l'E. Glyc., il disparaît presque complètement à 550 °C/lh, tous les édifices s'écrasant à 10 Å. La saturation Mg^{+2} (toujours en l'absence des traitements au citrate), n'entraînant pas de modifications sensibles, on serait tenté, sur la base de ces uniques résultats, d'adopter l'interprétation donnée en fig. 66: vermiculite et trace de chlorite.

Tableau 44 Profil Seignolet 1, vallée de la Brévine (Jura neuchâtelois)
Extraction du fer et de l'aluminium par le citrate de Na.
Fraction $< 2 \mu$

	Ech.	Extraction 1		2		3		4		5		Rapports mol.		% de la 1 ^{re} extraction	
		Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fer/Alum.	Alum./Fer	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
A ₁ 0-6	4745 %cumulé	0,2268	0,1994	0,2197 0,4465	0,2678 0,4672	0,1677 0,6142	0,2429 0,7101	0,1323 0,7465	0,1793 0,8894	0,1134 0,8599	0,1528 1,0422	0,77	1,29	26,3	19,1
(A ₂₁) 10-18	4746 %cumulé	0,2598	0,2260	0,1724 0,4322	0,2308 0,4568	0,3094 0,7416	0,2911 0,7479	0,1323 0,8739	0,2155 0,9634	0,1134 0,9873	0,2244 1,1878	0,77	1,30	26,3	19,0
(A ₂₂) 22-32	4747 %cumulé	0,2622	0,2179	0,2008 0,4630	0,2388 0,4567	0,1772 0,6402	0,2782 0,7349	0,1323 0,7725	0,2179 0,9528	0,1134 0,8859	0,2195 1,1723	0,84	1,18	29,6	18,6
B ₁ 32-42	4748 %cumulé	0,3969	0,3554	0,2669 0,6638	0,3667 0,7221	0,2362 0,9000	0,3747 1,0968	0,1583 1,0583	0,3056 1,4024	0,1299 1,1882	0,2847 1,6871	0,90	1,10	33,4	21,0
B ₂ 42-51	4749 %cumulé	0,3044	0,2549	0,2457 0,5501	0,2718 0,5267	0,2480 0,7981	0,3583 0,8850	0,2565 1,0546	0,2565 1,1415	0,2541 1,3087	0,2541 1,3956	0,68	1,47	23,2	18,2
II B ₂₁ 52-61	4750 %cumulé	0,4724	0,5504	0,3945 0,8669	0,4166 0,9670	0,3496 1,2164	0,5018 1,4688	0,2268 1,4432	0,3329 1,8017	0,1890 1,6322	0,3088 2,1105	0,83	1,21	28,9	26,1
70-83	4751	0,3236	0,4343	0,2764 0,6000	0,3619 0,7962	0,2882 0,8882	0,4061 1,2023	0,1984 1,0866	0,3474 1,5497	0,1677 1,2543	0,3345 1,8842	0,96	1,04	25,8	23,0
	4752 4440 %cumulé	0,1535	0,4568	0,1465 0,3000	0,5327 0,9895	0,1417 0,4417	0,4947 1,4842	0,1488 0,5905	0,4439 1,9281	0,1134 0,7039	0,4214 2,3495	2,13	0,469	21,8	19,4

Cependant, le traitement au citrate révèle, comme ailleurs, qu'il s'agit en réalité de smectites et interstratifiés gonflants, dont l'espace interfoliaire est au moins partiellement garni de produits hydroxy-Al (et Fe), (tableau 44), qui maintiennent leur équidistance basale à 14 Å. L'interprétation correcte, révélée par les traitements au citrate, est donnée sur la fig. 67.

Fraction $< 2 \mu$.

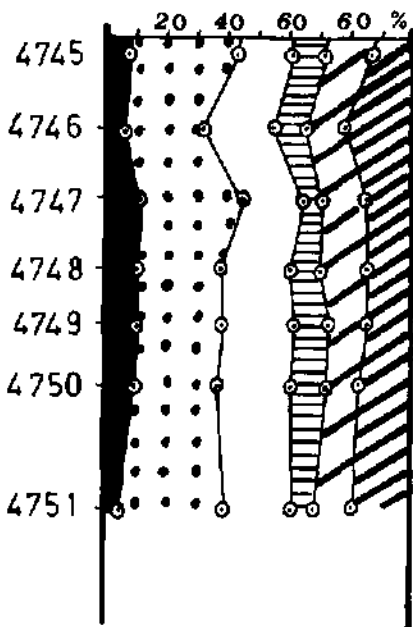


Fig. 67 Idem fig. 66. Interprétation des diagrammes X d'échantillons traités HA5C-Mg.

Les diagrammes X de l'éch. 4747 (horizon A₂ où l'interfoliation est la plus intense) non traité, et ceux effectués au cours du traitement au citrate de Na, sont présentés en fig. 68. On notera en particulier la forte diminution de l'intensité du pic à 14 Å du diagramme sous No 4 (éch. traité 4Ci - Mg⁺², E. Glyc.).

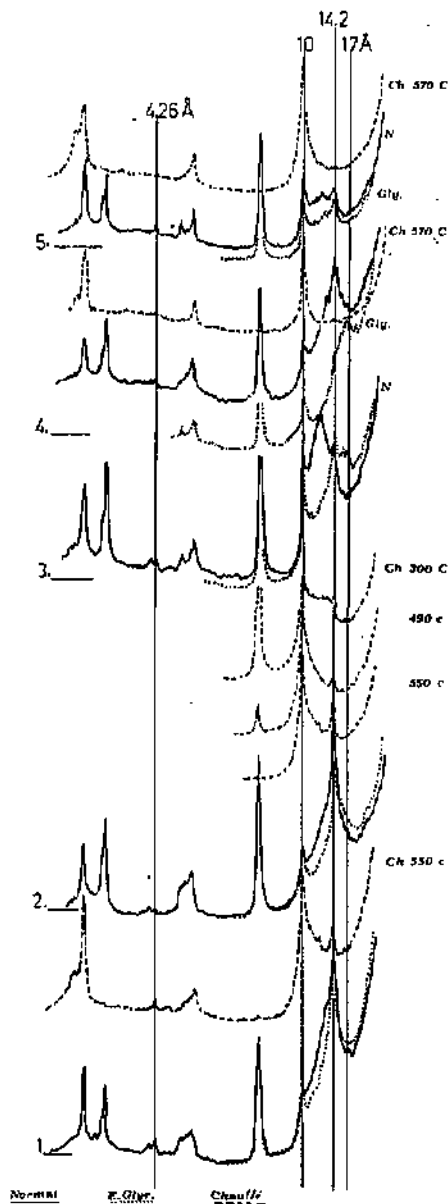


Fig. 68 Sol brun lessivé acide (Profil Seignolet I). Vallée de la Brévine. Diagrammes X de la fraction fine de l'horizon A₂.

- 1 = non traité.
- 2 = non traité, saturé Mg.
- 3 = traité HA4C.
- 4 = traité HA4C-Mg (saturé Mg).
- 5 = traité HA4C-K (saturé K).

3.2.2.3.3. Conclusions à l'interfoliation

L'interfoliation des édifices gonflants (smectites) et des vermiculites est généralement admise par les auteurs (voir SUDO, 1959, et RICH, 1968).

Notre étude conduit aux remarques suivantes:

1) Dans le Haut-Jura, ce processus est répandu. Il apparaît le plus nettement:

- dans les horizons supérieurs des sols bruns (plus ou moins lessivés) les plus acides, relativement pauvres en matière organique, mais bien drainés.

Dans les sols hydromorphes, ce processus est beaucoup moins important.

- Ailleurs, dans tous les sols bruns, eutrophes ou mésotrophes, à pH voisin de 7, l'interfoliation n'est qu'esquissée.

- Dans tous les sols peu évolués, très riches en matière organique (lithocalciques, humiques carbonatés, rendzines), l'interfoliation est inexistante.

2) Dans le Haut-Jura, le processus d'interfoliation demeure partiel:

- l'occupation de l'espace interfoliaire n'est pas totale, ainsi que l'indiquent les valeurs de C.T.E. (capacité totale d'échange), qui n'ont pas diminué de façon radicale.

- Les produits hydroxy-Al (Fe) y sont encore peu organisés. En effet, si ces derniers empêchent l'expansion libre à l'E. Glyc., ils ne possèdent encore qu'une stabilité thermique restreinte. On est donc encore loin du stade ultime du processus d'interfoliation, celui de la chlorite Al dans l'espace interfoliaire de laquelle les produits hydroxy-Al s'organisent en un feuillet continu à structure gibbsitique parfaitement ordonnée, qui confère à l'édifice les caractéristiques des chlorites (JACKSON, 1963; SAWHNEY, 1968; ROBERT, Encyclopedia Universalis).

3) La question est de savoir si cette interfoliation affecte de préférence les smectites vraies héritées du substratum, plutôt que les smectites de transformation définies par ROBERT (1972).

Les 2 exemples exposés en détail (coupe du brun acide polyphasique du Mt Tendre et profil Seignolet I, vallée de la Brévine, Jura neuchâtelois), révèlent nettement que:

- débarrassées de leurs produits Al (Fe) par les traitements au citrate de Na, les smectites Mg réagissent à l'E. Glyc. et gonflent à 17 Å. En revanche, ces smectites saturées K ne réagissent que partiellement à l'E. Glyc., puisqu'elles ne gonflent pas au-delà de 14 Å (fig. 68).

- Il s'agit donc des smectites de transformation.

Nous pensons, à l'instar de SCHEFFER et al (1961), que l'interfoliation intervient simultanément ou éventuellement après la dégradation de l'illite. Le potassium est remplacé par de l'aluminium; la nouvelle couche interfoliaire alumineuse mal organisée (et contaminée par des éléments ferrugineux) dans les «intergrades Ab», devient une couche stable et régulière dans les chlorites alumineuses (ROBERT, Encyclopedia Universalis).

La leçon que nous retiendrons à la suite de la mise en évidence du processus d'interfoliation, signalée pour la première fois dans le Haut-Jura est la suivante:

- L'étude du cortège argileux des sols ± acides et pauvres en matière organique *doit nécessairement recourir systématiquement aux traitements au citrate de Na*, ou toute autre méthode équivalente destinée à éliminer des produits alumineux (ferrifères) interfoliés, qui jusqu'ici ont conduit à des interprétations erronées, en particulier les smectites de transformation confondues avec les vermiculites.

- A la suite de ces traitements, les vermiculites paraissent beaucoup moins répandues et moins abondantes qu'on ne l'a admis jusqu'ici.

3.2.3. Les Néoformations

C'est la création de structures cristallines à partir de la combinaison entre eux des ions présents dans les solutions (MILLOT, 1964). Les conditions nécessaires aux néoformations sont:

- une source suffisante d'ions
- un milieu favorable (MILLOT, 1964).

Au point de vue physico-chimique, la néoformation est régie par les différentes constantes d'équilibre qui relient chacun des types de minéraux argileux et leurs ions en solution. A partir de ces constantes, on peut établir plusieurs diagrammes qui définissent les domaines de stabilité de ces minéraux, en fonction des concentrations ioniques en solution. GARRELS, CHRIST (1967), GARRELS, ERIKSSON et KHUNAKASEM (1966), FETH, ROBERSON et POLZER (1964) in MISEREZ (1970).

Résultats:

Le domaine d'existence des eaux de percolation dans les sols est très explicitement défini sur les diagrammes de la fig. 69.

Ces eaux sont groupées dans le champ de stabilité de la kaolinite et de la gibbsite, de part et d'autre de leur frontière commune. La limite verticale gauche de l'aire d'existence n'est pas significative; elle correspond à une teneur de 0,24 mg/l de SiO₂. Or, dans les eaux météoriques, les concentrations sont comprises entre 0,1 et 0,3 mg/l (MISEREZ, 1974).

Les valeurs voisines de cette limite inférieure correspondent aux percolations rapides; le temps de contact sol - eau est trop court et la mise en solution de la silice demeure restreinte.

En revanche, la limite verticale droite de l'aire d'existence correspond à un enrichissement certain en silice (1,54 mg/l de SiO₂ dissous, qui se décompose comme suit: valeur moyenne pour 62 éch.: 0,89 mg/l et valeur de l'écart-type: 0,54 mg/l), consécutif à un temps de contact sol-eau plus long. Les eaux de percolation dans les sols demeurent néanmoins sous-saturées par rapport au quartz.

L'intervalle sur l'ordonnée de l'aire d'existence des eaux est relativement faible dans le système Na₂O - Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O; il correspond essentiellement à la variation du pH, puisque les valeurs de Na⁺ sont très groupées. Dans les 2 autres systèmes, K₂O et CaO, l'intervalle est plus large en raison des grandes variations de concentration du K et surtout du Ca. Cette variation de [K] est à mettre au profit d'un contact très étroit des eaux d'infiltration et des particules fines de l'illite.

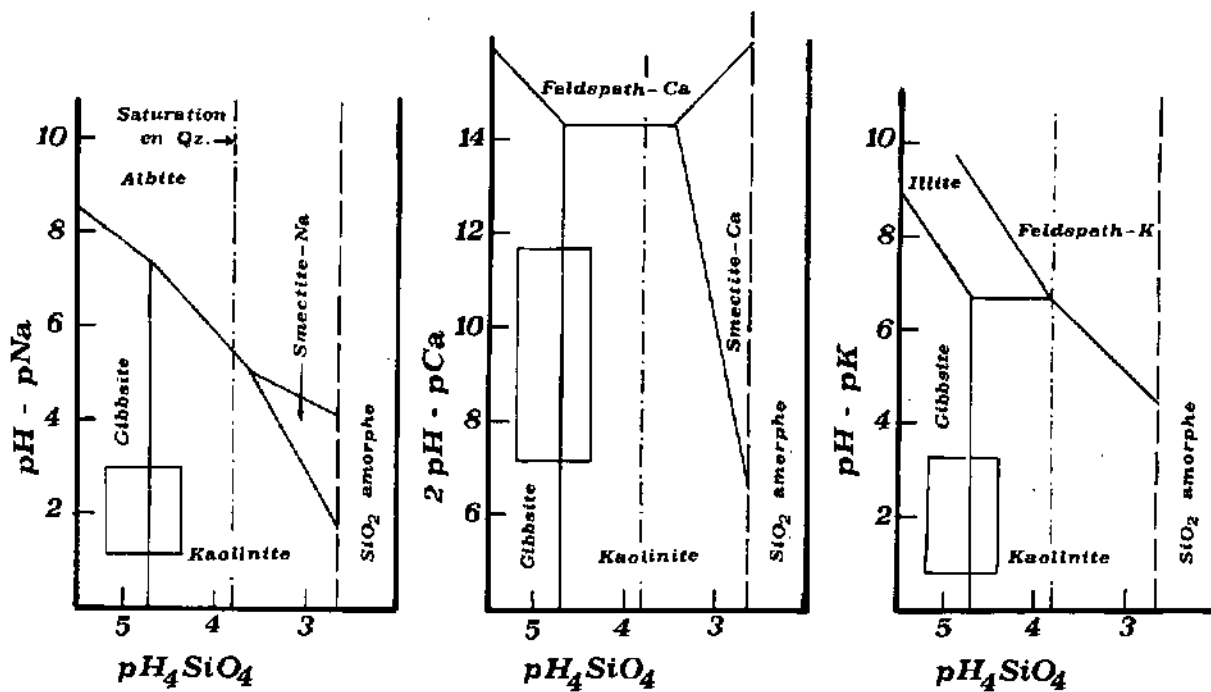


Fig. 69 Diagramme d'équilibre dans les systèmes Na_2O resp. K_2O et $CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$. Les rectangles définissent les aires d'existence des eaux d'infiltration dans les sols bruns du Jura. Ces diagrammes sont établis pour $25^\circ C$ et 1 atm.

Les résultats obtenus suggèrent plusieurs remarques:

1) On constate que l'illite, les smectites et les feldspaths ne sont pas en équilibre. L'analyse roentgéographique a nettement mis en évidence la dégradation de l'illite. Celle des plagioclases est moins nette. Toutefois, les diagrammes X ont révélé sa disparition dans la fraction $< 2 \mu$ malgré l'abondance en fraction $< 16 \mu$.

Les smectites, en revanche, ne paraissent pas, à première vue, obéir aux lois d'équilibre physico-chimique puisque leurs teneurs dans les sols sont supérieures à celles du substratum.

En fait, cette augmentation résulte de la dégradation de l'illite, dégradation qui est plus rapide que l'hydrolyse des produits de transformation (assimilés aux smectites de transformation). Si les conditions d'équilibre physico-chimique du milieu demeurent identiques aux conditions actuelles, on voit par ces diagrammes que les smectites sont destinées à disparaître.

2) La kaolinite, réputée pour sa stabilité, se trouve de surcroît en équilibre au moins partiel avec les eaux de percolation. Une des séquences d'altération possible serait donc la désilicification des argiles. Dans l'état actuel de nos recherches, il nous est impossible de distinguer dans l'excédent de kaolinite des sols par rapport aux substratums, la part qui revient à la néoformation de celle résultant d'un enrichissement relatif par disparition des autres constituants argileux moins résistants. Nous pensons toutefois que cet excédent est essentiellement dû à l'enrichissement relatif.

3) La gibbsite serait en équilibre physico-chimique dans nos sols. Or, ce dernier minéral n'a jamais été révélé tangiblement par l'analyse R.X. Par contre, la néoformation d'un interfoliaire hydroxy-Al dans les minéraux gonflants est reconnue.

Peut-on assimiler ces conditions d'équilibre physico-chimique à celles de la gibbsite?

La tentation de franchir le pas est grande, d'autant plus que les eaux, recueillies au niveau (A_2) du sol brun acide (charnière anticlinale du Mt Tendre) où l'interfoliation des minéraux gonflants est précisément la plus nette, se situent, dans l'aire d'existence, à gauche de celles récupérées dans l'horizon sus-jacent du même profil.

Troisième partie

Origine des sols du Haut-Jura et conclusions

Chapitre VIII

L'apport allochtone dans les sols jurassiens

1. Evidences minéralogiques

Au cours de la présentation de l'inventaire des minéraux majeurs et du cortège minéralogique des fractions < 16 et < 2 microns, nous avons signalé, à maintes reprises, des divergences de composition entre le sol et son substratum rocheux.

La composition moyenne du R.I. (résidu insoluble) des formations calcaires du substratum (fig. 63) s'établit comme suit (fraction $< 2 \mu$):

Illite (35-52 %) > Kaolinite (12-48 %) > groupe des smectoïdes (Smectites + interstratifiés 11,5 Å + interstratifiés 10-14 m) (12-38 %) > Quartz > Chlorite ($< 5\%$) > Feldspaths K.

Or, la composition minéralogique de nombreux sols ne s'explique ni par l'héritage du substratum calcaire, ni par les processus de transformation qui affectent les minéraux.

Ces divergences sont les suivantes:

- 1) Présence soutenue des plagioclases dans les sols, alors qu'ils sont absents dans le résidu insoluble de décarbonatation des formations jurassiques et crétacées.
- 2) Richesse de nombreux sols en chlorite, dont le type ferrifère est certain (OINUMA et al., 1972) sans commune mesure avec celles du substratum (fig. 63). Cette richesse ne peut résulter:
 - ni d'un phénomène de concentration relative par exportation des particules les plus fines; la distribution des kaolinites par exemple (toujours très fines) demeure relativement constante à travers tous les profils;
 - ni d'un phénomène de néoformation puisque les chlorites sont plus abondantes en fraction $< 16 \mu$ qu'en fraction $< 2 \mu$.
- 3) Abondance dans les sols des feldspaths K et du quartz, tous deux également présents en quantité variable dans le substratum. Aussi, l'apport allochtone de ces deux minéraux est-il moins évident. Toutefois, leur proportion dans les profils est étroitement liée à celle de la chlorite et à la présence des plagioclases.

2. Evidences granulométriques

Analysons les courbes granulométriques moyennes (histogramme et courbes cumulées de 3 exemples:

A. Sol brun acide polyphasique du Mt Tendre (charnière anticlinale du Mt Tendre) fig. 70 et 73.

- Dans le niveau I (0-120 cm) où l'association minéralogique d'apport allochtone est bien représentée, le mode correspond à la classe 16-32 μ .

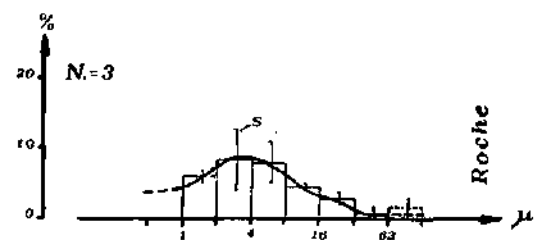
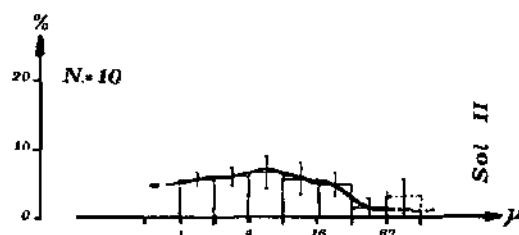
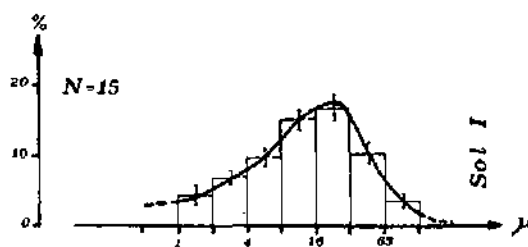


Fig. 70 Distribution granulométrique d'un sol polyphasique: (Sol brun acide faiblement lessivé, Mt-Tendre).

Niveau I = apport allochtone.

Niveau II = argiles de décarbonatation autochtones légèrement polluées par niveau I.

N = Nombre d'échantillons.

S = Ecart-type.

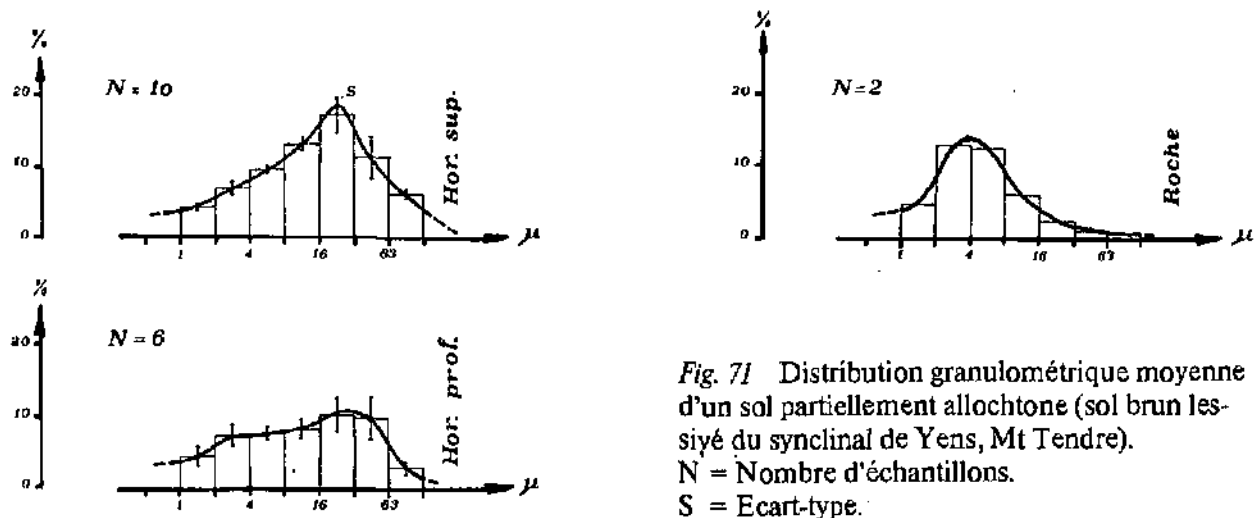


Fig. 71 Distribution granulométrique moyenne d'un sol partiellement allochtone (sol brun lessivé du synclinal de Yens, Mt Tendre).
 N = Nombre d'échantillons.
 S = Ecart-type.

- Dans le niveau II (sous-jacent, 120-160 cm) où l'association est absente (à part la pollution d'origine supérieure) le mode est situé au niveau de la classe 4-8 μ .

- Le mode est voisin de 4 μ dans le résidu insoluble du substratum rocheux.

On constate (fig. 73) une grande analogie entre substratum et niveau II, qui peut être considéré comme une argile résiduelle de décarbonatation.

Les caractères du niveau I sont nettement différents. Il s'agit d'un limon argileux dont l'homogénéité, de la surface à la base, exclut la possibilité d'un arrangement relatif des fractions grossières par suite d'éluviation des éléments les plus fins.

B. Brun lessivé du Synclinal de Yens (fig. 71 et 74)

Ici, l'association minéralogique d'apport allochtone est bien représentée. Les courbes granulométriques sont caractérisées par:

- un mode centré sur la fraction 16-32 μ dans les horizons éluviés (A_1 - A_2)
- deux modes à 4 et à 32 μ dans les horizons illuviés profonds
- un mode à 4 μ dans le résidu insoluble du substratum.

Au niveau des horizons illuviés proches de la roche-mère apparaît la double influence des deux stocks de matériaux, celle du type allochtone d'une part, celle du type roche-mère d'autre part.

C. Brun lessivé à tendance hydromorphe (tranchée au fond de la combe anticlinale des Begnines) fig. 75.

Les trois courbes granulométriques moyennes (horizons éluviés, horizons illuviés et R.I. du substratum) sont semblables; elles présentent toutes trois un mode centré sur la classe 16-32 μ .

Or, ici, l'association minéralogique d'apport allochtone est absente. Elle n'est ni diluée, ni confondue dans le matériel autochtone. Les résultats de l'analyse minéralogique sont formels.

Les données granulométriques, groupées sur la fig. 72, confirment cette étroite parenté du sol avec son substratum.

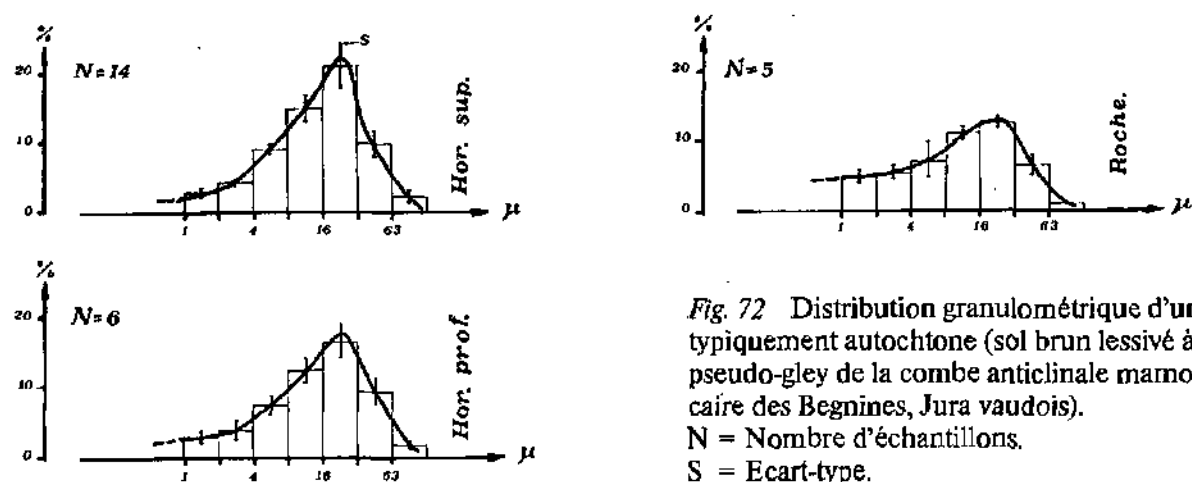


Fig. 72 Distribution granulométrique d'un sol typiquement autochtone (sol brun lessivé à pseudo-gley de la combe anticlinale mamocalcaire des Begnines, Jura vaudois).
 N = Nombre d'échantillons.
 S = Ecart-type.

On constate, par ailleurs, que l'éluviation des particules fines (indice d'entraînement 1:1,7) se traduit uniquement par une diminution de l'aplatissement de la courbe. Malgré les hydrolyses modérées, le fractionnement des particules, le mode de la courbe demeure inchangé à travers tout le profil; il est dicté par le matériau originel issu du seul R.I. du substratum.

Dans tous les profils de la région du Mt Tendre et des Grandes Chaumilles, ce stock étranger au substratum présente une composition très constante (fraction $> 20 \mu$):

- 85 à 87 % de quartz
- 10 à 15 % de feldspaths dont 2/3 plagioclases, 1/3 feldspaths K
- présence de chlorites, de mica, de concrétions ferrugineuses.

A la combe des Begnines, cette même fraction $> 20 \mu$ se compose presque exclusivement de quartz (valeur moyenne: 98 % pour $N = 25$). Le reste, soit 1-2 % est représenté par les feldspaths, dont les 3/5 de feldspaths K, et 2/5 de plagioclases, et des traces de concrétions ferrugineuses.

Ces valeurs sont obtenues aussi bien dans le sol que dans le R.I. du substratum.

Ceci démontre bien que l'analogie des modes centrés sur la fraction 16-32 μ des sols et des marno-calcaires des Begnines avec celui du stock d'apport est fortuite; la distribution granulométrique identique concerne des matériaux différents aussi bien par leur contenu minéralogique que par leur origine.

3. Mode d'apport

Cette association minéralogique allochtone (plagioclases, chlorite, quartz et feldspaths K) abonde dans les sols du sommet du Mt Tendre (1680 m) et de ses flancs immédiats (fig. 48). En ce point culminant,

- l'apport latéral ne peut être envisagé;
- l'origine à partir de formations géologiques aujourd'hui disparues (par désagrégation physico-chimique au cours des âges) n'est pas plus vraisemblable (PERSOZ, in KIRALY, 1973);
- serait-ce un résidu de matériau déposé par les glaciers alpins les plus anciens dont les traces auraient pu être effacées par les plus récents?

Les études réalisées par AUBERT (1948, 1965, 1969) paraissent devoir exclure tout apport par les glaces alpines.

En effet, lors de la dernière glaciation (Wurm), toute la région comprise entre le décrochement de Vallorbe-Pontarlier et celui de St. Cergue était recouverte par un glacier de calotte qui l'a protégée de ce fait, de toute influence alpine. Le «travail» de ce glacier a essentiellement consisté, pour la vallée de Joux, en une exportation de matériau:

- décapage des sols anciens et abrasion du substratum.

A la suite de ces considérations, un seul vecteur d'importation demeure plausible: *le vent*.

3.1. Identification de l'éolien par la micromorphologie des grains de quartz.

La morphologie des grains de quartz contenus dans les sols ocres du secteur du Mt Tendre a été étudiée au M.E.B. par LOIC LE RIBAUT. Quelques exemples sont donnés en fig. 3, 4, 5, Pl. V.

Résultats:

1. 20-28 % des grains témoignent très certainement d'au moins un épisode éolien au cours de leur histoire; ils montrent en effet de nombreux croissants de chocs typiquement éoliens.
2. Ces traces éoliennes apparaissent le plus fréquemment comme les plus anciennes que portent les grains.
3. Elles sont, en effet, très souvent polies; polissage purement chimique qui est un indice de reprise aquatique dans un milieu d'énergie plutôt faible.
4. Enfin, en surimpression, une dissolution d'origine pédologique qui constitue le dernier stade évolutif visible.

Interprétation

Ces faits nous conduisent à deux histoires plausibles des grains de quartz.

- I. a) Eolisation (grandes formations loessiques européennes, transport important et de longue durée).
- b) Dépôt sur le Plateau suisse (anté ou synwürmien?)
- c) Transport fluvial (épisode fluvio-glaciaire syn- ou postwürmien)
- d) Courte éolisation: 5-100 km (qui n'aurait pas laissé de trace de chocs?)
- e) Dépôt sur la chaîne jurassienne où subsistent encore quelques glaciers.
- f) Court épisode glaciaire: lessivage diffus - transport minime.
- g) Episode pédologique (10.000 ans environ)

II.a) Courte éolisation: 5-100 km. Les grains sont prélevés à la surface des moraines ou des glaciers du Plateau suisse et déposés sur le Jura (éolisation provoquant les traces signalées sous 1 et 2).

b) Le Jura est encore localement recouvert par les glaciers; les grains tombent dans la neige ou sur les glaces où ils subissent les cycles journaliers de gel-dégel, et sont progressivement incorporés à la glace, puis lessivés de façon diffuse par les eaux de fonte, acquérant ainsi la morphologie polie signalée sous point 3 ci-dessus.

c) Colonisation végétale et évolution pédologique habituelle. Or, selon LOIC LE RIBAUT (communication personnelle):

- une éolisation de quelques heures suffit à imprimer sa marque à des grains de diamètre moyen;
- le façonnement dans la neige surtout, dans les torrents sous-glaciaires, et par ruissellement diffus, peut parfois être confondu avec celui que produit le transport fluvial;
- les petits grains de quartz se polissent chimiquement plus vite que les gros.

Il apparaît donc, à la lumière de cette argumentation et de l'analogie entre la composition minéralogique de l'association allochtone et des moraines quaternaires du Plateau suisse, que la deuxième hypothèse est la plus plausible.

4. Origine de l'apport éolien

L'idée d'un apport éolien n'est pas nouvelle dans le Jura. PORTMANN in VINK (1949) reconnaît l'existence de loess à Chasseral (Jura bernois).

MATTHEY (1949) découvre une fraction non négligeable de minéraux lourds dans des sols bruns du Haut-Jura neuchâtelois et vaudois, en particulier l'association épidote-glaucophane typique des schistes de Casanna (Alpes valaisannes) MATTHEY (1971).

L'origine de l'apport éolien est difficile à déterminer en raison des mélanges, des dépôts temporaires, des reprises ultérieures qui peuvent se produire au gré des vents; enfin, leurs transformations pédogénétiques et leur incorporation aux R.I. des substratums dans les sols sont autant de phénomènes qui oblitèrent les caractères originels des formations qui ont nourri les loess.

4.1. Composition des grandes formations loessiques européennes

Selon GUNTHER (1961), KALLENBACH (1965), SWINEFORD et FRYE (1955) in FUCHTBAUER et MULLER (1970), la composition moyenne des grandes formations loessiques européennes s'établit comme suit:

a) *Fraction grossière* (dans l'ordre décroissant)

Quartz > Feldspaths (essentiellement potassiques) > Carbonates > Mica > cendres volcaniques.

b) *Fraction fine décarbonatée* (ordre décroissant)

Illite > Kaolinite > Chlorite (+ Vermiculite?) > Montmorillonite > interstratifiés 10-14 m. Ces compositions moyennes et très générales diffèrent de celles du stock éolien incorporé dans nos sols par 2 caractères:

- leurs feldspaths sont de type potassique. Or, dans notre cas, les plagioclases l'emportent toujours sur les feldspaths K^+ ;
- la haute teneur en kaolinite. Or, nous avons constaté (fig. 63) un léger déficit de cette phyllite des sols par rapport à celle du substratum (malgré les corrections tenant compte de l'excédent de chlorite), déficit qui, à l'origine, devait être plus important, puisque la kaolinite s'enrichit aux dépens des autres minéraux argileux moins résistants.

En d'autres termes, l'apport éolien devait être relativement pauvre en kaolinite.

PETERS (1969) analyse un loess superficiel du Plateau suisse (Allschwil), pratiquement décarbonaté; la teneur en quartz voisine 50% et sa fraction $< 2\mu$ se compose comme suit:

Illite	50-65 %	Interstratifiés 10-14 m	0- 5 %
Smectites	5-25 %	Goethite	0-10 %
Chlorite	0- 5 %	Quartz	5-10%
Kaolinite	5-15 %		

- Ici, la teneur en kaolinite s'accorde avec la composition de notre association minérale d'apport; la chlorite en revanche y est trop peu abondante.

- En conclusion, la fraction allochtone des sols jurassiens n'a ni la même origine que les grands loess européens ni celle des formations loessiques secondaires et plus locales, du plateau suisse ou d'ailleurs.

Mais leur alimentation pourrait provenir des moraines würmiennes du Plateau suisse, notamment celles du glacier du Rhône qui sont réparties au pied du Jura. Une partie de leur fraction fine a fort bien

pu être emportée par le vent avant la colonisation végétale, d'autant plus que le retrait des glaciers en Suisse se serait opéré très rapidement (ZOLLER, 1966).

Pour vérifier cette hypothèse, nous avons entrepris une étude comparative des moraines et des sols sur calcaire au voisinage immédiat du domaine morainique (POCHON, 1973).

4.2. Composition des moraines würmiennes du Plateau suisse

a) Glacier du Rhône

Le cortège argileux de la fraction fine de formations glaciaires de la région lémanique (moraine de fond würmienne, lentilles argilo-sableuses, et varves glacio-lacustres) analysées par VERNET (1957) est très constant.

Il s'établit comme suit: (dans l'ordre décroissant)

Chlorite généralement ferrifère > Illite > Kaolinite? > Quartz > Plagioclases > 5 % > Feldspaths K < 5 %.

La composition des fractions < 16 μ et < 2 μ d'une moraine de fond würmienne à Valangin (Jura neuchâtelois) étudiée par MONBARON (1973), se présente comme suit:

Illite: 40-55 % > Chlorite: 30-45 % > Quartz: 25-30 % > Smectites: (\approx 10 %) > Plagioclases > Feldspaths K⁺ (feldspaths totaux environ 5 %). La kaolinite est rare.

La teneur en carbonate du ciment est comprise entre 30-35 %.

b) Glacier de la Sarine

Dans le bassin de la Sarine, PETERS (1969a) obtient les valeurs suivantes pour la fraction fine des moraines:

Illite: 45-50 %
Chlorite: 13-30 % laquelle est de type ferrifère
Smectites: 5-15 %
Kaolinite: absente
Quartz: \sim 10 %
Plagioclases: > Feldspaths K

Ainsi, les matériaux morainiques non remaniés du Plateau suisse présentent les 5 caractéristiques communes suivantes qui concordent parfaitement avec celles que nous observons dans le matériau allochtone de nos sols:

- Prédominance des plagioclases sur les feldspaths K
- Haute teneur en chlorite, laquelle est de surcroît du type ferrifère analogue à celle observée dans les sols jurassiens
- Pauvreté en kaolinite qui concorde avec les déductions concernant les concentrations relatives
- Richesse en quartz
- Teneur en illite voisine de celle du R.I. de nos roches et qui n'influence par conséquent pas les proportions relatives de l'illite issue du R.I. du substratum.

La relation paraît suffisamment claire pour que leur origine puisse être attribuée sans équivoque à un apport à partir du Plateau suisse.

4.3. Composition des sols sur moraines rhodaniennes

Aux fins d'estimer les modifications subies par le matériel morainique (notamment la dégradation des argiles, en particulier de l'illite, celle des feldspaths) au cours de l'évolution des sols, nous avons analysé la fraction < 16 μ de sols bruns sur moraine au Val-de-Ruz (Cernier, Coord. 559.400/211.900). Ceci nous permet d'établir une comparaison plus valable avec le stock allochtone du Mt Tendre. Les résultats figurent au tableau 45.

L'illite a légèrement diminué, mais la chlorite ferrifère se conserve bien; les plagioclases l'emportent sur les feldspaths K.

4.4. Composition des sols du domaine jurassien au voisinage des moraines rhodaniennes

Nous avons trouvé à la Vue des Alpes (Jura neuchâtelois, pt. 1322, Coord. 556.675/213.450) dans des diaclases au sommet d'une cuesta kimméridgienne, un matériau partiellement carbonaté offrant beaucoup d'analogies avec la fraction fine des moraines (Tableau 45); ce matériau est visiblement allochtone, puisque la roche encaissante possède essentiellement de l'illite et de la kaolinite, alors que la chlorite, le quartz et les feldspaths ne sont qu'à l'état de trace et les plagioclases inexistantes. Ce lieu de prélèvement est pourtant situé à 3 km au-delà, et 150 m plus haut que la limite d'extension maximale des glaciers (MACHACEK, 1905, JÄCKL, 1970, et carte géol. Val-de-Ruz).

Les sols bruns calciques sur calcaire dans les environs immédiats du pt. 1322, présentent eux aussi l'abondance de chlorite, du quartz, des plagioclases et des feldspaths K (Tableau 45), qui caractérisent l'apport éolien.

Tableau 45 Composition minéralogique de la fraction <math> < 16 \mu </math> décarbonatée. Sols et substratum calcaires. Colonne 1 à 5: Dosage en % relatif. Colonne 6 à 8: Hauteur des pics en mm.

Ech.		1	2	3	4	5	6	7	8
		Mont-mo. % rel.	Interst. % rel.	Illite % rel.	Chlorit. % rel.	Kaol. % rel.	Quartz 4.26 Å mm	Plagio. 27.7° mm	F. K. 24.4° mm
VR 1.	<i>Val de Ruz</i> Sol brun sur moraine würm. Horizon Ap.	5	3	38	40	12	44	40	19
4644	<i>Vue des Alpes</i> Matériel de remplissage de diaclasses dans calcaire kimméridgien, 70-90 cm	6	2	34	52	4	53	97	65
4643	Sol recouvrant les diaclasses ci-dessus. Horizon A ₁₁ , 0-12 cm	5	7	30	34	19	48	35	28
4645	Sol brun sur dalle de calcaire- kimméridgien. Horizon A ₁₂ , 5-9 cm	8	4	19	52	14	44	36	24
4646	Kimméridgien, substratum de 4643, 4644 et 4645	4	6	50	6	34	3	-	trace
4120	<i>Sol brun acide polyphasique,</i> <i>Mt Tendre</i> Horizon (A ₂), sol I	4	14	21	50	10	58	36	19
4135	Horizon B ₂ , sol I	4	16	32	39	9	48	37	24
4140	Horizon II B _{2t} , sol II Séquanien, substratum rocheux moyen.	8	13	32	9	37	12	trace?	trace
		12	4	51	8	25	24	-	10

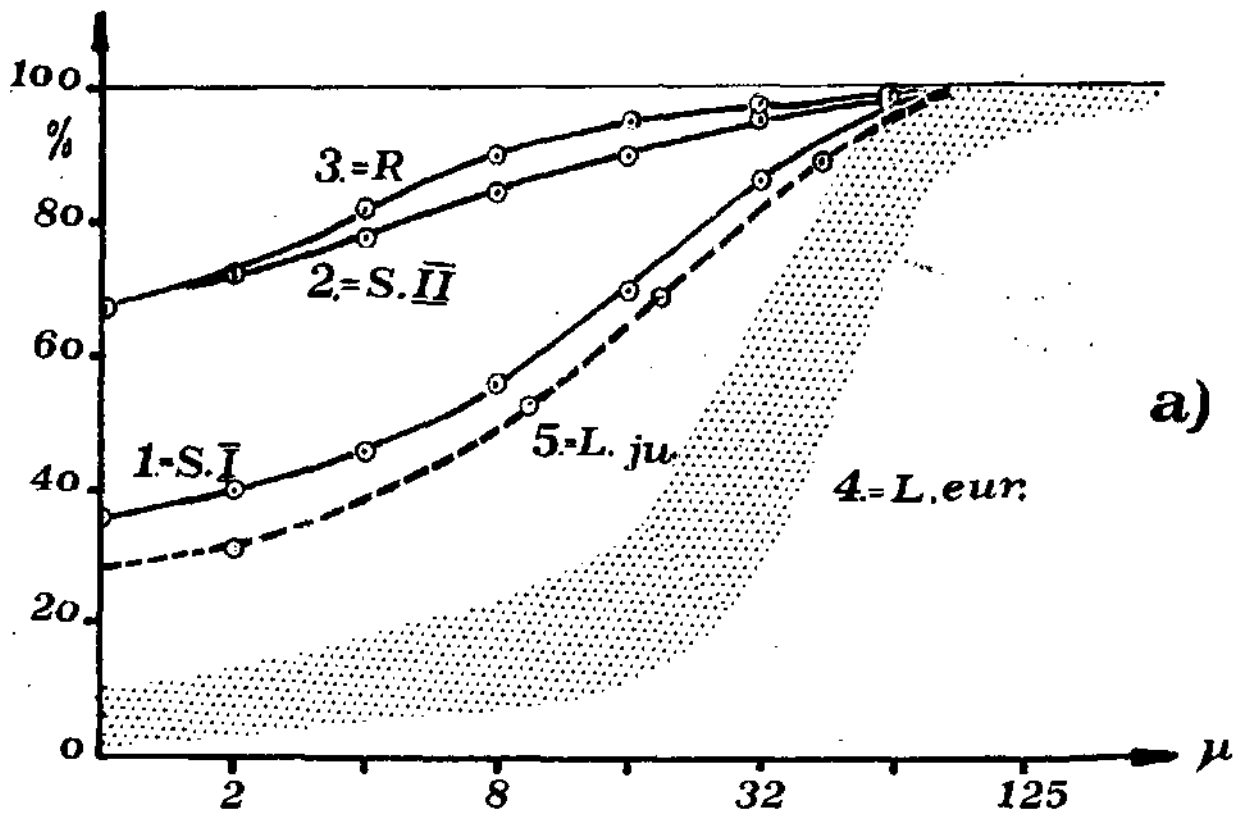


Fig. 73a Comparaison des courbes granulométriques; Courbe 1, 2 et 3 = sol brun polyphasique du Mt Tendre et substratum; 4 = L.eur = domaine des grands loess européens. Courbe 5 = loess jurassien (Chasseral) d'après Portmann.

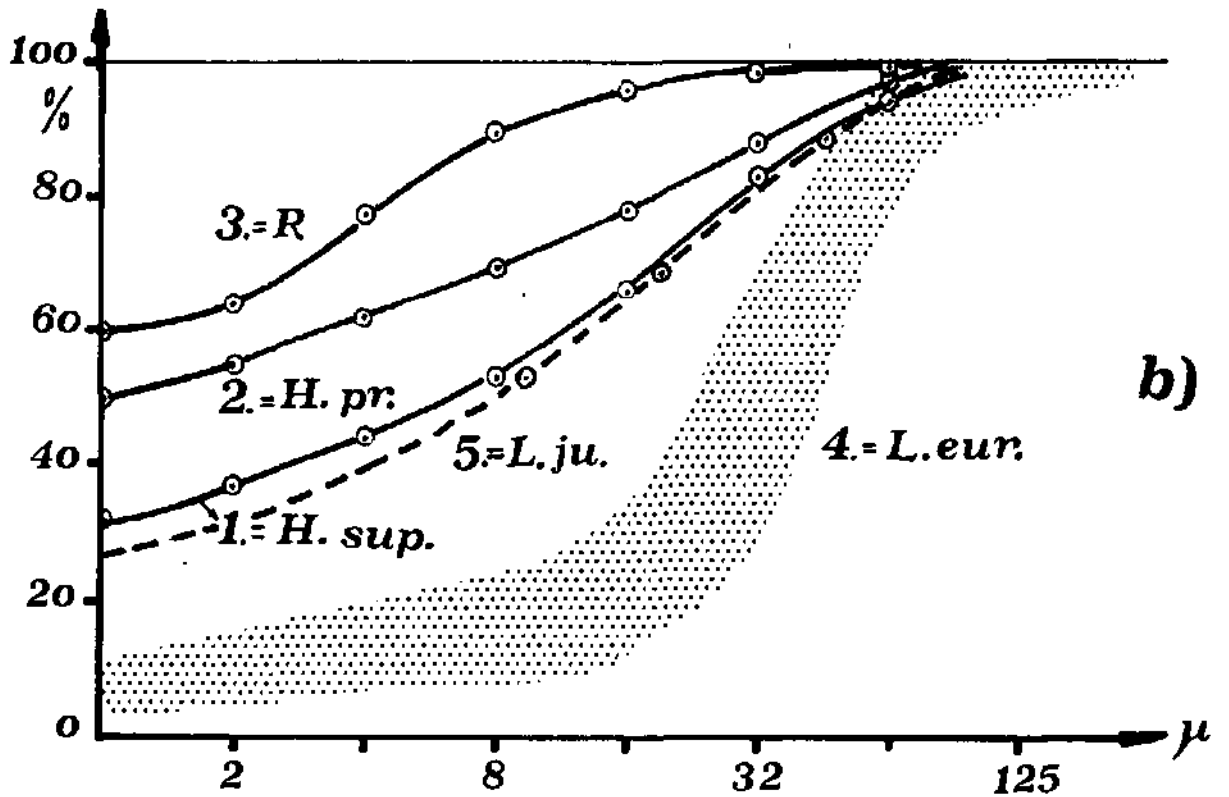


Fig. 73b Idem fig. 73a, mais avec sol brun lessivé allochtone du Mt Tendre (Courbe 1, 2 et 3).

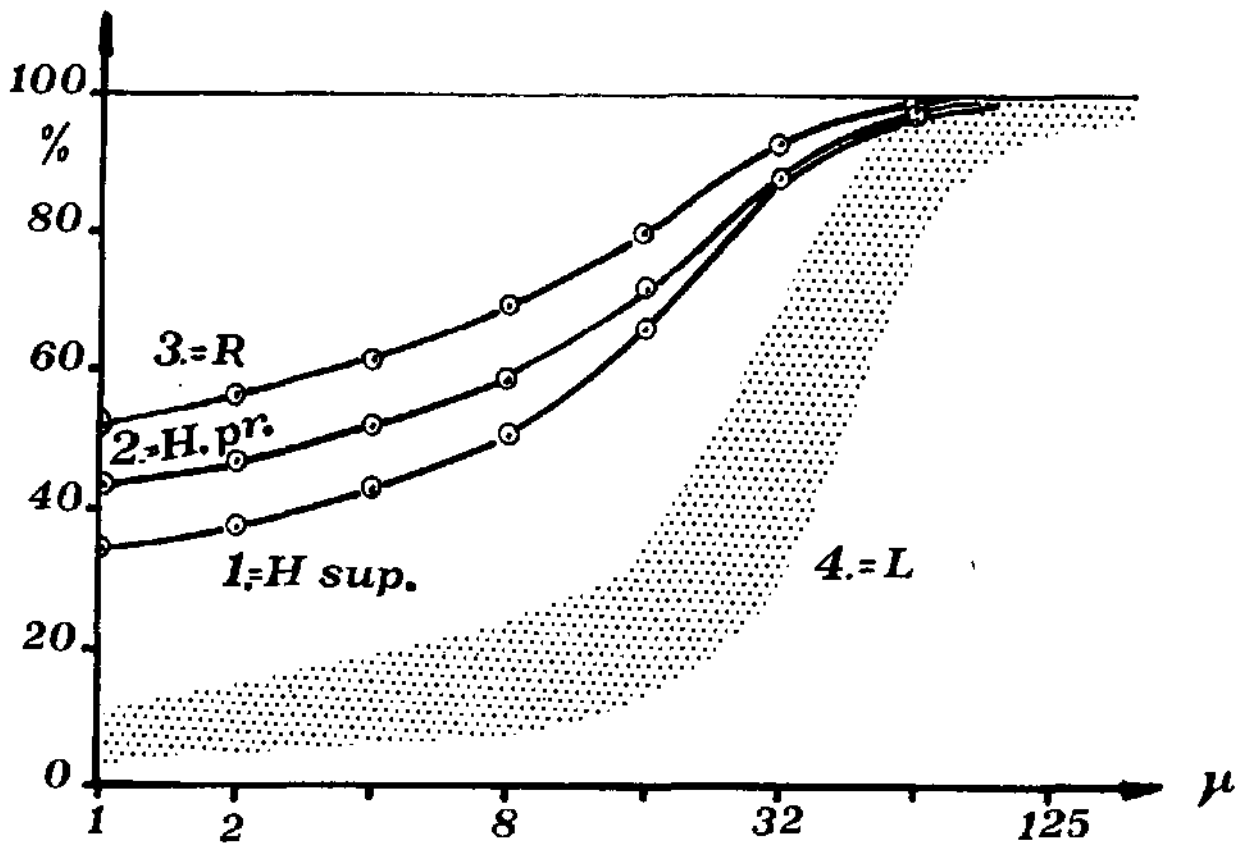













Fig. 74 Comparaison des courbes granulométriques des grandes formations loessiques d'Europe (zone pointillée 4 = L) et un sol brun lessivé autochtone (Les Begnines).

Courbe 1 = Horizon supérieur éluvié.
 Courbe 2 = Horizon inférieur illuvié.
 Courbe 3 = Substratum calcaire (résidu de décarbonatation).

Fig. 75 Légende des symboles utilisés.

Hauteur des pics en mm.		
	—•— Feldspaths K	
	—•— Plagioclases	
	—x— Quartz	
	—g— Goethite	
		
		
		
		

4.5. Comparaison entre les distributions granulométriques du stock éolien des sols jurassiens et loess typiques

Les fig. 73 à 75 donnent sous 4 l'aire d'existence des courbes granulométriques des principaux loess européens typiques non décarbonatés (d'après SWINFORD et FRYE, 1955, TURNGGI, 1957 in FUCHTBAUER et MULLER, 1970).

Nos courbes granulométriques s'en écartent pour plusieurs raisons:

- 1) Nous pourrions imaginer que l'apport représente une « queue » de distribution.
- 2) Le loess originel comprend une fraction carbonatée aujourd'hui dissoute dans le milieu pédologique, avec libération des particules argileuses.
- 3) = 2) avec mélange du résidu insoluble du substratum.

Les raisons 2) et 3) nous paraissent les plus plausibles et d'ailleurs les courbes 2 des fig. 70 et 71 révèlent clairement la *juxtaposition des deux stocks allochtone et autochtone dans les horizons illuviés. Les hautes teneurs en kaolinite démontrent également la présence du matériel autochtone.*

5. Age du dépôt

Une excavation pratiquée dans la moraine locale du Chalet Neuf (Coord. 512.160/163.925) nous a permis de prélever un échantillon à 2.50 m de profondeur. Cette moraine de fond, non remaniée, correspond à un stade de retrait d'une langue de glace, témoin ultime du glacier de calotte. Le matériau est très compacté, grâce à l'abondance des fractions fines, de sorte que toute possibilité de pollution par illuviation des fines particules superficielles est totalement exclue.

Nous avons passé le matériau non décarbonaté au tamis 2 mm et lavé le refus. Ce dernier se constituait donc exclusivement de fragments de calcaires locaux de 2-8 mm de \varnothing .

Les 2 fractions (< 2 mm et > 2 mm) ont été décarbonatées. Les fractions $< 16\mu$ et $< 2\mu$ des R.I. étudiées au R.X.

5.1. Résultats de l'observation

L'association d'apport allochtone (chlorite ferrifère, quartz, plagioclases et feldspaths K est absente dans le résidu de décarbonatation des éléments calcaires > 2 mm. En revanche, elle est bien représentée dans la fraction < 2 mm de la moraine (Tableau 25, éch. 4648).

Ainsi, ce résultat montre que l'apport éolien existait déjà avant la fin de la glaciation würmienne. Les hautes teneurs du stock éolien dans les sols sur moraines jurassiennes indiquent que cet apport allochtone s'est probablement poursuivi après la mise en place des moraines et la disparition totale des glaciers, jusqu'à ce que la végétation ait colonisé le Plateau suisse.

6. Estimation quantitative de l'apport éolien

Le calcul très approximatif est basé sur les teneurs moyennes des sols en chlorite (fig. 63) pour les raisons suivantes:

- La différence de concentration de ce minéral dans les sols et dans le R.I. du substratum est fort nette dans toute la région du Mt Tendre.
- Ce minéral à tendance ferrifère est relativement stable dans le milieu pédologique.
- Sa teneur dans les fractions $< 16\mu$ et $< 2\mu$ des moraines rhodaniennes et sariniennes est bien établie (MONBARON, 1973, PETERS, 1969a).

6.1. Teneur moyenne du loess et des sols en chlorite

Le problème est donc de connaître la composition moyenne du matériau morainique emporté par le vent. Les travaux de PETERS (1969a) et MONBARON (1973) révèlent que la teneur relative moyenne de la moraine en chlorite est voisine de 35%. Ce chiffre est en accord avec celui obtenu dans le niveau 1

(d'apport allochtone) du brun acide polyphasique de la chamière anticlinale du Mt Tendre (37 % relatif moyen du R.I., fig. 63). Cette teneur dans tous les sols étudiés du secteur Mt Tendre s'élève à 32 % relatif moyen, alors que celle du R.I. du substratum atteint 7%.

Le calcul proportionnel montre que *les sols étudiés sont constitués à plus de 75% par le matériau d'apport éolien*. Ce résultat est en accord avec les teneurs en quartz et en plagioclases.

D'autre part, l'épaisseur moyenne des sols du Mt Tendre est estimée à 30 cm environ. D'après les valeurs de l'ablation karstique superficielle fournie par notre expérience des plaquettes exposées en chapitre 6 (30-40 cm de calcaire en 10.000 ans), l'épaisseur du résidu insoluble ne dépasserait pas quelques cm, compte tenu des variations de densités, du pourcentage variable des R.I. du substratum.

L'ordre de grandeur est donc respecté, malgré la très grossière approximation, tant de l'épaisseur moyenne que de la teneur moyenne en chlorite du matériau transporté par le vent.

6.2. Teneur en carbonates des moraines rhodaniennes

Si l'on poursuit les approximations pour établir la quantité de matière importée par le vent ainsi que son épaisseur, une importante correction doit être opérée pour sa fraction carbonatée. En effet, cette dernière a totalement disparu par dissolution après son dépôt dans le Jura.

Dans les fractions des moraines rhodaniennes susceptibles d'être transportées par le vent, la teneur en carbonate oscille au voisinage de 20% (LUTHY et ALL. 1963), GASSER et NABHOLZ (1969), PORTMANN (1966).

Dans la moraine de fond de Valangin, cette teneur est comprise entre 30-35% (MONBARON, 1973).

Aussi, avons-nous basé nos calculs sur une teneur moyenne minimale de 25%, et une porosité totale de 50% (GUENTHER, 1961, FUCHTBAUER et MULLER, (1970).

6.3. Conclusions:

Compte tenu de ces deux correctifs, l'apport éolien moyen aurait atteint une épaisseur voisine de 40 cm sur l'ensemble de la surface.

7. Extension de l'apport éolien

Dans la zone étudiée, l'association minéralogique d'apport éolien est omniprésente à l'exception de la combe argovienne des Begnines (explications données au chapitre précédent et de quelques sols humoliti-ques récents.

Nous l'avons rencontrée au Reculet (Jura méridional) au Creux du Van (Jura neuchâtelois) et aux Franches montagnes (Jura central). (BÉGUIN-POCHON, 1971).

Nous l'avons détectée également en Franche-Comté et en Ajoie (Jura nord). Ces observations ponctuelles montrent donc que l'apport d'éolien est largement répandu et constitue une part importante des sols de la première chaîne jurassienne.

La délimitation de son extension, sera poursuivie ultérieurement.

8. Conclusions

Les arguments minéralogiques et granulométriques des considérations relatives à l'ablation karstique et aux vitesses d'accumulation du R.I. permettent d'admettre qu'une part importante des sols de la région du Mt Tendre (> 75 %) est constituée par un matériau allochtone d'apport éolien, le reste étant issu du R.I. du substratum libéré (= résidu insoluble).

L'incorporation de ce matériau dans une moraine de retrait du glacier local nous permet d'affirmer que le transport éolien se produisait déjà à la fin de la glaciation würmienne. Le matériau était probablement prélevé à la surface des moraines rhodaniennes et sariniennes réparties respectivement au pied de la chaîne jurassienne et dans l'W du Plateau suisse.

Du Wurm à nos jours, ce matériau éolien a évolué: sa fraction carbonatée a totalement disparu. Sa dissolution a dû être intense et rapide, en raison de sa granulométrie très fine (< 125 μ).

La présence de l'éolien dans des diaclases ouvertes tant à la Vue des Alpes (Jura neuchâtelois) qu'aux Grandes Chaumilles (Vallée de Joux) appelle quelques remarques.

Aux Grandes Chaumilles, l'importance du remplissage (> 120 cm) et la quantité de matériau allochtone ainsi accumulé démontrent que ces leisines sont anciennes; à la fin de la dernière glaciation, elles devaient déjà être largement ouvertes, car la position topographique de la dalle exclut tout remplissage postérieur au dépôt loessique, par apport latéral.

Chapitre IX

Conclusions générales

Les résultats de notre étude nous permettent de préciser l'histoire des sols du Haut-Jura suisse, de dégager les traits essentiels de leur *genèse* et de leur *évolution*, vue notamment sous l'aspect de leur *régénération* (apport du substratum) qui s'oppose aux *effets dégradants du lessivage* (eau de percolation) et du climat en général qui engendrent des *transformations minéralogiques* (phase alumino-silicatée).

1. Histoire des sols: origine

Les géologues distinguent quatre glaciations quaternaires, qui sont séparées par des périodes plus clémentes. Si nous ne savons rien au sujet de la couverture pédologique des deux premiers interglaciaires, son existence dans le dernier interstade Riss-Würm paraît évidente. Le sol autochtone, le plus ancien (sol II tronqué, recouvert par un sol allochtone würmien), par sa position sur le faite du Mt Tendre, par son épaisseur, permet en effet de penser qu'à cette époque la couverture pédologique était abondante.

Survient alors la dernière glaciation. La partie W du plateau suisse disparaît sous les glaciers de la Sarine et du Rhône dont les glaces s'appuient contre la première chaîne du Jura sans la submerger. Cette dernière est cependant recouverte par des glaciers locaux de calotte qui abrasent entre autres, le Jura vaudois.

A la fin du Würm, le plateau suisse est rapidement abandonné par les glaces. Le retrait est plus lent et plus tardif sur le Jura en raison de l'altitude. Avant que la végétation ne colonise les moraines du plateau molassique, ces dernières sont remaniées par le vent qui répand sur toute la chaîne jurassienne un matériau estimé à ½ mètre d'épaisseur environ. Les grains de quartz de ces limons d'apport présentent effectivement les traces de chocs éoliens caractéristiques.

Ce matériel allochtone diffère du R.I. des formations calcaires du substratum tant par la granulométrie, que par la minéralogie:

	<i>Apport éolien</i>	<i>R.I. Substratum</i>
<i>Granulométrie</i>	limon argileux	argiles
Fréquence (mode)	16-32 μ	2-8 μ
<i>Minéralogie: Fr. < 16 μ</i>	% relatif	% relatif
Chlorite ferrifère	> 30	< 10 (Chl. ferro-magnésien.)
Illite	\cong 30	> 40
Kaolinite	< 15	\cong 25-30
Smectoïdes	\cong 25	\cong 25
	<i>Apport éolien</i>	<i>R.I. substratum</i>
<i>Minéraux majeurs: Fr. < 2 mm</i>		
Quartz	40-50	\cong 20
Plagioclase	++++	-
Feldspath K	+++	+(+)

Ce dépôt éolien est incorporé aux moraines locales du Haut-Jura et recouvre abondamment ces dernières. Il date donc de la fin de l'époque würmienne.

En raison de sa faible épaisseur, ce matériel allochtone va connaître des fortunes diverses:

1. Il est d'abord décarbonaté; sa granulométrie < 60 μ favorise d'ailleurs l'accomplissement de ce premier stade d'évolution.

2. Partout, dans les zones à faible pente, où le substratum est constitué par des couches continues, peu diaclasées, cet apport éolien est *maintenu en surface* et participera de ce fait à l'évolution pédologique en déterminant les différents types de sols:

- *sols bruns eutrophes à mésotrophes* sur les pentes quand il est mince (érosion)
- *sols bruns lessivés* (plus ou moins oligotrophes) dans les dépressions quand il est épais (accumulation).

Dans ces zones on rencontre des sols polyphasiques constitués par:

- *sol autochtone antéwürmien très argileux à la base, recouvert par un sol limoneux allochtone* (apport éolien). C'est le cas du polyphasique décrit au Mt Tendre.

3. Dans les zones à forte pente, partout où le substratum est constitué par de grandes dalles lisses, l'apport éolien est éliminé par transport latéral. Dans ces zones la situation pédologique est simple: on rencontre *des sols autochtones*, peu évolués, très organiques (lithocalciques à Moder ou à Mor) qui apparaissent grâce à la colonisation récente des dalles par les mousses.

4. Ailleurs, sur substratum très diaclaté ou recouvert d'éboulis épais, l'apport éolien est littéralement absorbé en profondeur. Il ne participe plus que partiellement à la pédogénèse. Dans ces zones les *sols de surface sont autochtones*, constitués par le seul R.I. des calcaires du substratum. Ce sont en général des sols peu évolués: lithocalciques humifère à mull ou à moder; humiques carbonatés . . . etc. . .

Dans ces régions on rencontre souvent des sols polyphasiques constitués alors par:

- *des sols autochtones récents et peu évolués en surface recouvrant le matériau allochtone d'apport éolien en position raptique*. C'est le cas observé à la base du lapiez des Grandes Chaumilles.

5. Sur substratum friable et très dégradé (marno calcaire argovien et calcaire crayeux) le matériau éolien est éliminé très rapidement par entraînement latéral en raison de la grande altérabilité du sous-bassement puis par soutirage karstique dans les combes anticlinales fermées. Il ne participe plus du tout à la pédogénèse ni à l'évolution.

Dans ces zones, on rencontre des *sols autochtones peu évolués sur calcaires crayeux* (rendzines modales du bassin du Locle) et des *sols évolués sur marno-calcaires* (brun lessivés à pseudogley du fond des combes argoviennes) en raison de l'accumulation de l'abondant R.I. du substrat.

L'étude systématique des sols d'une combe anticlinale argovienne (Les Begnines) révèle qu'à la fin de l'Atlantique récent (= 3000 ans av. J. C.) le matériau éolien était déjà totalement éliminé.

2. Evolution pédologique actuelle

L'évolution des sols est en quelque sorte la résultante de deux grands processus opposés:

1. La régénération (réalimentation des profils) c'est à dire *apport*
2. Le dégradation (lessivage, hydrolyse) c'est à dire *exportation*.

2.1. La régénération.

Elle se fait aux dépens du substratum.

a) Constituants minéraux.

Dans les conditions climatiques actuelles, le substratum carbonaté se dégrade selon un processus qui est fonction du type de calcaire:

Calcaire dur et compact: L'altération progresse à la faveur:

- des discontinuités de toute nature (diaclase, pore, limite des cristaux, plan de clivage) . . . etc. . . ;
- des particules carbonatées les plus fines qui sont très vulnérables. Il en résulte la formation d'une pellicule superficielle pulvérulente constituée par les éléments les plus grossiers de la roche (sparite) qui ont été libérés par la dissolution sélective des particules carbonatées les plus fines (ciment micritique). Ces pellicules superficielles tapissent le moule terreux des cailloux où leurs éléments seront progressivement dissous. Ainsi, dans ce cas, la régénération consiste en une incorporation du seul résidu de décarbonatation aux horizons inférieurs des sols.

Calcaires dolomitiques:

Ils s'altèrent en profondeur ainsi qu'en témoignent les très épais cortex d'altération. Le processus conduit tantôt:

- à la *décalcitisation* avec enrichissement relatif en dolomite, lorsque le milieu est basique, les cristaux de calcite et de dolomite équigranulaires et la concentration en dolomite > concentration en calcite.
- à la *dédolomitisation* avec enrichissement relatif en calcite, lorsque le milieu est acide, la concentration en calcite > concentration en dolomite et les éléments calcitiques de plus grande taille que les éléments dolomitiques.

La dissolution de ces épais cortex s'opère sur place, la régénération du sol consiste également ici, en une incorporation du seul résidu alumino-silicaté.

Calcaires tendres (marno-calcaires crayeux)

A la dissolution habituelle s'ajoute une désagrégation mécanique; l'altération est dans ce cas, suffisamment

rapide pour permettre l'incorporation de fragments carbonatés aux sols (en plus du résidu insoluble), cette dernière est favorisée par l'augmentation de la pente.

La régénération est donc d'autant mieux assurée que la vitesse d'altération des carbonates est grande et le pourcentage du R.I. élevé.

Gradient d'altérabilité des calcaires du Haut-Jura: toutes choses étant égales par ailleurs, il s'établit comme suit (dans l'ordre croissant):

Calcaire dur micritique < calcaire dur à pâte hétérogranulaire (sparite soudée par ciment micritique) < calcaire marneux < calcaire crayeux.

Des plaquettes de calcaire enfouies dans les sols révèlent que la vitesse d'altération croît avec l'acidité du milieu. Le maximum observé dans un sol brun acide (pH = 5,1) équivaut à 31 m / 10⁶ ans, (calc. dur hétérogranulaire).

b) *Constituants chimiques.*

Etant données les conditions climatiques du Haut-Jura (précipitations annuelles voisines de 2000 mm) on pouvait s'attendre à rencontrer essentiellement des sols dégradés. Les valeurs très élevées du drainage calculé (formule de HÉNIN et AUBERT, 1945) $-0,35 < D < 0,67$ - prouvent le bienfondé de cette « intuition ».

Or, il n'en est rien; le type de sol le plus évolué du Haut-Jura est le brun lessivé et non le podzol (qui apparaît quand $D > 0,20$)

L'étude détaillée d'une coupe de sol (brun lessivé du synclinal de Yens) a clairement mis en lumière le mécanisme qui s'oppose à la dégradation des sols: il s'agit d'une *imprégnation géochimique ascendante*.

En ce lieu, le substratum du centre du synclinal est constitué par un calcaire dolomitique; partout alentour, il est franchement calcaire. Le source de Mg^{++} est donc strictement localisée à la base du sol dans la partie où ce dernier est le plus épais.

Or, le complexe absorbant du sol est riche en Mg^{++} (15 à 30% des cations fixés) malgré:

- les 2000 mm de précipitations annuelles
- une affinité plus faible que celle du Ca^{++} (RUELLAN et DELETANG, 1967) en d'autres termes que Mg^{++} est plus sensible à la lixiviation que Ca^{++} .

En conséquence, si la réalimentation en Mg^{++} des sols les plus épais du Haut-Jura l'emporte sur les conditions extrêmes du lessivage, celle en Ca^{++} sera d'autant plus complète que:

- la solubilité du CaO > solubilité du MgO
- l'affinité du sol pour CaO > affinité pour MgO.

Ainsi, dans le Haut-Jura, *les podzols sont très rares, parce que la couverture pédologique est trop mince; les sols demeurent de ce fait dans la puissante auréole d'imprégnation, de régénération du substratum calcaire dont les bases sont d'autant plus intensément libérées que la roche est plus sensible aux phénomènes d'altération.*

Dans les sols bruns et bruns lessivés du Haut-Jura, le comportement des cations du complexe absorbant est le suivant:

Ca^{++} diminue sensiblement avec l'éloignement du substratum, mais dans l'horizon superficiel, ses teneurs sont plus soutenues grâce au recyclage biologique;

Mg^{++} beaucoup plus sensible à la lixiviation est très étroitement corrélé au taux de matière organique;

K^+ dépend, pour une grande part, de la teneur en argile (illite) et plus modestement de la matière organique; la richesse des sols en illite oblitère les effets de l'importante lixiviation dont K^+ est l'objet.

Na^+ toujours très peu représenté (en raison de sa très faible affinité) semble néanmoins lié tant à la matière organique qu'au taux d'argile.

2.2. *Le lessivage et les exportations.*

Les eaux sont l'agent cardinal de l'altération. Leur percolation à travers les profils est hétérogène. Les eaux empruntent les macropores des sols lorsque ceux-ci sont ressuyés. Avec l'augmentation de l'imbibition et le gonflement des argiles, la circulation, de plus en plus lente, se fait par les micropores des sols. On passe ainsi d'un écoulement rapide à un écoulement lent et dispersif où le mélange des eaux gravifiques et des eaux de rétention est de plus en plus intime.

Le potentiel d'agressivité des eaux vis-à-vis de la phase carbonatée est fonction du pH du milieu traversé; il augmente considérablement au cours du transfert des eaux à travers les sols acides. Aussi, lorsque les eaux d'infiltration arrivent au contact du substratum carbonaté, la dissolution est presque instantanée: les eaux recueillies à 10 cm à l'intérieur du domaine carbonaté (horizon C) ont déjà acquis la moitié de leur charge finale mesurée à l'exutoire. La dissolution des carbonates est donc un phénomène essentiellement superficiel.

Dans les sols, la mise en solution obéit à deux systèmes de lois:

a) *les lois de l'équilibre thermodynamique:*

pH, PCO_2 , Ca^{++} , Mg^{++} et HCO_3^- sont associés d'une manière cohérente. pH est corrélé négativement

avec les autres paramètres ci-dessus; dureté temporaire, Ca^{++} et Mg^{++} sont corrélés positivement entre eux.

b) *les lois de l'équilibre biologique*

pH, PCO_2 , SO_4^{-2} et K^+ présentent une excellente corrélation avec la matière organique soluble. Ce groupe présente une variation saisonnière très nette; il passe par un maximum en automne, un minimum en hiver.

Il apparaît d'autre part, que le lessivage des sols par les pluies, extrait, à côté du Ca et du Mg, principalement K. *La charge des eaux karstiques en K est pratiquement déjà assurée au niveau de la pédosphère.*

Enfin, dans les sols décarbonatés (bruns, bruns lessivés) la charge dissoute est fonction, entre autres, de l'état du complexe absorbant et de celui des édifices alumino-silicatés.

Agressivité des eaux d'infiltration vis-à-vis de la phase alumino-silicatée.

La charge des eaux d'infiltration des sols décarbonatés est faible, c'est dire que les hydrolyses dans le Haut-Jura sont très discrètes. Néanmoins, en reportant l'aire d'existence des eaux d'infiltration sur les diagrammes donnant les domaines d'équilibre des principaux minéraux de la phase silicatée (pH_4SiO_4 en fonction de pH- pCa (respect. pK et pNa) on constate que seules la kaolinite et la gibbsite seraient en équilibre dans les sols du Haut-Jura. Par ces considérations, on doit donc s'attendre davantage à des phénomènes de transformation qu'à des néoformations.

2.3. *Evolution des minéraux alumino-silicatés.*

L'étude par diffraction X montre qu'elle est effectivement caractérisée et dominée par les processus de transformation de l'illite vers les smectites. L'intensité de ce phénomène est fonction de la qualité du drainage, de l'épaisseur du sol et de la densité du tapis végétal.

Cette évolution appelle les remarques suivantes:

1. La dégradation de l'illite vers les smectites est maximum dans les sols peu épais, drainant bien, sous une dense couverture végétale (rhizosphère occupant la plus grande partie du profil).
2. Les minéraux gonflants ainsi formés sont des smectites de transformation (au sens de ROBERT, 1972); elles gardent une certaine «mémoire» des éléments illitiques dont elles dérivent (saturées K, elles ne gonflent pas au-delà de 14 Å à l'E. Glys., mais à 17,3 Å lorsqu'elles sont saturées Mg).
4. Dans les sols décarbonatés acides, l'espace interfoliaire des smectites de transformation comme des smectites héritées du substratum est progressivement occupé par des produits hydroxy-Al (Fe) qui modifient les propriétés de ces minéraux. La probabilité de confusion avec la vermiculite est alors très grande si le traitement au citrate de Na n'est pas appliqué.
5. Les vermiculites sont fort rares. Elles n'apparaissent que sous la forme plus ou moins indéfinie d'interstratifiés 10-14_v dans les sols peu épais où les solutions de percolation sont relativement riches en bases (sols sur moraine ou sur dalles de calcaire) et où l'illite se dégrade intensément.
6. Les kaolinites sont très stables; l'analyse des eaux de percolation des sols révèle qu'elles sont en équilibre.
7. Les chlorites ferrifères sont également très stables, sauf dans un milieu: celui qui caractérise les remplissages karstiques très riches en matières organiques à pH basique et au taux d'humidité constamment élevé. Chlorites et smectites (probablement ferrifères elles aussi) se dégradent au profit de la goéthite.
8. On constate, enfin, la néoformation de l'épidocrocite dans les sols à drainage réduit (principalement dans les sols sur marno-calcaires argoviens) partout où une partie du fer apparaît sous la forme de concrétions (amorphes aux R.X.).

2.4. *Bilan.*

La pédosphère du Haut-Jura est donc caractérisée par une ventilation active des cations, aussi bien ascendante (imprégnation géochimique due au substratum) que descendante (intense lessivage des pluies). Si exportations et importations des bases sont presque égales dans les sols minces, le lessivage l'emporte dans les sols décarbonatés épais (70 cm). Une lente acidification s'installe et progresse du haut vers le bas des profils et du centre vers les bords des dépressions.

La distribution des différents types de sols est synthétisée en fig. 24.

Bibliographie

- ACQUAYE, D. K. and TINSLEY, J. - (1965). *Experimental Pedology*. 126 pp. - Hallsworth et Crawford. London.
- ALTEMULLER, H. J. - (1971). Mikroskopie der Böden mit Hilfe von Dünnschliffen. - *Handbuch der Mikroskopie in der Technik*, Herausgeber: H. Freund. 4(2): 1-31.
- AUBERT, D. - (1943). *Monographie géologique de la Vallée de Joux (Jura VD)*. - Thèse Fac. Sci. Univ. Lausanne. 134 pp, 32 fig., pl. 1.
- AUBERT, D. - (1965). Calotte glaciaire et morphologie jurassiennes. - *Eclogae géol. Helv.* 58(1): 555-578.
- AUBERT, D. - (1966). Structure, activité et évolution d'une doline. - *Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat.* 89: 113-120.
- AUBERT, D. - (1967). Estimation de la dissolution superficielle dans le Jura. - *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.* 69(8): 365-376.
- AUBERT, D. - (1969). Phénomènes et formes du Karst jurassien. - *Eclogae geol. Helv.* 62(2): 325-399.
- AUBERT, D. et POCHON, M. - (1971). La crevasse des Mines du Risoux (Jura Vaudois). - *Actes du 4ème congrès suisse de Spéléologie*, (Neuchâtel, sept. 1970): 11-16.
- AUBERT, S. - (1900). *La Flore de la Vallée de Joux. Etude Monographique*. - *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.* 36 (138): 327-739.
- AUBERT, S. - (1932). Considérations sur le climat de la Vallée de Joux. - *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.* 57: 493-521.
- BACH, R. - (1950). Die Standorte Jurassischer Buchenwaldgesellschaften mit besonderer Berücksichtigung der Böden. (Humus-Karbonatböden und Renzinen). - *Ber. Schweiz. Bot. Ges.* 60: 51-152, 16 fig.
- BAIZE, D. - (1971). *Contribution à l'étude des sols des plateaux jurassiques de Bourgogne*. - Thèse 3^e cycle. Fac. Sci. Univ. Paris. 157 pp., 45 fig.
- BAKER, W. E. - (1973). The role of humic acids from Tasmanian podzolic soils in mineral degradation and metal mobilization. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 37: 269-281.
- BARNHISEL, R. I. and RICH, C. I. - (1963). Gibbsite formation from aluminium interlayers. - *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 27: 632-635.
- BARSHAD, I. - (1948). Vermiculite and its relation to biotite. - *Amer. Miner.* 33: 655-678.
- BEGUIN, C. et 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.
- BEGUIN, CL. - (1972). Contribution à l'étude phytosociologique et écologique du Haut-Jura. - *Mat. pour le levé Géobot. suisse* 54: 190 pp.
- BERNAL, J. D., DASGUPTA, D. R., and MACKAY, A. L. - (1957). Oriented transformations in iron oxides and hydroxides. - *Nature* 180: 645-647.
- BESSON, H., CAILLERE, S. et HENIN, S. - (1966). Etude sur la transformation de quelques types de micas par voie expérimentale. - *Bull. gr. fr. Argiles.* 17: 57-59.
- BISCAYE, P. E. - (1964). Distinction between kaolinite and chlorite in recent sediments by X-ray diffraction. - *Amer. Miner.* 49: 1281-1289.
- BLANCHET, R., MAERTENS, C., BOSC, M., et PUECH, J. - (1972). Importance et limite de l'influence de la richesse minérale d'un sol à l'égard de la plante, en présence d'autres contraintes. - *C. R. Acad. Sci. Paris.* 274, Série D: 2023-2025.
- BLOMFIELD, C. - (1952). Translocation of iron in podzol formations. - *Nature* 170: 540.
- BÖGLI, A. - (1951). Probleme der Karrenbildung. - *Geogr. Helv.* 6: 191-204.
- BORZA, K., CINCURA, J., und MARTINY, E. - (1969). Herkünfte der Roterden der südwestlichen Slowakei. - *Geologicky Zbornik - Geol. Carpathica* 20, 2, Bratislava Dez. 1969: 351-359, 4 fig., 1 tab.
- BOTTNER, P. - (1971). La pédogénèse sur roches-mères calcaires dans une séquence bioclimatique méditerranéo-alpine du sud de la France. - Thèse. Fac. Sci. Univ. Montpellier. 271 pp., 50 fig.
- BOUET, M. - (1972). Climat et météorologie de la Suisse romande. - Ed. Payot, Lausanne. 171 pp., 22 fig., 33 tabl.
- BOULAIN, J. - (1971). *L'Agrologie*. 123 pp., Coll. «Que sais-je» no. 1412, Paris.
- BRADLEY, W. F. - (1954). X-ray diffraction criteria for the characterization of chlorite material in sediments. - *Clays, Clay Miner.* 2: 324-334.
- BREWER, R. - (1964). *Fabric and Mineral Analysis of Soils*. 470 pp., 132 fig. - John Wiley and Sons, New York.
- BREWER, R. and SLEEMANN, J. R. - (1970). Some Trends in Pedology. - *Earth Sci. Rev.* 6 (5): 297-337.

- BRION, J. C., DABIN, B. et PELLOUX, P. - (1971). Améliorations apportées à l'analyse des sols par voie automatique. - SCC ORSTOM, Paris. Inédit.
- BRINDLEY, G. W. and GILLERY, F. H. - (1956). X-ray identification of chlorite species. - *Amer. Miner.* 41: 169-186.
- BROWN, G. - (1953). The dioctahedral analogue of vermiculite. - *Clay Min. Bull.* 2: 64-69.
- BROWN, G. - (1955). Intensities of ool reflections of mica- and chlorite-type structures. - *Miner. Mag.* 30: 657-665.
- BROWN, G. - (1953). The Occurrence of Lepidocrocite in Some British Soils. - *J. Soil Sci.* 4: 220-228.
- BROWN, G. - (1954). Soil morphology and mineralogy. A qualitative study of some gleyed soils from north-west England. - *J. Soil Sci.* 5: 145-155.
- BROWN, G. - (1961). *The X-ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals.* - 544 pp. Mineralogical Soc. London.
- BRUCKERT, S. - (1970 a). Influence des composés organiques solubles sur la pédogénèse en milieu acide. I. Etudes de Terrain. - *Ann. Agron.* 21 (4): 421-452.
- BRUCKERT, S. - (1970 b). Influence des composés organiques solubles sur la pédogénèse en milieu acide. II. Expériences de laboratoire - Modalité d'action des agents complexants. - *Ann. agron.* 21 (6): 725-757.
- BRYDON, J. E. and KODAMA, H. - (1966). The nature of aluminum hydroxide montmorillonite complex. - *Amer. Miner.* 51: 875-888.
- BRYDON, J. E. and TURNER, R. C. - (1972). *The nature of Kenya Vermiculite and its aluminum hydroxide complexes.* - *Clays and Clay Minerals* 20: 1-11. Pergamon Press, New York.
- BURGER, A., - (1959). Hydrogéologie du bassin de l'Areuse. - *Bull. Soc. neuch. Géogr.* 52 (1): 304 pp.
- BURGER, M. - (1937). Physikalische Eigenschaften von Wald- und Freilandböden. V. Mitt. Entwässerung und Aufforstung. - *Mitt. Schweiz. Anstalt f. forstl. Versuchswesen.* 20: 1-100, 28 fig.
- CAILLÈRE, S. et HÉNIN, S. - (1951). Etude de quelques altérations de la phlogopite à Madagascar. - *C. R. Acad. Sci. Paris*, 233: 1383-1385.
- CAMEZ, TH. - (1962). Etudes sur l'évolution des minéraux argileux dans les sols des régions tempérées. - Thèse. Mem. Serv. Carte. Géol. Als. Lorr. 20: 1-90.
- CASTANY, G. - (1963). *Traité pratique des eaux souterraines.* 657 pp. - Dunod, Paris.
- CIRIC, M. - (1967). Characteristics of soil formation on limestone and principles of limestone classification. - *Soviet Soil Sci.* 1: 57-64.
- CLAISSE, G. - (1968). Etude expérimentale de l'analyse aux trois acides. Comportement du quartz pur à l'attaque triacide. - *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.* 6 (2): 129-149.
- COULSON, C.B., DAVIES, R.I. and LEWIS, D.A. - (1960). Polyphenols in plant, humus, and soil. II. Reduction and transport by polyphenols of iron in model soil columns. - *J. of Soil Sci.* 11 (1): 30-44.
- C. P. C. S. - (1967). (Commission de Pédologie et de Cartographie des Sols). *Classification des Sols.* Edition 1967. - E. N. S. A. de Grignon Fr. 87 pp.
- DABIN, B. - (1965). Application de dosages automatiques à l'analyse des sols. - *Cahiers ORSTOM, Série Pédol.* 3 (4) : 335 - 336.
- DABIN, B. - (1966). Application des dosages automatiques à l'analyse des sols. - *Cahiers ORSTOM, Série Pédol.* 4(1) : 77 - 103.
- DABIN, B. - (1967). Application des dosages automatiques à l'analyse des sols. - *Cahiers ORSTOM, Série Pédol.* 5(3): 257-285.
- DAVID, F. N. - (1938). *Tables of the correlation coefficient.* - Biometrika Office, University College, London.
- DAVIS, L. E., TURNER, R. and WHITTIG, L. D. - (1962). Some studies of the autotransformation of H-bentonite to Al-bentonite. - *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 26: 441-443.
- DE CONINCK, F. - (1967). Aspect physico-chimique de la pédogénèse en campine anversoise. - Thèse. Centre Cart. Sols, Belgique, 153 pp.
- DE ENDREDDY, A. S. - (1963). Estimation of free iron oxide in soils and clays by a photolytic method. - *Clay Miner. Bull.* 29 (5): 209-217.
- DE VILLIERS, J. M. and JACKSON, M. L. - (1967). Cation exchange capacity variations with pH in soil clays. - *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 31: 473-477.
- DIXON, J. B. and JACKSON, M. L. - (1960). Mineralogical analysis of soil clays involving vermiculite - chlorite - kaolinite - differentiation. - 8^e Nat. Conf. on Clays and Clay Minerals: 274-286.
- DIXON, J. B. and JACKSON, M. L. - (1962). Properties of Intergradient Chlorite-Expansible Layer Silicates of Soils. - *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 26: 358-362.
- DUBOIS, J. P. - (1973). Etude comparative d'un calcaire dolomitique du Jura par la méthode du B. E. T. - 60 pp., Trav. de diplôme Inst. Chim. Univ. Neuchâtel. (Inédit).
- DUCHAUFOUR, P. - (1968). L'évolution des Sols. Essai sur la dynamique des profils. - 94 pp., Masson, Paris.
- DUCHAUFOUR, P. - (1970). *Précis de Pédologie.* - 481 pp., Masson et Cie, Paris.

- DUNHAM, R. J. - (1962). Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. Classification of Carbonate Rocks, a Symposium. - Mem. AAPG 1: 108-121.
- DUPARC, L. - (1890). Note sur la composition des calcaires portlandiens des environs de St. Imier. - Arch. S. P. N. Genève, 3^e sér., 23: 323-334.
- DURAND, R. et DUTIL, P. - (1972). Contribution à l'étude de l'évolution des sols en milieu calcimagnésique. - Sci. du Sol 1: 25-36.
- EWING, F. J. - (1935). The crystal structure of lepidocrocite. - J. Chem. Phys. 3: 420-424.
- FAIRBRIDGE, R. W. - (1957). The dolomite question. Regional aspect of carbonate deposition. A symposium. - Soc. Econ. Pal. Miner., Spec. publ. 5: 126-178.
- FARMER, V. C., RUSSEL, J. D., MCHARDY, W. J., NEWMAN, A. C. D., AHLRICH, J. L. and RIMSARTE, J. Y. H. - (1971). Evidence for loss of protons and octahedral iron from oxidized biotites and vermiculites. - Min. Mag. 38: 121-137.
- FERRERO, J. - (1966). Nouvelle méthode empirique pour le dosage des minéraux par diffraction R X. - Rapport C. F. P., Bordeaux (inédit).
- FIBRAS, F. - (1949). Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas I/II - Jena.
- FISHER, I. - (1970). Selective Weathering of Dolomite Bodies from a Limestone Host. - Geol. Soc. Amer. Bull. 81: 3757-3758.
- FOLK, R. L. - (1962). Spectral subdivision of limestone types. - In: Classification of Carbonate Rocks, a Symposium. Mem. AAPG. 1: 62-84.
- FREI, E. - (1944). Morphologische, Chemische und Kolloidchemische Untersuchungen Subalpiner Weide- und Waldböden der Rendzina und der Podsolserie. Ein Beitrag zur Humusklassifizierung. - Ber. Schweiz. Bot. Ges. 54: 267-346.
- FREI, E. - (1967). Micromorphologic and chemical investigations of a skinned brown-earth profile in Central Switzerland and an interpretation of its development tendency. - Geoderma 1: 289-298.
- FRINK, C. R. - (1965). Characterization of Aluminum Interlayers in Soil Clays. - Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 29: 379-382.
- FUCHTBAUER, H. und MULLER, G. - (1970). Sedimente und Sedimentgesteine. - 726 pp, 326 fig., 66 tab. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart.
- GARRELS, R. M. and CHRIST, C. L. - (1967). Equilibre des minéraux et de leurs solutions aqueuses. 335 pp. - Gauthier-Villars, Paris.
- GASSER, U. und NABHOLZ, W. - (1969). Zur Sedimentologie der Sandfraktion im Pleistozän des schweizerischen Mittellandes. - Eclogae geol. Helv. 62 (2): 467-516.
- GIEMS, O. - (1960). Some notes on clay minerals in podzol profiles in Fennoscandia. - Clay Min Bull. 4: 208-211.
- GIEMS, O. - (1967). Studies on Clay Minerals and Clay-Mineral Formation in Soil Profiles in Scandinavia. - Medd. Norsk. Skogforsøksvesen. 81, Bd. 21 (4): 303-415.
- GLEMSE, O. - (1938). Über die Darstellung und katalytische Wirksamkeit von reinem γ - FeOOH. - Ber. Dtsch. Chem. Ges. 71: 158-163.
- GOOET, C. - (1922). Influence de la nature du sol sur la végétation. - R. S., II Sér., 12^e année: 27-32.
- GORBUNOV, N. I. - (1961). Movement of colloidal and clay particles in soils. (Problem of Leaching and Podzolization). - Soviet Soil Sci. 7: 712-724.
- GORBUNOV, N. I. - (1968). Individual and interstratified minerals in soils and their identification by the X-ray. - Soviet Soil Sci. 9: 1288-1300.
- GRIM, R. E. - (1968). Clay Mineralogy. 596 pp. Second Edit., - McGraw-Hill Book Company, New York.
- GUILLIERMONO, A. et MANGENOT, G. - (1948). Biologie Végétale. 1110 pp. - Masson, Paris.
- HARWARD, N. E., THEISEN, A. A. and EVANS, D. D. - (1962). Effect of Iron Removal and Dispersion Methods on Clay Mineral. Identification by X-Ray Diffraction. - Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 26: 535-541.
- HASHIMOTO, I. and JACKSON, M. L. - (1960). Rapid dissolution of allophane and kaolinite-halloysite after dehydration. - Clays and Clay Minerals. 7th Conf.: 102-113.
- HATHAWAY, J. C. - (1955). Studies of some vermiculite-type clay minerals. - Clays and Clay Minerals. 3rd Nat. Conf.: 74-86.
- HEBRARD, J. P. - (1968). Etude bryologique du Massif des Maures et de l'Estérel. - Thèse de doctorat de spécialité Fac. Sci. Marseille. 127 pp.
- HEBRARD, J. P. - (1970). Note sur la colonisation du milieu saxicole par les bryophytes. - Bull. Soc. Bot. Fr. 117: 563-592.
- HEM, J. D. - (1960). Complexes of ferrous iron with tannic acid. - U.S. Geol. Survey Water Supply Paper, 1459-D: 75-94.
- HENIN, S. et AUBERT, G. - (1945). Relations entre le drainage, la température, et l'évolution des sols. C. R. Acad. Sci. Paris. 220: 330-332.

- HEY, M. H. - (1954). A new review of the chlorites. - *Mineral. Mag.* 30: 277-292.
- Hsu, P. H. - (1968). Heterogeneity of Montmorillonite Surface and its effect on the Nature of Hydroxy-Aluminum Interlayers. - *Clays and Clay Minerals* 16: 303-311. Pergamon Press, New York.
- HUANG, P. M. and LEE, S. Y. - (1969). Effect of drainage on weathering transformation of mineral colloids of some Canadian Prairie soils. - *Proc. Inter. Clay Conf. (Tokyo, Japan)* 1: 541-551.
- JÄCKLI, H. - (1970). La Suisse durant la dernière période glaciaire. - *Atlas de la Suisse. Feuille 6, Serv. topogr. fédéral. Wabern/Berne.*
- JACKSON, M. L., TYLER, S. A., WILLIS, A. L., BOURBEAU, G. A. and PENNINGTON, R. P. - (1948). Weathering Sequence of Clay-Size Minerals in Soils and Sediments. - *J. Phys. Coll. Chem.* 52: 1237-1260.
- JACKSON, M. L., HSEUNG, Y., COREY, R. B., EVANS, E. J. and VAN DEN HEUVEL, R. C. - (1952). Weathering sequence of clay-size mineral in soils and sediments. II. Chemical weathering of layer silicates. - *Proc. Soil Sci. Soc. Amer.* 16: 3-6.
- JACKSON, M. L., WHITTIG, L. D., VAN DEN HEUVEL, R. C., KAUFMAN, A. and BROWN, B. E. - (1954). Some analyses of soil montmorin, vermiculite, mica, chlorite and interstratified layer silicates. - *Clays and Clay Minerals 2nd nat. Conf.*: 218-240.
- JACKSON, M. L. - (1959). Frequency distribution of clay minerals in major great soil groups as related to the factors of soil formation. - *Clays and Clay Minerals 6th Nat. Conf.*: 133-143.
- JACKSON, M. L. - (1963). Interlayering of expansible layer silicates in soils by chemical weathering. - *Clays and Clay Minerals* 11: 29-46. Pergamon Press, New York.
- JACKSON, M. L. - (1965). Clay transformation in soil genesis during the Quaternary. *Soil Sci.* 99: 15-22.
- JACKSON, M. L. - (1968). Weathering of primary and secondary minerals in soils. - *9th Intern. Congr. Soil Sci., Adelaide.* 4: 281-292.
- JEHL, G. et LEIKINE, M. - (1968). Les minéraux argileux des formations secondaires du Massif des Babors occidentaux (Algérie). Apport à la connaissance de la sédimentologie, de la paléogéographie et de la tectonique. - *Bull. Carte Geol. Als. Lorr.* 21 (4): 253-284, 11 fig.
- JONAS, E. C. and ROBERTSON, H. E. - (1960). Particle size as a factor influencing expansion of the three-layer clay minerals. - *Amer. Min.* 45: 828-838.
- JONAS, E. C. and ROBERTSON, H. E. - (1966). Structural charge density as indicated by montmorillonite hydration. - *Clays and Clay Minerals (13th Nat. Conf., 1964)*: 223-230.
- KIDDER, G. and REED, L. W. - (1972). Swelling characteristics of Hydroxy-Aluminium Interlayered Clays. - *Clays and Clay Minerals* 20: 13-20. Pergamon Press, New York.
- KIRALY, L. - (1968). Eléments structuraux et alignement de phénomènes karstiques (région du gouffre du Petit-Pré de Saint-Livres, Jura vaudois). - *Bull. Soc. Neuchâtel. Sci. nat.* 91: 127-146.
- KIRALY, L. - (1973). Notice explicative de la carte hydrogéologique du Canton de Neuchâtel. - *Suppl. Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat.* 96: 1-16, 6 fig., 1 tab., 1 carte.
- KITTRICK, J. A. - (1969). Soils minerals in the $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ system and a theory of their formation. - *Clays and Clay Minerals.* 17: 157-167.
- KOPP, E. - (1965). Die Permeabilität durchlässiger Böden, die Gliederung des Makroporenraumes und die Beziehungen zwischen Permeabilität und Bodentypen. - *Ztschr. Kulturtechn. Flurber* 6: 65-90. Berlin, Hamburg.
- KRAUSE, A., MORONIOWNA, K. und PRZYBYLSKI, E. - (1934). γ -FeOOH aus Ferrocarbonat und die Umwandlung des γ -FeOOH in α -FeOOH - *Z. Anorg. Allg. Chem.* 219: 203-212.
- KUBIENA, W. L. - (1931). Micropedological studies. *Wiss. Arch. Pflanzenbau* 5: 613-648.
- KUBIENA, W. L. - (1937). Method of preparing thin slices of soils in an undisturbed state. - *Zeiss-Nachr.* 2: 81.
- KUBIENA, W. L. - (1943). Beiträge zur Boden-Entwicklungslehre (Entwicklung und Systematik der Rendzinen. - *Z. Pflanzenernähr. Düngung Bodenkunde Dtsch.* 35: 226-245.
- KUBIENA, W. L. - (1953). Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. 392 pp. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- KÜBLER, B. - (1961). Sur quelques interstratifiés irréguliers mica montmorillonite. - *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.* 14 (4): 173-178.
- KÜBLER, B. - (1962). Etude pétrographique de l'Ehningien (Tortonien) du Locle (Neuchâtel-Suisse). - *Beitr. Mineral. u. Petrogr.* 8: 267-314.
- LAMOUREUX, M. - (1966). A propos de la formation de sols rouges méditerranéens sous climat humide et subhumide du Liban. - *C. R. Conf. Sols Medit. Madrid*: 295-296.
- LAMOUREUX, M. - (1972). Etude de sols formés sur roches carbonatées. Pédogénèse fersiallitique au Liban. - *Mem. ORSTOM* 56: 1-266, 49 fig. 61 tabl., pl. 1-8, Paris.
- LAUTRIDOU, J. P. - (1972). Bilan des recherches de gélification expérimentale effectuées au Centre de Géomorphologie. - *Bull. Centre de Géomorphologie Caen.* 13-14-15: 64-73.

- LE DRED, R. - (1968). Contribution à l'étude d'un interstratifié mica-vermiculite. Formation de complexes salins interfoliaires. Réaction d'oxydo-réduction au sein du feuillet silicaté. - Thèse Sci. Strasbourg. 208 pp.
- LEUENBERGER, R. - (1950). Beitrag zur Kenntnis der Humus-Karbonatböden und Rendzinen im Schweizer Jura. - 85 pp. Dissert. an der E.T.H. Zürich, Mitt. der Agrik. Inst. E.T.H. Zürich.
- LEVINSON, A. A. - (1955). Polymorphisme among illites and hydrous micas. - Amer. Miner. 40: 41-49.
- LIPPMANN, F. - (1973). Sedimentary carbonate minerals. 228 pp. Springer-Verlag Berlin.
- LONGUET-ESCARO, J. - (1950). Fixation des hydroxydes par la montmorillonite. - Trans. 4th Int. Congr. Soil Sci. Amsterdam 3: 40-44.
- LUCAS, J. et JEHL, G. - (1961). Etude de l'action de la chaleur sur la kaolinite par diffraction des rayons X. Application à la distinction de ces 2 minéraux. - Bull. Serv. Cart. Géol. d'Als. Lorr. 14 (4): 159-173.
- LUQUET, A. et AUAERT, S. - (1930). Etude phytogéographique sur la chaîne jurassienne. Recherche sur les Associations végétales du Mt Tendre. - Revue de Géogr. alpine 18 (3): 5-50.
- LUTHY, H., MATTER, A. und NABHOLZ, W. - (1963). Sedimentologische Untersuchung eines temporären Quartäraufschlusses bei der Neubrügg nördlich Bern. - Eclogae Geol. Helv. 56 (1): 119-145.
- LYNN, W. C. and WHITTIG, L. D. - (1966). Alternation und formation of clay minerals during cat clay formation. - Clays and Clay Minerals. 14: 241-248, Pergamon Press, New York.
- MAC DOWELL, L. L. and MARSHALL, C. E. - (1962). Ionic properties of mica surfaces. - Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 27: 547-551.
- MAC EWAN, D. M. C. - (1944). Identification of the Montmorillonite Group of Minerals by X-Rays. - Nature. 154: 577.
- MAC EWAN, D. M. C. - (1948). Les minéraux argileux de quelques sols écossais. - Verres et Silicates Industr. 13: 41-46.
- MAC EWAN, D. M. C. - (1950). Some Notes on the Recording and Interpretation of X-Ray Diagrams of Soil Clays. - Journ. of Soil Sci. 1: 90-103.
- MACHACEK, F. - (1905). Der Schweizer Jura. Versuch einer Geomorphologischen Monographie. - Petermann's Mitt. aus Justus Perthes. Ergänzungs. 32 (150): 197 pp.
- MACKENZIE, R. C., WALKER, G. F. and HART, R. - (1949). Illite from Ballater. - Min. Mag. 28: 704-714.
- MAGNIANT, D., DUTIL, P. et JAMAGNE, M. - (1973). Etude d'un sol lessivé glossique développé sur limon éolien en Forêt de Trois-Fontaines (Marne). - Ann. agron. 24 (2): 219-240.
- MATTHEY, F. - (1949). Etude granulométrique et calcimétrique de quelques sols situés entre le Creux du Van et le Chasseron. - Travail de licence de l'Institut de géologie de Neuch. (Inédit).
- MATTHEY, F. - (1971). Contribution à l'étude de l'évolution Tardi- et postglaciaire de la végétation dans le Jura Central. - Mat. pour le levé géobot. de la Suisse. 53: 86 pp.
- MATTSON, S. - (1930). The Laws of Soil Colloidal Behavior: III. Isoelectric precipitates. - Soil Sci. 30: 459-495.
- MATTSON, S. - (1931). The Laws of Soil Colloidal Behavior: IV. Isoelectric precipitates. - Soil Sci. 31: 57-77.
- MEHRA, O. P. and JACKSON, M. L. - (1960). Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite citrate system buffered with sodium carbonate. - Clays and Clay Minerals, 7th Conf: 317-327.
- MILLOT, G. et CAMEZ, Th. - (1963). Genesis of vermiculite and mixed-layered vermiculite in the evolution of the soils of France. - Clays and Clay Minerals 10: 90-95.
- MILLOT, G. - (1964). Géologie des argiles. - 499 pp, 75 fig., Masson, Paris.
- MILLOT, G., LUCAS, J. et PAQUET, H. - (1965). Evolution géochimique par dégradation et aggradation des minéraux argileux dans l'hydrosphère. - Géol. Rundsch. 55: 1-20.
- MISEREZ, J. J. - (1969). Utilisation d'une électrode spéciale pour la mesure de pCO₂ dans les eaux et l'atmosphère. Application à l'étude des phénomènes karstiques du Jura Suisse. - Stalactite. 19 (2): 31-46.
- MISEREZ, J. J. - (1970). Corrélation Na/K dans les eaux karstiques du Jura. Application aux diagrammes d'équilibre des systèmes NaO-resp. K₂O-CO₂-H₂O et Na₂O-resp. K₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. - Z. deutsch. geol. Ges. Sonderh. Hydrogeol. Hydrogeochem.: 161-181.
- MISEREZ, J.J. - (1970). Corrélation Na/K dans les eaux karstiques du Jura. Applications aux diagrammes d'équilibre des systèmes Na₂O-resp. K₂O-CO₂-H₂O et Na₂O-resp. K₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. - Ann. de Spéléologie 25 (4): 741-763.
- MISEREZ, J. J. - (1973). Géochimie des eaux du Karst Jurassien. (Contribution physico-chimique à l'étude des altérations). - 310 pp. Thèse Fac. Sci. Univ. Neuchâtel.
- MITCHELL, B. D. and MACKENZIE, R. C. - (1954). Removal of free iron oxyde from clays. - Soil Sci. 77: 173-184.
- MONBARON, M. - (1973). Etude réentgéographique d'une moraine de fond (Valangin, NE). - Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat. 96: 109-134, 4 figs., 3 tabl.

- MOREILLON, M. - (1932). Observations météorologiques faites à Moncherand et environs. - Bull. Soc. Vaud. Sci. nat. 57: 533-549.
- MORTLAND, M. M., LAWTON, K. and UEHARA, G. - (1956). Altération of biotite to vermiculite by plant growth. - Soil Sci. 82: 477-481.
- MORTLAND, M. M. - (1958). Kinetics of potassium release from biotite. - Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 22: 503-508.
- MORTLAND, M. M. and LAWTON, K. - (1961). Relationships particle size and potassium release from biotite and its analogue. - Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 25: 473-476.
- MOTOMURA, S. - (1961). Dissolution of iron compounds in soils by milk vetch extract. - Soil Sci. Plant Nutr. (Jap). 7, 8: 54-60.
- MOTOMURA, S. - (1962). Effect of organic matters on the formation of ferrous iron in soils. - Soil Sci. Plant Nutr. (Jap). 7, 1: 20-29.
- NEWMAN, A. C. D. and BROWN, G. - (1966). Chemical changes during the alteration of micas. - Clay Min. 6: 297-309.
- NEWMAN, A. C. D. - (1967). Changes in phlogopites during their artificial alteration. Clay Min. 7: 215-227.
- MURRAY, H. H. and LEININGER, R. K. - (1956). Effect of weathering on clay minerals. - Clays and Clay Minerals (4th Nat. Conf., 1955): 340-347.
- NIGGLI, P., GRUBENMANN, V. and JEANNET, A. - (1915). Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz. - Beit. Geol. des Schw. Geotechn. 5: 423 pp.
- OINUMA, K., SHIMODA, S. and SUDO, T. - (1972). Triangular diagrams for surveying chemical compositions of chlorites. - Journ. of the Toyo University. Gen. Educat. 15: 1-33.
- PAQUET, H. - (1969). Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. - 348 pp. Thèse Fac. Sci. Univ. Strasbourg.
- PEDRO, G. - (1966). Relation entre l'existence de substitutions isomorphiques et la charge effective de la couche octaédrique dans les différents phyllosilicates. - Proc. of the Int. Clay Conf., Jerusalem. 1: 41-51.
- PEDRO, G. - (1968). Contribution expérimentale à l'étude du rôle du calcaire dans l'évolution géochimique des sols. - IXth Intern. Congr. Soil Sci., Adelaide. 4: 511-522.
- PEDRO, G. et MELFI, A. J. - (1970). Recherches expérimentales sur le comportement des hydrates ferriques et des constituants silico-ferriques amorphes en milieu lessivé. - Pédologie. 20 (1): 5-33.
- PEDRO, G. - (1972). Les sols développés sur roches calcaires. Nature, originalité et cadre général de leur évolution à la surface du globe. - Sci. du Sol. 1: 5-18.
- PERSOZ, F. - (1969). Fidélité de l'analyse quantitative des poudres de roches par diffraction X. - Bull. Centre Rech. Pau, SNPA. 3: 329-335.
- PERSOZ, F. et REMANE, J. - (1973). Evolution des milieux de dépôt au Dogger supérieur et au Malm dans le Jura neuchâtelois méridional. - Eclogae geol. Helv. 66 (1): 41-70,5 fig.
- PETERS, T. - (1969a). Tonmineralogie einiger Glazialablagerungen im Schweizerischen Mittelland. - Eclogae geol. Helv. 62 (2): 517-525.
- PETERS, T. - (1969b). Mineralogische Untersuchungen an einigen Schweizerischen Ziegeleirohstoffen. - Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. 49 (2): 391-405.
- PINSAK, A. P. and MURRAY, H. H. - (1960). Regional clay mineral patterns in the Gulf of Mexico. - Proc. Seventh Natl. Conf. Clays and Clay Minerals: 132-177.
- PINTA, M. - (1971). Spectrophotometrie d'absorption atomique. II. Application à l'analyse chimique: 287-793. Masson et Cie. ORSTOM. Paris.
- POCHON, M. - (1973). Apport allochtone dans les sols Jurassiens (Jura vaudois et Jura neuchâtelois). - Bull. Soc. neuchâtel. Sci. Nat. 96: 135-147.
- POCHON, M. - (1974). Apport allochtone dans les sols jurassiens. Exemple d'un remplissage karstique. Acte du 5^e Congrès suisse de Spéléologie. Interlaken, Sept. 1974: 155-162.
- PORTMANN, J. P. - (1954-1955). Pétrographie des moraines du glacier würmien du Rhône dans la région des lacs subjurassiens (Suisse). - Bull. Soc. neuchâtel. Géogr. 51 (5): 13-55.
- PORTMANN, J. P. - (1966). Pétrographie des formations glaciaires à l'est du lac de Bièvre (Suisse). - Eclogae geol. Helv. 59 (2): 697-722.
- QUIGLEY, R. M. and MARTIN, R. T. - (1963). Chloritized Weathering Products of a New England Glacial Till. - Clays and Clay Minerals. 10: 107-116.
- QUIGLEY, R. M. and COOK, M. G. - (1963). Formation of dioctahedral vermiculite in Virginia soils. - Clays and Clay Minerals, 10th Conf.: 96-106 Pergamon Press, New York.
- RADOSLOVICH, E. W. - (1960). The structure of muscovite $KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$. - Acta Cryst. 13: 919-932.
- RAMAN, K. V. and JACKSON, M. L. - (1966). Layer charge relations in clay minerals of micaceous soils and sediments. Clays and Clay Minerals. 14th Nat. Conf.: 53-68.

- RICH, C. I. and OBENSHAIN, S. S. - (1955). Chemical and clay mineral properties of a Red-Yellow Podzolic soil derived from muscovite schist. - *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 19: 334-339.
- RICH, C. I. - (1960). Aluminum in interlayers of vermiculite. - *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 24: 26-32.
- RICH, C. I. - (1968). Hydroxy-interlayers in expansible layer silicates. - *Clays and Clay Minerals*, 16: 15-30, Pergamon Press, New York.
- RICHARD, J. L. - (1961). Les forêts acidophiles du Jura. Etude phytosociologique et économique. - *Mat. pour le levé géobot. de la Suisse* 38: 164 pp, 38 fig.
- RICHTER, E. - (1907). Beiträge zur Landeskunde Bosniens und der Herzegowina. - *Wiss. Mitt. aus B. u. H., Wien.* 10: 383-545, 20 fig.
- ROBERT, M. et PEDRO, G. - (1966). Transformation d'une phlogopite en vermiculite par extraction du potassium. - *Bull. Gr. fr. Argiles.* 17: 3-17.
- ROBERT, M. et PEDRO, G. - (1969). Etude des relations entre les phénomènes d'oxydation et l'aptitude à l'ouverture des micas trioctaédriques. - *Proc. Intern. Clay Conf. Tokyo.* 1: 455-473.
- ROBERT, M. - (1971). Etude expérimentale de l'évolution des micas (biotites). I. Les aspects du processus de vermiculitisation. - *Ann. Agron.* 22 (1): 43-93.
- ROBERT, M. - (1972). Transformation expérimentale des micas en vermiculites ou smectites. Propriétés des smectites de transformation. - *Bull. Groupe franç. Argiles.* 24 (2): 137-151.
- ROCHE, M. - (1963). Hydrologie de surface. - 430 p. ORSTOM. Gauthier-Villars, éditeurs, Paris.
- ROCQUES, H. - (1961). Eléments pour une cinétique des phénomènes karstochimiques. - *Ann. de Spéléo.* 16 (4): 329-339.
- ROSS, C. S. - (1927). The mineralogy of clays. - *Proc. First Int. Congr. Soil Sci.* 4: 555-561.
- SAHORES, J. - (1967). Réalisation d'un broyeur isogranulométrique de laboratoire. *Bull. Centre Rech. Pau - SNPA*, 1: 187-197.
- SAWHNEY, B. L. - (1960). Aluminum interlayers in clay minerals. - *7th Int. Congr. of Soil Sci. Transactions.* 4: 476-481.
- SAWHNEY, B. L. - (1968). Aluminum interlayers in layer silicates. Effect of OH/Al Ratio of Al Solution, time of reaction, and type of structure. - *Clays and Clay Minerals.* 16: 157-163.
- SCHARDT, H. - (1906). Sur la valeur de l'érosion souterraine par l'action des sources. - *Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat.* 23: 168-177.
- SCHAEFFER, F., MEYER, B. und FÖLSTER, H. - (1961). Dreischicht-Tonminerale mit Aluminium-Zwischenschichtbelegung in Mitteldeutschen sauren Braunen Waldböden. - *Z. Pfl. Ernähr. Düng. Bodenk.* 92: 201-207
- SCHOELLER, H. - (1962). Les eaux souterraines. Hydrologie dynamique et chimique. Recherche, exploitation et évaluation des ressources. - 642 pp, 187 fig. Masson et Cie, Paris.
- SCHULTZ, L. G. - (1958). Petrology of underclays. - *Bull. Geol. Soc. Amer.* 69: 363-402.
- SCHWERTMANN, U. - (1959). Über die Synthese definierter Eisenoxide. - *Z. anorg. allg. Chem.* 298: 339-348.
- SCHWERTMANN, U. - (1962). Die selektive Kationensorption der Tonfraktion einiger Böden aus Sedimenten. - *Z. Pflanzen ernähr. Düng. Bodenk.* 97: 9-25.
- SCHWERTMANN, U. and TAYLOR, R. M. - (1972 a). The transformation of Lepidocrocite to goethite. - *Clays and Clay Minerals.* 20: 151-158.
- SCHWERTMANN, U. and TAYLOR, R. M. - (1972 b). The influence of silicate on the transformation of lepidocrocite to goethite. - *Clays and Clay Minerals.* 20: 159-164.
- SEGALEN, P. - (1964). Le fer dans les sols. - 150 pp, 25 fig. Initiations - Doc. Tech. ORSTOM, Paris.
- SEGALEN, P. - (1968). Note sur une méthode de détermination des produits minéraux amorphes dans certains sols à hydroxydes tropicaux. - *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.* 6 (1): 105-126.
- SEGALEN, P. - (1971 a). La détermination du fer libre dans les sols à sesquioxydes. - *Cah. ORSTOM, sér. pédol.* 9:
- SEGALEN, P. - (1971 b). Etude des constituants sesquioxydiques de sols des zones intertropicales et méditerranéennes. - 36 pp. SSC de l'ORSTOM. Paris.
- SHIROZU, H. - (1958). X-Ray power pattern and cell dimensions of some chlorites in Japan with a note on their interference colors. - *Miner. Journ.* 2: 209-223.
- SINGH, S. S. and BRYDON, J. E. - (1967). Precipitation of aluminum by calcium hydroxide in the presence of Wyoming bentonite and sulfate ions. - *Soil Sci.* 103 (3): 162-167.
- SIWERTZ, E. - (1973). Etude expérimentale par le tritium et l'oxygène 18 de l'infiltration sur les lysimètres et le bassin de Thonon. - 170 pp, 41 fig. Thèse Univ. Paris.
- SLAUGHTER, M. and MILNE, J. H. - (1960). The formation of chlorite-like structures from montmorillonite. - *Clays and Clay minerals.* 7: 114-124.
- STEINBERG, M. - (1967). Contribution à l'étude des formations continentales du Poitou (sidérolithique des auteurs). - Thèse Fac. Sci. Univ. Paris, 415 pp, 73 fig.

- STUMM, W. and MORGAN, J. J. - (1970). *Aquatic Chemistry. An Introduction Emphasizing Chemical Equilibria in Natural Waters.* - 583 pp. Wiley-Interscience, New York.
- SUDO T. - (1954). Long spacings of about 30 Å in Japanese clays. - *Clay Min. Bull.* 2: 193-203.
- SUDO, T. - (1959). *Mineralogical study on clays of Japan.* - 328 pp, Tokyo.
- SUDO T. - (1963). Interstratified minerals from Japan; their geological behaviors and origins. - *Proc. Intern. Clay Conf. Stockholm*: 113-120, Pergamon Press, New York.
- TAGGART, M. S. and KAISER, A. D., JR. - (1960). Clay mineralogy of Mississippi River deltaic sediments. - *Bull. Geol. Soc. Am.* 71: 521-530.
- TAKADA, T., KIYAMA, M. and SHIMIZU, S. - (1965). Morphological and Crystallographic Studies on the Oriented Transformation in γ FeOOH and its Decomposed Oxides. - *Bull. Int. Chem. Res. Kyoto Univ.* 42: 505-510.
- TAMURA, T. - (1956). Weathering of mixed-layer clays. - *Clays and Clay Minerals*: 413-422.
- TAMURA, T. - (1958). Identification of clay minerals from acid soils. : *J. Soil Sci.* 9: 141-147.
- TARDY, Y. - (1969). *Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique.* - *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*: 31, 199 p. Strasbourg.
- TRIPET, J. P. - (1972). *Etude hydrogéologique du bassin de la Source de l'Areuse (Jura NE).* - Thèse de doctorat, 183 pp. Helioprint AG, Zürich.
- TROMBE, F. - (1952). *Traité de spéléologie.* - 376 pp, 120 fig., Bibliothèque scientifique, Payot, Paris.
- TRUDGILL, S. - (1973). Limestone erosion under soil. - *Intern. Speleo. Union Conf. Olomouc, Czechoslovakia*, (sous presse).
- UTTINGER, H. - (1949). Les précipitations en Suisse, 1901-1940. - *Extr. Guide de l'Economie hydraulique et de l'Electricité de la Suisse, Ass. suisse p. aménagement des eaux* 2: 1-27, 1 carte.
- VAN DER MAREL, H. W. - (1951). Gamma Ferric Oxide in Sediments. - *J. of Sedimentary Petrology.* 21 (1): 12-21.
- VAN OOSTERHOUT, G. W. - (1967). The transformation γ FeO(OH) to α FeO(OH). - *J. Inorg. nucl. Chem.* 29: 1235-1238.
- VERNET, J. P. - (1957). Sur quelques argiles glaciaires de la région lémanique. - *Bull. Lab. Géol. Min. Géophys. et Mus. Géol. Lausanne.* 121: 1-11.
- VINK, A. P. A. - (1949). *Bijdrage tot de kennis von loess en Dekzanden.* - 147 pp 14 fig., 1-3, Wageningen (H. Veenman et Zoren).
- VOEKT, U. - (1973). *Umwandlung der Silikate bei der Bodenbildung aus Kalkstein auf dem Geissberg bei Villigen AG.* - *Diss. Nr. 5003, Eidg. Tech. Hochschule, Zürich.*: 45 pp.
- WALKER, G. F. - (1949). The decomposition of biotite in the soil. - *Min. Mag.* 28: 693-703.
- WALKER, G. F. - (1950). Trioctahedral minerals in the soil clays of North East Scotland. - *Min. Mag.* 29: 72-84.
- WALKER, G. F. - (1957). On the differentiation of vermiculites, smectites in clays. - *Clay Min. Bull.* 3: 154-164.
- WALKER, G. F. - (1958). Reactions of expanding-lattice clay minerals with glycerol and ethylene glycol. - *Clay Min. Bull.* 3: 302-313.
- WEAVER, C. E. - (1956). Mixed-layer clays in sedimentary rocks. - *Amer. Miner.* 41: 202-221.
- WEAVER, C. E. - (1959). The clay petrology of sediments. - *Clays and Clay Minerals, Proc. Natl. Conf. Clays and Clay Minerals* 6: 154-187.
- WEED, S. B. and NELSON, L. A. - (1962). Occurrence of chlorite-like intergrade clay minerals in coastal plain, piedmont, and mountain soils of North Carolina. - *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 26: 393-398.
- WEFERS, K. - (1966). Zum System $Fe_2O_3 \cdot H_2O$. - *Deutsch. Keram. Gesells.* 43 (11): 677-684.
- WEISS, E. J. and ROWLAND, R. A. - (1956). Oscillating-heating diffractometer studies of clay mineral dehydroxylation. - *Amer. Miner.* 41: 117-126.
- WELLS, C. B. and NORRISH, K. - (1968). Accelerated Rates of Release of Interlayer Potassium from Mica. - *Soil Sci.* 106: 683-694.
- WERNER, J. - (1958). *Zur Kenntnis der Braunen Karbonatböden (Terra Fusca) auf der Schwäbischen Alb.* - Thèse de Doctorat, Techn. Hochsch. Stuttgart. 91 pp.
- WEY, R. et LE DRED, R. - (1972). Vermiculite et vermiculitisation. - *Bull. gr. franç. Argiles.* 24: 111-134.
- WEYER, K. U. - (1972). *Ermittlung der Grundwassermengen in den Festgesteinen der Mittelgebirge aus Messungen des Trockenwetter-Abflusses* - 142 pp, 40 fig. Inaug. Dissert. H. M. N. Fak. Univ. Bonn.
- WHITE, J. L. - (1951). Transformation of illite into montmorillonite. - *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 15: 129-133.
- YAALON, D. H. - (1954). Calcareous Soils of Israel. The amount and particle-size distribution of the calcareous material. - *Israël Expl. J.* 4: 278-285.
- ZEN, E. A. - (1959). Mineralogy and petrology of marine bottom sediment samples of the coast of Peru and Chile. - *Journ. Sed. Petrology* 29: 513-539.
- ZOLLER, H. - (1966). Postglaziale Gletscherstände und Klimaschwankungen im Gotthardmassiv und Vorderrheingebiet. - *Verhandl. Naturf. Ges. Basel.* 77 (2): 97-164.

Illustrations

PLANCHE I

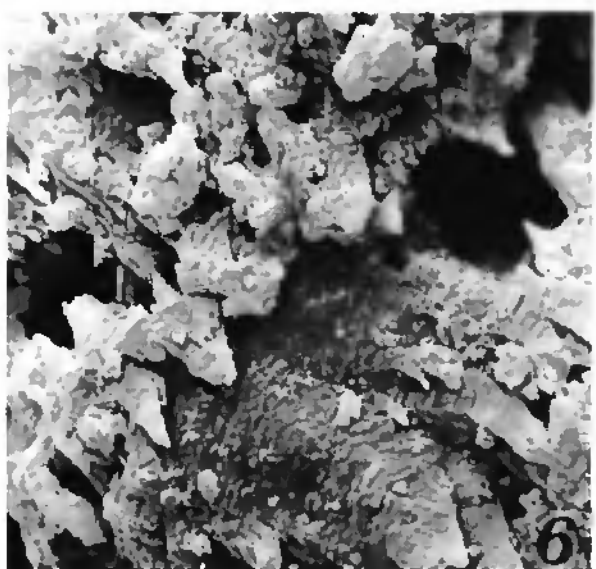
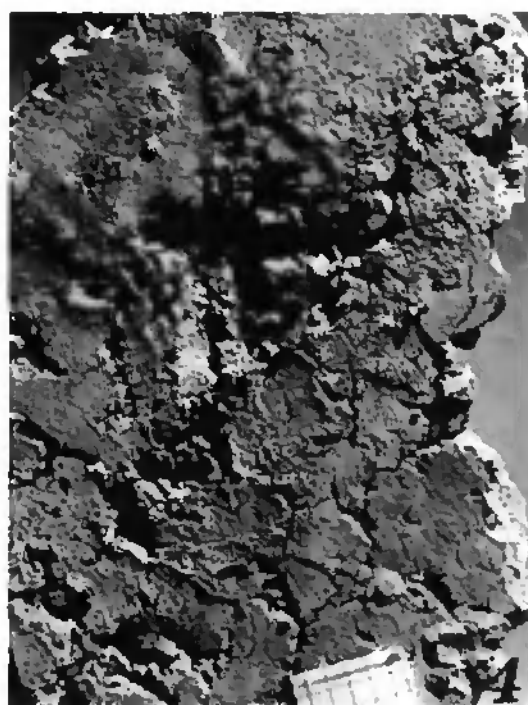
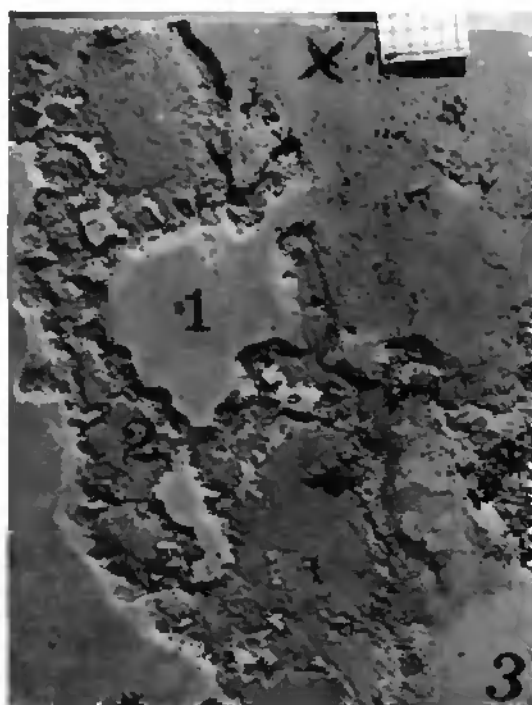
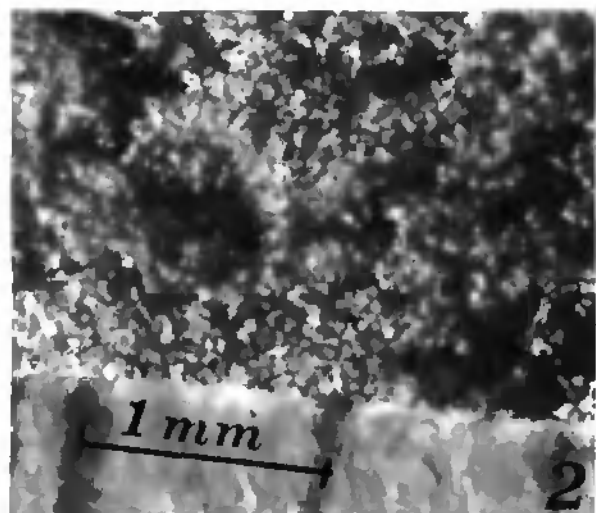
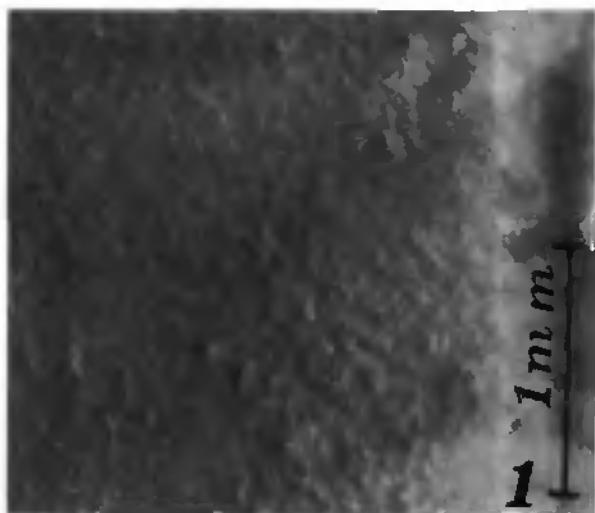


PLANCHE II

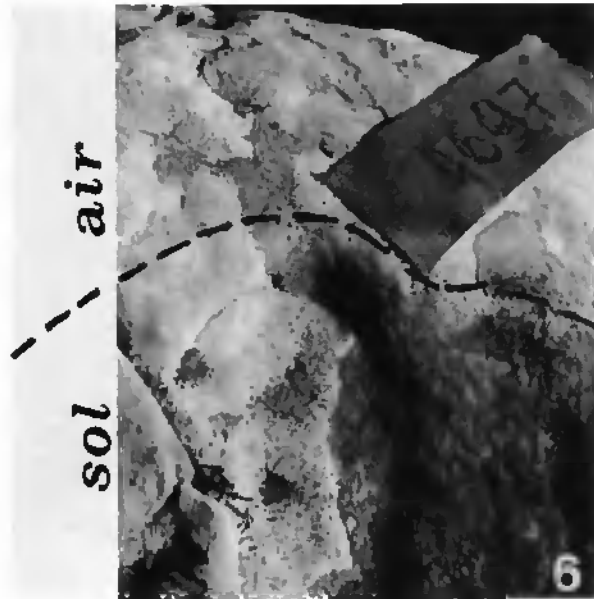
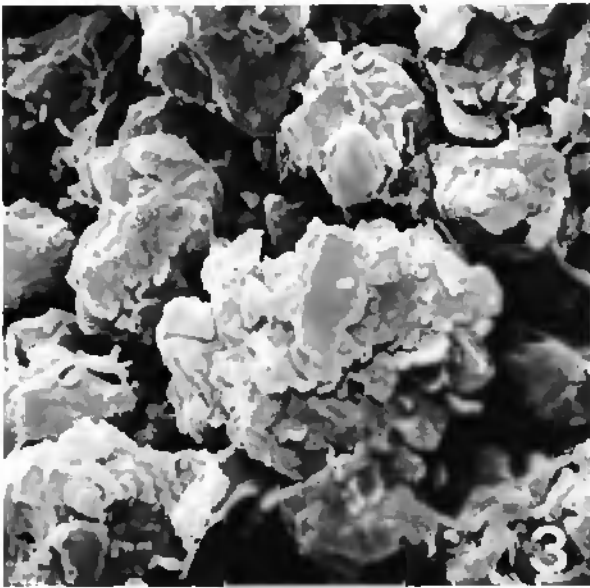
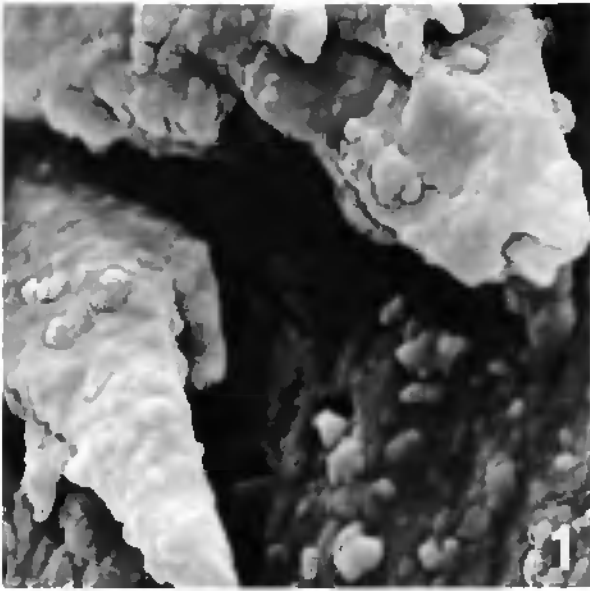


PLANCHE III

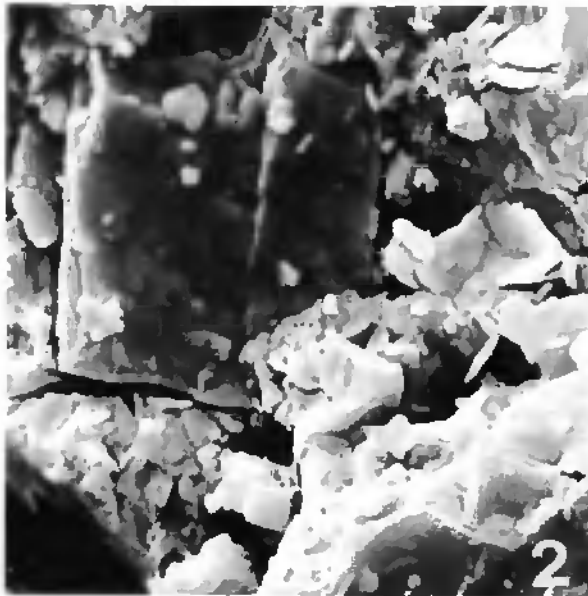


PLANCHE IV

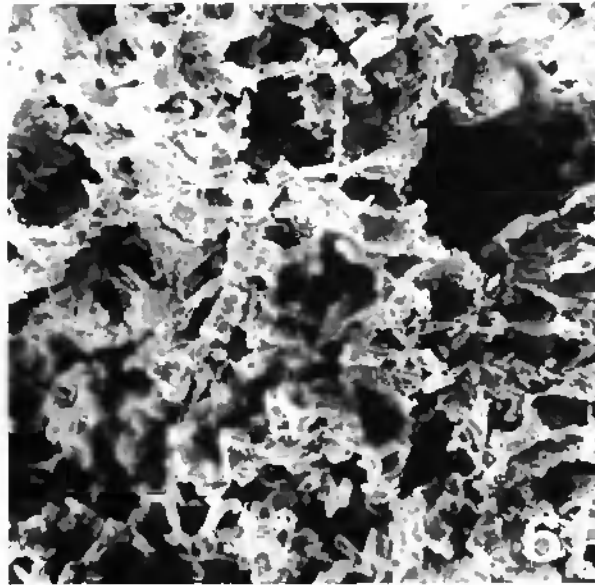
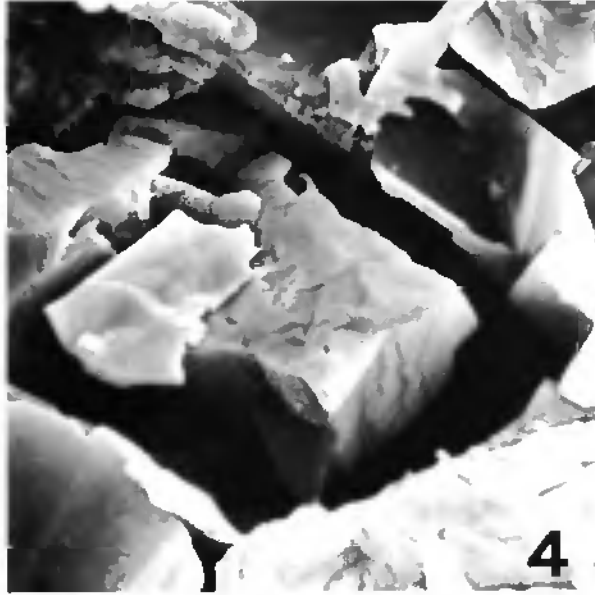
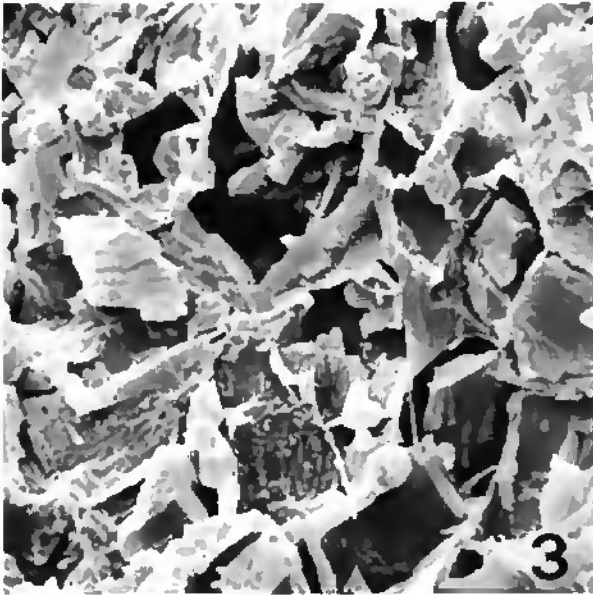
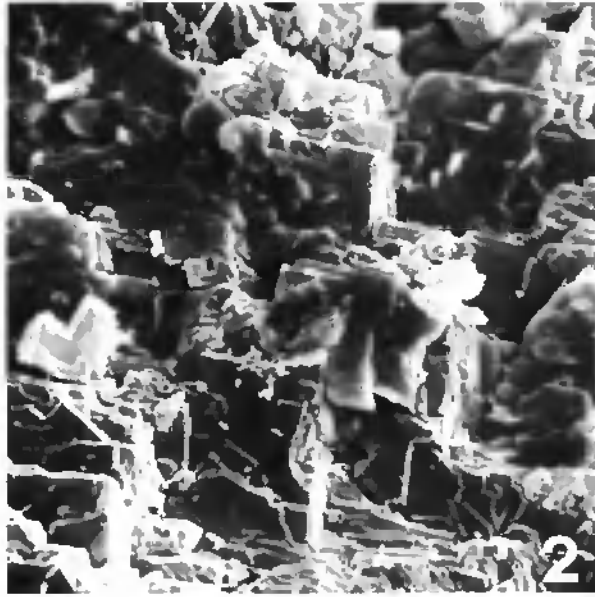
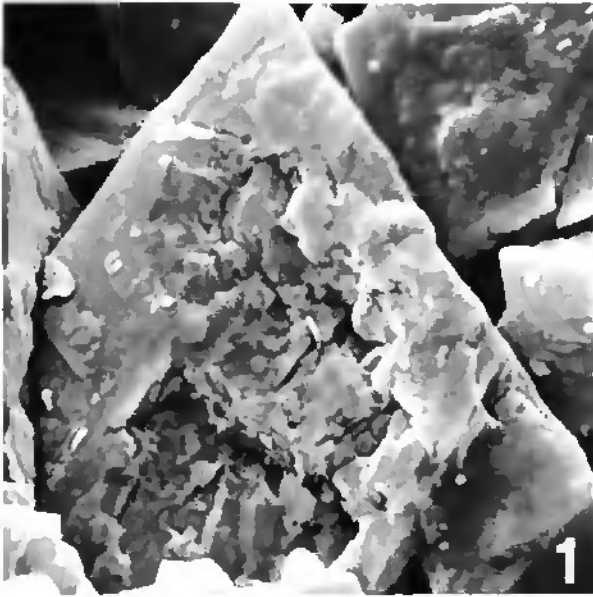


PLANCHE V

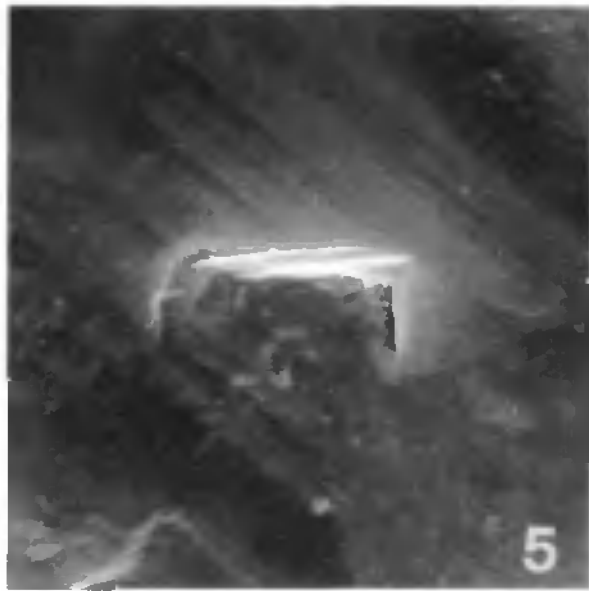
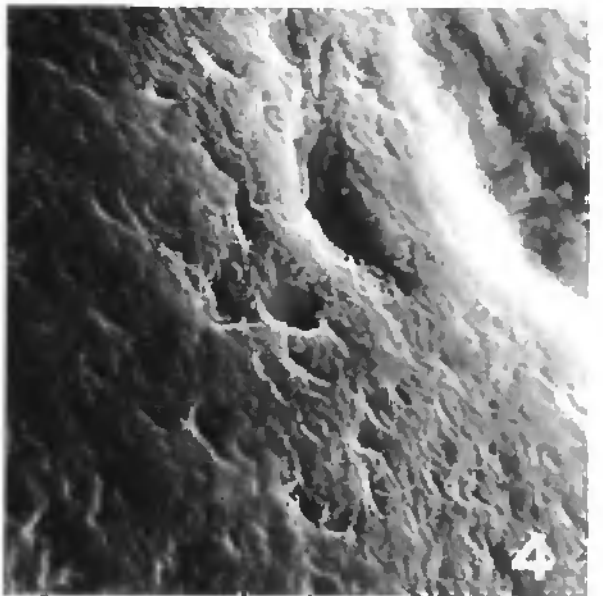
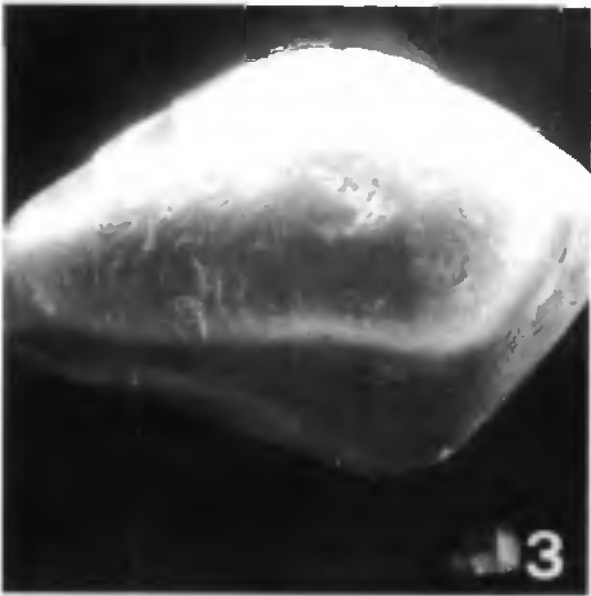
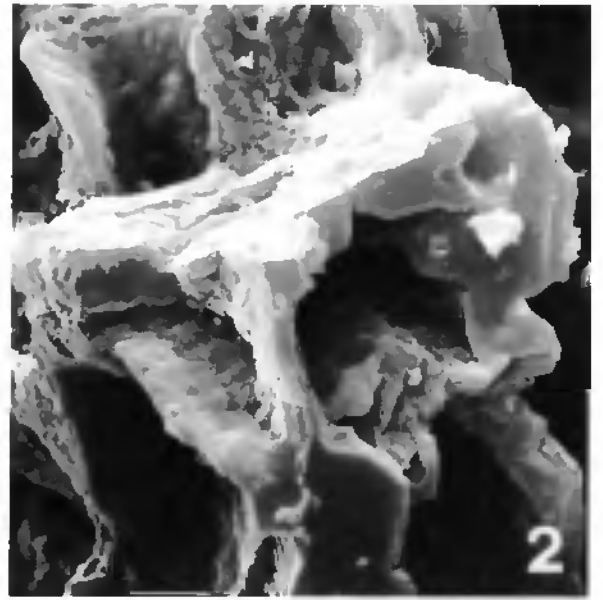
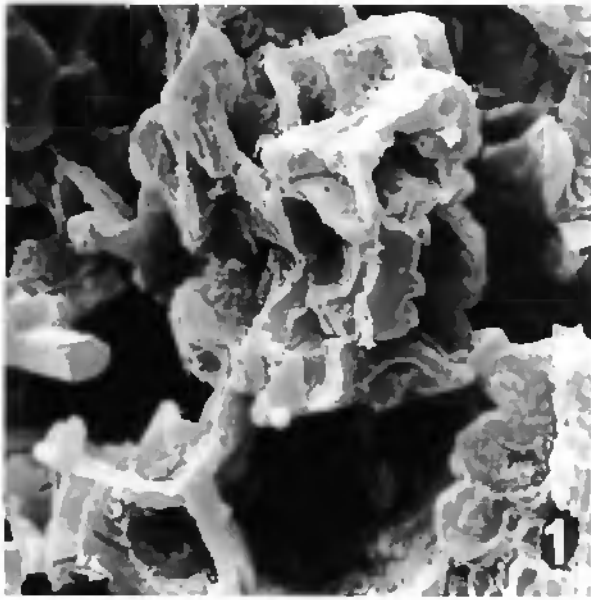


PLANCHE I

Fig. 1 Surface d'une plaquette (calcaire dolomitique, faciès jaunâtre) avant l'enfouissement dans le sol.

Fig. 2 La même plaquette après un séjour de trois ans dans un sol lithocalcique humifère. Elle y a subi une attaque généralisée: la pellicule recouvre uniformément toute la surface.

Fig. 3 Attaque en «cupules» d'un calcaire, sublithographique du Kimméridgien au contact d'un sol brun acide faiblement lessivé. Echelle millimétrique. 1 = relief intact. 2 = zone corrodée.

Fig. 4 Moule terreux de la plaquette ci-dessus (en position symétrique). Au centre, en noir, le méat auquel correspond la surface intacte (1) de la plaquette calcaire. Echelle millimétrique.

Fig. 5 Surface altérée d'une plaquette de calcaire biosparitique du Séquanien. Toutes les discontinuités sont le siège d'une intense dissolution. Au centre, un filonnet de calcite secondaire dégagée par l'attaque préférentielle à ses limites. Grossissement: x 5.

Fig. 6 Altération d'un calcaire spathique (Callovien) dans un sol brun. Les micropores, les limites de cristaux, les plans de clivages sont activement exploités par la dissolution. Les cristaux de calcite les plus petits sont particulièrement vulnérables. Grossissement: x 1750.

PLANCHE II

Fig. 1 Détail de la fig. 5. Planche I. Grossissement: x 8750.

Fig. 2 Surface altérée d'un calcaire micritique du Kimméridgien dans un sol brun. Toutes les zones occupées par les cristaux les plus fins sont préférentiellement exploitées par l'altération. Aussi l'ensemble des micro-reliefs positifs de la surface sont constitués par les éléments calcitiques les plus grossiers. Grossissement: x 860.

Fig. 3 Détail de la fig. ci-dessus. Grossissement: x 4160.

Fig. 4 Surface d'un calcaire spathique enfoui dans l'horizon superficiel (5 cm au-dessous de la surface) d'un sol brun à bon drainage. On remarque la présence de CaCO_3 précipité sous la forme de glomérules à partir de solution sursaturée par évaporation.

Fig. 5 Altération d'un calcaire à réseaux dolomitiques. A l'air libre, les réseaux dolomitiques déterminent des reliefs positifs. Grossissement: x 1,2.

Fig. 6 Altération d'un calcaire à réseaux dolomitiques. Zone de contact atmosphère-rhizosphère. Les réseaux dolomitiques déterminent des reliefs négatifs au contact du sol. Grossissement: x 1,2.

PLANCHE III

Fig. 1 Altération d'un calcaire à réseaux dolomitiques. Au contact du sol, les réseaux dolomitiques sont profondément désagrégés. Grossissement: x 1,2.

Fig. 2 Calcaire dolomitique, faciès jaunâtre, non altéré. Les rhomboédres de dolomite ne sont pas attaqués; un ciment calcimicritique les soude étroitement. Grossissement: x 4580.

Fig. 3 Noyau non altéré du calcaire dolomitique, faciès jaunâtre ci-dessus. Le ciment calcimicritique remplit l'espace inter-rhomboédrique. Grossissement: x 4165.

Fig. 4 Cortex moyen d'altération du même calcaire dolomitique faciès jaunâtre. Le ciment calcimicritique est préférentiellement dissous; les rhomboédres, largement dégagés, demeurent peu altérés. Grossissement: x 830.

Fig. 5 Cortex externe d'altération du calcaire dolomitique faciès jaunâtre. L'élimination du ciment calcimicritique est presque totale; l'attaque des rhomboédres dolomitiques intervient à son tour. Grossissement: x 2500.

PLANCHE IV

Fig. 1 Cortex externe d'altération du calcaire dolomitique faciès jaunâtre. Altération des rhomboédres dolomitiques. Grossissement: x 4165.

Fig. 2 Calcaire dolomitique faciès rosâtre, non altéré. Les rhomboédres dolomitiques sont intacts, les pores peu nombreux et de petites tailles. Grossissement: x 420.

Fig. 3 Cortex moyen d'altération d'un calcaire dolomitique faciès rosâtre. Les rhomboédres dolomitiques sont sélectivement dissous alors que leur environnement calcitique est peu affecté. Grossissement: x 830.

Fig. 4 Cortex moyen d'altération d'un calcaire dolomitique, faciès rosâtre. Les rhomboédres dolomitiques fondent littéralement sur place. Grossissement: x 3165.

Fig. 5 Cortex moyen d'altération d'un calcaire dolomitique faciès rosâtre. Rhomboèdre dolomitique se dissolvant par l'intérieur. Grossissement: x 1000.

Fig. 6 Cortex externe d'altération d'un calcaire dolomitique faciès rosâtre. La dissolution des rhomboédres dolomitiques est intense; ils ont presque complètement disparu. Les septas calcitiques géométriquement distribués subsistent. Grossissement: x 420.

PLANCHE V

Fig. 1 Cortex externe d'altération d'un calcaire dolomitique faciès rosâtre. Les rhomboédres dolomitiques ont totalement disparu; seul le constituant calcitique originel subsiste. Grossissement: x 1660.

Fig. 2 Cortex externe d'altération d'un calcaire dolomitique faciès rosâtre. Détail de la fig. ci-dessus. Grossissement: x 4165.

Fig. 3 Grain de quartz très évolué, montrant de nombreuses traces de chocs en forme de croissant. (typiquement éoliens). Sol brun calcoique du Mt-Tendre. Echelle: 1 cm: 100 microns.

Fig. 4 Même grain de quartz; détail d'un croissant de choc éolien. Ce dernier est poli par une reprise aquatique ultérieure. Echelle: 1 cm: 3,5 microns.

Fig. 5 Grain de quartz d'un sol brun à proximité du sommet du Mt Tendre. Ancienne trace de choc exploitée par la dissolution d'origine pédologique, dernier stade évolutif visible. Echelle: 1 cm: 2 microns.