

Facteurs pédologiques

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **62 (1969)**

Heft 2

PDF erstellt am: **22.05.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

FACTEURS PÉDOLOGIQUES

1. Les sols

Il faut revenir à la distinction entre Jura pelouse et Jura rocheux établie à la page 329. Le premier, qui n'a été occupé que par de petits glaciers locaux, a conservé sa couverture pédologique ancienne; aussi les affleurements rocheux y sont-ils de faible étendue. En revanche il a été soumis, en raison même de l'absence de glaciers, à une action périglaciaire intense, génératrice de phénomènes de solifluxion, de coulées de pierres, etc.

De son côté, le Jura rocheux, submergé par une calotte glaciaire locale, a été débarrassé de la plus grande partie de ses anciens sols. Les actuels sont donc de formation récente. Mais dans l'intervalle, entre le retrait glaciaire et la colonisation végétale, la surface calcaire dénudée a été soumise à une gélivation très active dont les effets sont encore visibles sous la forme de cailloutis répartis dans le sol ou d'éboulis disposés au pied des escarpements. A une époque récente, des déboisements abusifs ont de nouveau provoqué la dénudation partielle de la surface rocheuse. Actuellement, grâce aux mesures de protection forestière, la colonisation végétale et le revêtement humique sont en train de reconquérir le terrain perdu.

A part les escarpements, le karst jurassien est donc essentiellement subhumique; c'est en grande partie sous la protection d'un sol qu'il a été façonné, sauf pendant les épisodes de dénudation. Il convient donc, pour tenir compte de ces circonstances particulières, d'étudier l'influence du sol sur l'activité karstique sous-jacente. Au demeurant, cette influence est réciproque; la roche-mère participe à la pédogénèse, et le sol, de son côté, doit conditionner la corrosion dans une mesure qu'il s'agit de déterminer.

Il n'est pas dans notre intention, ni dans nos possibilités, de décrire les sols jurassiens, pas plus que d'étudier les phénomènes complexes dont ils sont le siège. A ce sujet, on consultera avec profit le précis de DUCHAUFOR (1960) et les travaux de RICHARD (1961), LEUENBERG (1950), BACH (1950) et MOOR (1952).

Précisons seulement que le Jura rocheux possède trois types de sols:

- Les rendzines qui revêtent la plus grande partie des aires calcaires. Ce sont des sols foncés, grenus, basiques, renfermant un squelette abondant.
- Les humus acides du type Mor, granuleux, riches en débris végétaux incomplètement décomposés, privés de squelette, qui recouvrent les dalles lapiézées des calcaires compacts.
- Les sols ocreux. J'appelle ainsi, sans me soucier de la classification pédologique, des sols jaunâtres, maculés parfois de passées orange. Ils constituent une espèce de pâte limoneuse, homogène, très acide (pH 4,5), plastique et sans squelette. Ils occupent le plus souvent le fond des dépressions telles que dolines, ouvalas et autres bassins fermés, combes d'érosion, etc., qu'ils contribuent à colmater. Leur origine résiduelle est vraisemblable en raison de leur richesse en minéraux argileux et en hydroxydes de fer, et par leur présence dans les dépressions de dissolution, où le lessivage superficiel et le transport éolien ont pu les concentrer.

L'origine du squelette

Les fragments calcaires de toutes tailles inclus dans le sol et qui en constituent le squelette, proviennent de la roche-mère. Leur origine appartient donc à un phéno-

mène de désagrégation dont il s'agit de préciser le mécanisme.

Gélivation préalable (Fig. 13)

Les calcaires gélifs exposés aux basses températures de l'époque postglaciaire ont été fractionnés en un lithosol, qui se trouve associé aujourd'hui à de l'humus. On l'observe un peu partout le long des coupures fraîches des chemins forestiers. Du reste, l'opération se poursuit encore dans les zones pierreuses où la néocolonisation végétale est encore incomplète.

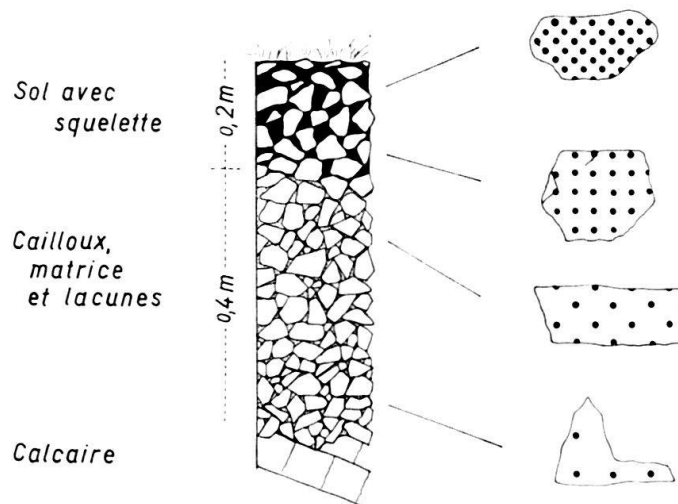


Fig. 13. Coupe d'un sol avec squelette de gélivation préalable. A droite, échantillons montrant l'émoussement des arêtes et la corrosion des faces, exprimée par le nombre des points. Mont de Bière. (F. Marchairuz, 510,5/156,7).

Alimentation colluviale

Les éboulis détachés des parois et les fragments provenant de l'érosion frontale s'incorporent aux sols sur lesquels ils se stabilisent. Il faut y ajouter encore les matériaux transportés par le vent, déplacés par solifluxion ou poussés par la reptation de la neige, dont il est impossible d'estimer l'importance.

Désagrégation de la roche-mère.

Ainsi que nous l'avons vu ci-dessus, la dissolution élargit les diaclases du substratum rocheux et isole des blocs ou des fragments qui finissent par appartenir au sol (Fig. 1). Il n'est pas toujours possible de distinguer ces cailloux de ceux de la gélivation, tous portant des traces de corrosion.

2. Influence du sol sur le modelé calcaire

a) Dissolution des carbonates du sol.

Une plaque de métal introduite horizontalement à la base du sol, m'a permis de recueillir les eaux d'infiltration avant leur rencontre avec la roche sous-jacente, et d'en déterminer la dureté. Cette expérience rudimentaire (AUBERT, 1967) n'est applicable malheureusement qu'aux cas les moins favorables, les sols minces et homogènes. Ses résultats, qui figurent sur la première ligne du Tableau I, donnent une moyenne de

64 mg par litre, et des valeurs extrêmes de 10 mg dans un humus acide et de 110 mg pour une terre graveleuse sur moraine³). Dans les Alpes autrichiennes, BAUER (1964) obtient des résultats analogues: 35–70 mg/l.

Les eaux d'infiltration se chargent donc en moyenne de 64 mg/l en traversant le sol, avant de rencontrer le substratum calcaire⁴).

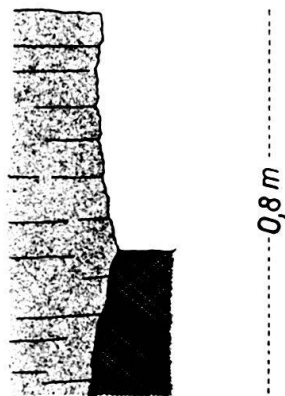


Fig. 14. *Paroi d'une crevasse de lapiez partiellement remplie d'humus*. Le microrelief est accentué. Mont de Bière. (F. Marchairuz, 510,9/156,6).

Cette concentration correspond à peu près au tiers de celle qu'elles acquerront ultérieurement et que l'on mesure aux sources vauclusiennes. Elle doit se réaliser aux dépens de toutes les formes de carbonates que renferme le sol, dont elle finit par provoquer la décarbonatation (DUCHAUFOR, 1960, p. 173; BACH, 1950; LEUENBERG, 1950).

Tableau 1. Concentration des eaux au cours de leur infiltration (AUBERT, 1967).

Niveau	Nombre de mesures	Concentration moyenne en mg/l	Dissolution à chaque niveau		Ablation correspondante
			en mg/l	en % du total	
Sol	20	64	64	30%	58% = dissolution zone superficielle
Contact sol-calcaire	38	122	58	28%	
Fissures à circulation temporaire	39	149	27	13%	
Fissures à circulation durable	90	200	51	24%	27% = dissolution zone des fissures
Conduites	33 sources	210	10	5%	
				5%	5% = dissolution zone des conduites

La Figure 13 illustre la corrosion des éléments du squelette, décroissante de haut en bas, tandis que la Figure 16 montre la micromorphologie d'une plaque de calcaire placée dans un sol pendant 14 mois.

³) Précisons que dans notre esprit, ces résultats numériques, ainsi que les suivants, n'ont qu'une valeur indicative.

⁴) Cette concentration n'a rien de commun avec le titrage des nappes phréatiques des sols, dont la moyenne, d'après nos propres mesures portant sur 25 échantillons, s'élève à 246 mg/l (Cf. SCHOELLER, 1962, p. 349).

b) Dissolution superficielle des calcaires sous-jacents.

Il s'agit de la corrosion de la surface du substratum calcaire, à l'exclusion de ses fissures. On peut essayer d'en mesurer la valeur, mais uniquement dans des conditions particulières, lorsque cette surface est assez continue pour permettre de recueillir les eaux de suintement des plaques d'humus. Les résultats consignés sur le Tableau I ont donné une moyenne de 122 mg/l avec des extrêmes de 55 et 235. Si l'on soustrait de cette moyenne celle de la concentration dans le sol, on obtient la valeur de la dissolution à la surface de la roche-mère, soit 58 mg/l.

Au moment de s'infiltrer dans les fissures du calcaire, l'eau de percolation renferme donc en moyenne 122 mg/l, soit 58% de sa concentration ultérieure maximum. Cela correspond à ce que nous avons appelé la dissolution dans la zone superficielle, responsable de l'ablation superficielle.

La moitié à peu près provient de la corrosion de la roche en place; l'autre, se fait aux dépens des carbonates du sol. Peu importe cette distinction du reste, car dans les deux cas une certaine masse de calcaire est éliminée de la surface et entraînée en profondeur.

La dissolution des calcaires subhumiques peut être mise en évidence lorsqu'on a la possibilité de comparer la micromorphologie de surfaces découvertes avec d'autres, précédemment enfouies dans la terre. La Figure 14 représente le profil de la paroi d'une crevasse débarrassée de son contenu humique lors de la construction d'un chemin forestier. La surface façonnée dans le sol est légèrement en retrait par rapport à l'autre; elle est caractérisée par une sorte de guillochage qui met en relief les éléments structuraux de la roche, débris fossilifères, granules, veines de calcite, etc. tandis que la surface supérieure est plus lisse, mais se creuse d'un réseau de sillons correspondant aux diaclases.

c) Dissolution dans la zone des fissures

Sa valeur figure dans le tableau I. L'influence du sol s'y exerce indirectement par l'enrichissement des eaux d'infiltration en CO_2 et en acides organiques, ainsi que par la pénétration des racines. Mais rien ne permet d'en mesurer l'importance.

3. Agressivité du sol

Sur la Figure 15, l'existence d'un petit sillon d'érosion emboîté dans la rigole du lapiez, en aval de la plaque d'humus, montre bien que le sol augmente le pouvoir corrosif de l'eau. L'analyse de l'eau ruisselant sur une dalle au cours d'une averse aboutit à la même conclusion.

Concentration moyenne de 6 échantillons prélevés dans des rigoles vides: 79 mg.
Concentration moyenne de 3 échantillons prélevés dans des rigoles remplies d'humus: 127 mg.

Ces résultats concordent avec ceux de BÖGLI (1951). Il est donc clair que le sol est doué d'une certaine agressivité, en ce sens qu'il contribue à augmenter la puissance corrosive des eaux d'infiltration. C'est ce que reconnaissent beaucoup d'auteurs, en particulier CARO (1965) et VERDEIL (1961). Plus affirmatif encore, VANDENBERGHE (1964) se demande si la présence d'un sol n'est pas nécessaire à la formation d'un karst.

Quels sont les éléments déterminants de cette propriété agressive? Parmi tous les types de sols, chez lesquels est-elle le plus prononcée?

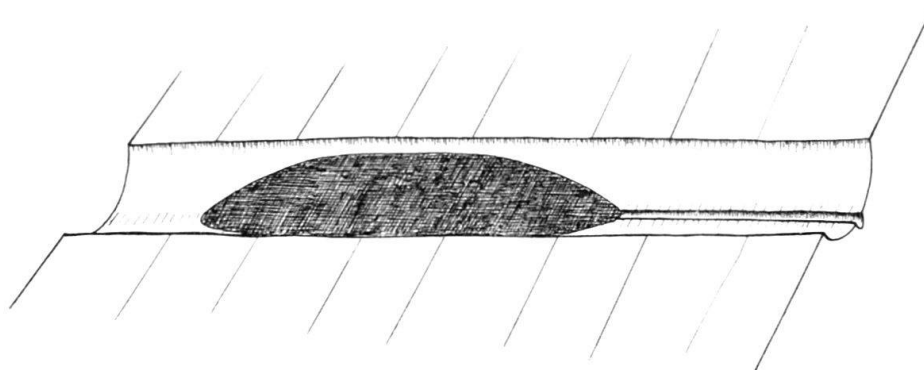


Fig. 15. *Sillon de dissolution en aval d'une plaque d'humus, dans une rigole de lapiez. Croix du Vuarne.* (F. Marchairuz, 505,8/156).

a) Expérience des plaquettes

Pour essayer de répondre à ces questions, j'ai procédé à l'expérience suivante:

Des plaquettes de mêmes dimensions ont été découpées dans un bloc de calcaire hauterivien, desséchées, pesées, puis introduites latéralement dans le sol afin de n'en pas déranger la stratigraphie. Quatorze mois plus tard, on les en a retirées, séchées et pesées à nouveau. La perte de poids équivaut à la dissolution. Les résultats sont résumés par le Tableau II et illustrés par la Figure 16.

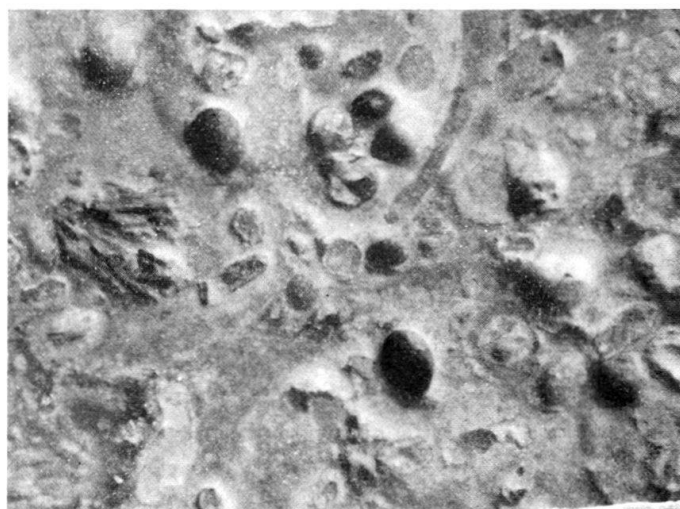
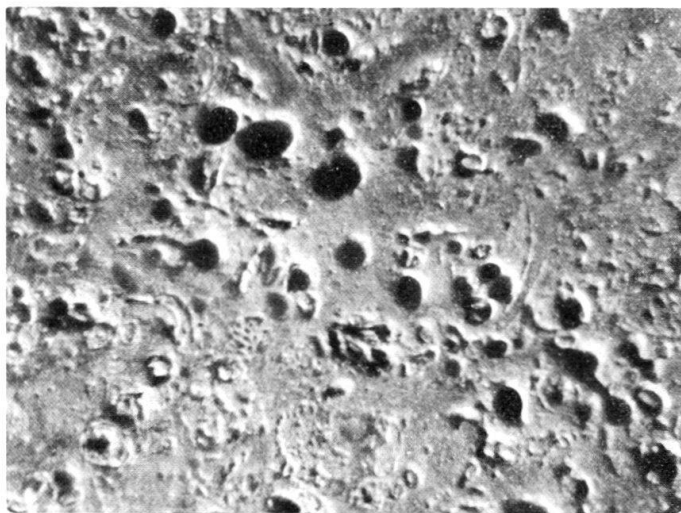


Fig. 16. *Micromorphologie de la plaquette No 1a enfouie pendant 14 mois dans un sol ocreux (grossissements: 6 et 15). Surfaces unies: Calcite cristallisée à peine corrodée. Cercles noirs: Alvéoles des granules disparus. Circonférences foncées: Sillons de corrosion à la périphérie des granules. Surfaces striées ou pointillées: Bryozoaires.* Photo J. P. Guignard.

Cette dernière représente la partie la plus corrodée de la plaque 1a. Dans ce calcaire hétérogène, les fragments coquilliers et le ciment de calcite cristallisée n'ont subi qu'une attaque chimique minime, décelée par la disparition des marques du sciage. En revanche, les granules de tous genres, oolithes et pseudoolithes, se sont

montrés beaucoup plus vulnérables. La calcite cryptocristalline polluée qui les constitue ou les enrobe, a été dissoute en partie. La corrosion a commencé à la surface et s'est propagée plus ou moins profondément, de sorte que l'on observe tous les degrés de dégradation depuis les granules creusés d'un simple sillon périphérique, jusqu'aux alvéoles complètement évidés.

Tableau 2. Résultat de l'expérience des plaquettes.

No	Sol	pH	Efferves- cence	CaCO ₃	Squelette	Dureté eaux d'infil- tration	Perte de poids mg
1 a	ocreux	4,5	—	0,45	—	?	670
b							540
2 a	humus noir et	4,5	—	1,1	—	10 mg/l	330
b	feutrage organique						190
3 a	brun pâle; débris végétaux;	6-7	—	0,85	quelques cailloux	53 mg/l	140
b	consistance argileuse				corrodés		140
4 a	brun, riche en débris	7,5	forte	7,01	abondants;	100 mg/l	50
	végétaux;				cailloux et		
b	consistance légère				granules		50
5	rendzine brun foncé;	8	faible	1,55	crevasse	?	60
	débris végétaux				pleine d'humus		
6	Plaque exposée à l'air sans						300
	contact avec le sol						

Comme le montre le tableau II, l'expérience n'a porté que sur quelques plaques, plusieurs, brisées en cours de route, ayant dû être éliminées. C'est dire avec quelle prudence il faut en apprécier les résultats. La dissolution est liée au pH; les sols acides se sont montrés très corrosifs, les basiques et les neutres, beaucoup moins. De leur côté, les variations du pH sont fonctions de la teneur en carbonates et de la présence ou de l'absence d'un squelette, puisque l'acidification est une conséquence de la décarbonatation. Les numéros 2, 3 et 4 montrent aussi que la corrosion des plaquettes est inverse de l'intensité de la dissolution dans les conditions naturelles, exprimée par la dureté des eaux d'infiltration (cf. p. 345).

Les sols acides possèdent donc une agressivité potentielle considérable, mais, dans les conditions normales, en l'absence de carbonates, elle est presque sans effets à l'intérieur même du sol. Toutefois, si la perméabilité était suffisante et si les composés acides étaient solubles, le lessivage pourrait contribuer à corroder les calcaires sous-jacents. Mais dans ce cas, le sol conserverait-il son acidité? Les sols ocreux paraissent trop compacts pour se prêter à une facile infiltration et à ses conséquences chimiques sur la roche-mère; c'est pourquoi, la morphologie de cette dernière, avec ses alvéoles séparés par des arêtes aiguës semble surprenante. Il est vrai qu'elle peut être aussi bien le résultat d'une dissolution modérée, mais durable et continue, que celui d'un phénomène très actif.

Tous les sols soumis à l'expérience élaborent une certaine quantité d'acides carbonique et humique. Dans les premiers du tableau, en l'absence de carbonates qui pourraient les neutraliser, ces composés déterminent une acidité excessive. Une plaque de calcaire introduite expérimentalement y subit donc une dissolution considérable, en raison de l'absence de «concurrence». Dans les autres, les composés acides sont neutralisés par les carbonates du sol et du squelette, et la dissolution y est active en permanence comme le montre la concentration des eaux d'infiltration. La plaque expérimentale ne constitue qu'un fragment squelettique de plus, soumis à la dissolution au même titre que les autres. Il ne faut donc pas s'étonner que sa perte de poids soit inférieure à celle des premières.

En conclusion de cette expérience, on peut dire que les sols acides ont une agressivité potentielle et les autres une agressivité effective.

b) Concentration et production du CO₂

Les eaux ruisselant sur le calcaire sans avoir subi d'influence humique ont une dureté moyenne de 71 mg/l, d'après mes propres mesures (AUBERT, 1967), qui correspond à peu près à la pression partielle du CO₂ atmosphérique. Les concentrations plus élevées mesurées à la base du sol et dans les fissures de la roche (Tabl. I), impliquent la présence d'un supplément de CO₂ que le sol seul est en mesure de fournir. C'est l'avis de la quasi unanimité des auteurs. DUCHAUFOR (1960, p. 42), SCHOELLER (1962, p. 272 et 340), VERDEIL (1962), CARO (1965), BIROT (1962, 1966), signalent dans l'atmosphère du sol des concentrations de CO₂ allant de 0,1 % à 10 %, voire 20 % dans les sols forestiers en climat chaud et humide. SCHOELLER (1941) remarque judicieusement que c'est surtout la production de CO₂ qui compte.

Les mêmes auteurs s'accordent pour en attribuer l'origine à l'activité biologique du sol, y compris les phénomènes de putréfaction – ROQUES (1963) constate par exemple que c'est au niveau de la rhizosphère qu'il est le plus abondant – et, pour une moindre part, à la décomposition des carbonates, à la nitrification, etc. De son côté, BIROT (1966) attribue une certaine importance aux acides nitrique et sulfurique.

Ainsi, toutes les autres conditions étant égales, on peut admettre que les sols les plus agressifs sont ceux qui nourrissent la végétation la plus riche et la plus active. Si l'on se réfère au tableau de SCHOELLER (1962, p. 341), les sols forestiers seraient de grands producteurs de CO₂, tandis que CORBEL (1957a, p. 457) attribue cette qualité à l'activité des végétaux inférieurs. Dans le Jura, les conditions optima semblent réalisées dans les sols profonds, perméables, riches en humus, qui alimentent une forêt vigoureuse et une abondante végétation herbacée de sous-bois. L'activité végétale dépend en premier lieu des conditions climatiques évoquées déjà page 328. C'est vraisemblablement pour cela que le titrage des eaux jurassiennes est lié aux variations thermiques saisonnières, maximum en été, minimum en hiver. C'est du moins à quoi correspondent les analyses saisonnières de quelques sources et suintements:

	Concentration moyenne en mg/l	
	été	hiver
9 sources vaclusiennes	212	184
5 suintements	191	156

SCHOELLER (1962, p. 342), VERDEIL (1962) et ROQUES (1963) arrivent à des conclusions semblables.

L'influence positive de la température sur la dissolution par le biais de la végétation, compense donc et au delà le déficit causé par la moindre solubilité du CO_2 dans les eaux tièdes. Mais elle peut être contrecarrée à son tour par d'autres facteurs, eux-mêmes fonctions de la température.

A l'action de l'acide carbonique, vient s'ajouter celle des acides organiques provenant de la décomposition de la matière végétale. BIROT (1966) et SCHOELLER (1962, p. 273) envisagent l'intervention des acides butyrique, acétique, etc. Dans son traité, DUCHAUFOR (1960, p. 173) et VERDEIL (1961) attribuent une importance prépondérante aux acides humiques, capables d'attaquer les carbonates. Mais aucun de ces auteurs ne signale dans les eaux d'infiltration la présence de leurs composés calciques ou magnésiens. Par un procédé dont nous n'avons pas trouvé l'explication, ils se transforment en bicarbonates avant de pénétrer dans les fissures de la roche, et leur existence serait éphémère (BIROT, 1966). En tout cas, dans les fissures d'infiltration, à l'exception de celles des tourbières, on n'observe jamais la pollution caractéristique des composés humiques.

Au demeurant, que la dissolution des calcaires en contact avec le sol soit le fait du CO_2 ou des acides organiques, elle dépend de toute manière de l'activité biologique qui en est l'origine, et en définitive c'est ce qui importe pour le problème que nous nous sommes posé.

c) Surface de contact

La dissolution est d'autant plus active que la surface de contact de l'eau d'infiltration et du calcaire est plus grande (SCHOELLER, 1962, p. 308; BACH, 1950; CORBEL, 1957a, p. 443). Dans le sol, et indépendamment des autres facteurs, elle dépend donc de l'abondance et de la finesse du squelette, à condition que la perméabilité soit suffisante. Dans la roche, la surface de contact est déterminée par le degré de fissuration. Quelques mesures ont permis de vérifier cette loi.

Nature du sol	Dureté de l'eau d'infiltration du sol en mg/l
Humus acide sans squelette ni carbonates	10
Le même avec quelques cailloux	35
Humus renfermant un squelette assez abondant	55
Rendzine sur cailloux de gélivation, squelette très abondant	87
Sol sur moraine graveleuse, pétri de galets et de fragments calcaires	85-110

d) Renouvellement du squelette

Le calcaire du sol, entraîné par dissolution et lessivage, tend à disparaître, ce qui se produit effectivement en cas de décarbonatation. Mais cette évolution peut être enrayée si le squelette se renouvelle par l'un ou l'autre des procédés décrits antérieurement.

Ainsi, le remplacement du squelette du sol constitue un facteur de la dissolution et surtout de sa continuité, d'autant plus efficace qu'il s'agit d'éléments plus fins.

e) Quantité d'eau d'infiltration

La masse de calcaire dissous à tous les niveaux et évacué en profondeur est évidemment une fonction directe de la quantité d'eau de gravité qui s'infiltré dans le sol, puis disparaît dans les fissures de la roche. Elle est donc déterminée en premier lieu par les précipitations, qui peuvent être considérées comme pratiquement uniformes dans chaque unité topographique. Il n'en est pas de même de l'infiltration, qui est soumise à des phénomènes de concentration et d'évapotranspiration.

Il existe donc des points favorisés, bénéficiant d'un excès d'infiltration, où la dissolution est maximum, compensés par d'autres où le déficit de la percolation souterraine réduit l'action dissolvante.

Concentration topographique

Les creux sont privilégiés par rapport aux zones saillantes. Les eaux de ruissellement s'y concentrent pendant les fortes averses, à plus forte raison lorsque le sol est gelé lors de la fonte des neiges. (Observé par BURGER, 1959). En outre, la neige s'y accumule par le vent, apportant ainsi un supplément d'eau d'infiltration.

Concentration par excès de perméabilité

La perméabilité du calcaire détermine dans une certaine mesure, celle des sols surincombants, en facilitant l'entraînement des particules les plus fines qui tendent à l'étanchéiser. A l'aplomb d'une fissure ou d'un réseau de diaclases, le lessivage est donc plus actif qu'ailleurs (DUCHAUFOR, 1960, p. 52 et 186). Un gradient hydrostatique s'y établit et les eaux du voisinage s'en rapprochent par un mouvement oblique. Cette déviation peut se produire à la surface, comme on vient de le dire, dans le sol lui-même comme l'a montré BURGER (1959), au contact de la roche, ou encore à l'intérieur de celle-ci par le réseau des diaclases.

Les traces de ce mouvement centripète sont souvent marquées dans la morphologie par des sillons irréguliers convergents. Les dolines, par exemple, qui correspondent justement à des points d'infiltration maximum, occupent parfois le centre de petits bassins déprimés, constitués par des chenaux, des chaînes de dépressions ou de dolines secondaires disposées radialement (Fig. 23). C'est surtout dans les terrains marneux tels que l'Argovien, que ces réseaux sont le plus visibles. Ils s'expliquent alors par la circulation hypodermique ou sous-cutanée décrite par DREYFUSS (1956).

Dans l'ensemble, la concentration des eaux se fait toujours au profit des creux qui bénéficient ainsi d'un processus d'autocatalyse.

f) Evapotranspiration

L'évapotranspiration est le phénomène par lequel une fraction plus ou moins grande de l'eau de précipitation est rejetée dans l'atmosphère, par l'évaporation physique et par l'activité biologique des végétaux. Dans le haut Jura, elle équivaut approximativement à 30% de la hauteur d'eau annuelle. Celle-ci valant en moyenne 1500 mm, on peut donc estimer à 1000 mm à peu près l'épaisseur de la lame d'eau qui, en l'absence de ruissellement, s'infiltré chaque année dans les calcaires (BURGER, 1959). Mais

il va de soi que cette valeur est loin d'être uniforme, car, en chaque point, elle est influencée par les variations de l'évapotranspiration qui viennent s'ajouter aux effets de la concentration.

L'évapotranspiration a été mesurée par des spécialistes (SCHOELLER, 1962), à la surface de sols renfermant une nappe et en tenant compte des divers types de couverture végétale. Leurs résultats ne sont pas applicables aux territoires qui nous intéressent, où les sols minces, perméables, reposant sur des calcaires fissurés, ne possèdent qu'exceptionnellement des réserves phréatiques. Faute de pouvoir faire des mesures précises, j'ai entrepris quelques expériences sommaires, afin de déterminer si l'évapotranspiration varie d'un type de sol à l'autre, et dans quelle mesure. Il est évident que leurs résultats n'ont qu'une valeur comparative.

On sait que la plus grande partie des surfaces calcaires est recouverte d'une rendzine foncée, perméable et renfermant un squelette abondant, tandis que la plupart des dépressions karstiques ou autres, sont occupées par un sol ocreux, compact, acide, épais et peu perméable. Il s'agit de savoir si l'évapotranspiration est la même sur ces deux sols.

A cet effet, deux cloches renfermant un sachet de dessiccant (CaCl_2) ont été placées simultanément en deux points voisins et de même exposition, l'un sur le sol ocreux d'une doline ou d'une combe, l'autre sur la rendzine la plus proche. Dans les deux cas, la végétation était rase. Au bout d'un temps déterminé, les cloches ont été appliquées sur une feuille de plastique jusqu'à ce que la buée interne soit résorbée. L'expérience a été répétée une douzaine de fois, dans des lieux différents.

La quantité d'eau qui s'est dégagée dans l'espace confiné de chaque cloche est obtenue en mesurant l'augmentation de poids du dessiccant. Elle n'est pas égale, bien sûr, à l'évapotranspiration qui se serait produite au même moment à l'air libre, mais on peut admettre qu'elle lui est à peu près proportionnelle et qu'elle est significative des variations de l'évapotranspiration réelle. Les résultats figurent sur le Tableau 3.

Tableau 3. Expérience de l'évapotranspiration.

Date 1966	Etat du sol	Conditions météo.	N. de jours sans pluie	Durée en min.	Evapotranspiration en mg		Différ. en mg	Différ. en % de l'évapo. sol ocreux
					Rendzine	Sol ocreux		
16. 7.	sec	clair	2	25	640	1105	465	42
11. 8.	sec	clair	3	17	170	1500	1330	88
12. 8.	sec	clair	4	15	1150	1490	340	23
8. 9.	sec	clair	3	15	580	1280	700	54
8. 9.	sec	clair	3	15	750	950	200	21
27. 8.	humide, rosée	clair	6	16	580	930	350	38
27. 8.	humide, rosée	clair	6	15	510	560	50	9
16. 7. 65	humide, rosée	couvert	4	45	280	405	125	30
18. 8.	humide	couvert	0	27	310	360	50	14
18. 8.	humide	couvert	0	14	180	290	110	36
31. 8.	humide	couvert	1	44	500	550	50	9
3. 9.	humide	couvert	0	50	410	420	10	2

En dépit des grandes variations auxquelles on pouvait s'attendre, on constate que dans tous les cas, l'«évapotranspiration» est plus forte dans les sols ocreux que dans les rendzines, quelles que soient les conditions atmosphériques. On voit aussi que cette différence est plus prononcée par temps clair et sur sol sec que sous un ciel bouché et sur un sol humide.

Dans une seconde série de mesures, on a essayé de déterminer l'influence de l'épaisseur du sol (Tableau 4). Les cloches ont été déposées pendant 10 minutes chacune, sur une plaque d'humus à peu près homogène, d'épaisseur croissante. L'expérience a été répétée 4 jours plus tard aux mêmes emplacements. Les résultats montrent clairement que l'épaisseur du sol favorise l'évapotranspiration, sauf dans le 4ème cas où la présence d'un squelette a introduit un élément perturbateur.

Tableau 4. Influence de l'épaisseur du sol sur l'évapotranspiration.

	Epaisseur	Nature du sol	«Evapotranspiration» en mg.	
			8. 10. 66 2 j. sans pluie	12. 10. 66 6 j. sans pluie
1	2 cm	Humus compact	240	60
2	5 cm	Humus compact	680	80
3	10 cm	Idem plus quelques cailloux	750	250
4	30 cm	Caillouteux	570	330

En dépit de leur grossière approximation, ces expériences répondent à la question que nous nous sommes posée, à savoir l'influence de la nature et de l'épaisseur du sol sur l'évapotranspiration. Dans les sols minces, perméables et bien lessivés, où l'infiltration est immédiate, la plus grande partie de l'eau échappe à l'évaporation atmosphérique et aux ponctions végétales, tandis que dans les sols épais ou peu perméables, l'eau, retardée dans son mouvement, est plus exposée à l'évapotranspiration. Cela peut paraître évident; toutefois, il n'était peut-être pas superflu de le démontrer.

La quantité d'eau qui parvient à s'infiltrer dans le substratum calcaire et qui constitue l'agent corrosif, est une fonction inverse de l'évapotranspiration; elle subit donc l'influence de la nature et de l'épaisseur du sol, de la végétation et bien entendu, du climat.

g) Evolution des sols

(BACH, 1950; MOOR, 1952; LEUENBERG, 1950). En vieillissant, les sols calcimorphes tendent à s'épaissir et à se décalcifier, à la suite de quoi, ils acquièrent une consistance compacte, polyédrique, provoquant une diminution de leur perméabilité. Il en va de même pour les sols colluviaux bruns. Lorsqu'elle est très prononcée, l'évolution favorise donc l'évapotranspiration et, du même coup, restreint la percolation de l'eau et modère la dissolution. Le cas extrême est représenté par les sols ocreux qui colmatent les dépressions karstiques. Ils finissent par devenir imperméables et renferment alors

de petites nappes phréatiques capables d'engendrer au fond des dolines, des mares ou d'alimenter des puits. Ce fait n'a pas échappé à DUCHAUFOR (1960, p. 240), qui signale l'existence de sols hydromorphes dans les dépressions où s'accumulent les éléments les plus fins du sol.

Dès lors, ces sols doivent constituer une protection pour le calcaire sous-jacent. Faute de pouvoir s'infiltrer, leurs eaux disparaissent par évapotranspiration, ou s'écoulent latéralement vers des zones moins étanches, comme on l'a vu dans le paragraphe précédent à propos de la concentration. C'est un cas analogue à celui de la moraine de fond dont une couche très mince suffit à conserver de délicates stries glaciaires tracées sur le calcaire, et qui se dégradent en quelques années une fois la couche protectrice disparue.

4. Conclusions relatives aux sols

Le sol constitue certainement un facteur important de la corrosion superficielle, mais un facteur complexe, car, si par certaines de ses propriétés il la favorise, par d'autres au contraire, il tend à la réduire, voire à l'interrompre. Au surplus, les qualités d'un sol déterminé n'interfèrent pas toutes dans le même sens; certaines se contre-carrent. Par exemple, l'extrême perméabilité des lithosols va de pair avec une activité biologique négligeable; les sols forestiers riches en humus reposent souvent sur des dalles de calcaire par une surface de contact minime; ou encore, l'existence d'une végétation luxuriante favorise à la fois la production de CO_2 et l'évapotranspiration.

C'est dire qu'il est difficile d'estimer dans quelle mesure le sol intervient dans le phénomène de la corrosion. Pourtant, lorsque les facteurs favorables s'additionnent, l'agressivité est évidente. C'est le cas, par exemple, des sols humiques carbonatés qui occupent les versants et le fond de certaines dolines ou les talus d'érosion frontale. En effet, la perméabilité, la surface de contact et l'activité biologique y sont considérables; le squelette se renouvelle et la neige s'y accumule. La seule influence défavorable est la transpiration, liée à la vie végétale. Mais dans l'ensemble, on a affaire à un sol particulièrement propice à la dissolution de son squelette et du calcaire sous-jacent.

Ce sont naturellement les sols de cette espèce, c'est-à-dire les plus actifs, qui évoluent le plus rapidement, du moins à partir du moment où leur squelette ne se renouvelle plus. Cela se produit tôt ou tard dans les dolines devenues trop spacieuses pour que les éboulis des versants en atteignent encore le centre, et dans la zone dégagée par l'érosion frontale. C'est aussi dans ces dépressions que se déposent les fines particules transportées par le ruissellement local et par le vent. Dès que la décarbonatation de ces sols est réalisée et que leur épaisseur est suffisante, ils tendent à réduire la dissolution et cas échéant, à l'enrayer.

Ainsi, l'évolution des sols comporte un processus d'autorégulation en ce sens que l'activité dissolvante implique une tendance à la diminution de cette activité elle-même. D'agressifs qu'ils étaient initialement, les sols peuvent devenir protecteurs. Mais il va de soi que cette évolution peut être retardée ou contrecarrée par diverses influences. Et nous verrons, à propos des dolines, qu'elle est également réversible.