

Zeitschrift: Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Band: 69 (1965-1967)
Heft: 324

Artikel: Estimation de la dissolution superficielle dans le Jura
Autor: Aubert, Daniel
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-275815>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 06.10.2024

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Estimation de la dissolution superficielle dans le Jura

PAR

DANIEL AUBERT

Introduction. Dans les régions calcaires sans écoulement superficiel, comme les croupes et les plateaux jurassiens, l'évolution du relief dépend essentiellement de la corrosion. D'autres procédés d'érosion interviennent pourtant, le ruissellement sur des surfaces restreintes, ou la gélivation pendant les périodes froides ; mais en dernière analyse, l'ablation, c'est-à-dire l'élimination des carbonates, appartient aux eaux météoriques qui les dissolvent et les entraînent avec leurs impuretés.

La quantité totale de calcaire enlevée d'un territoire déterminé peut être calculée en analysant l'eau des sources vaclusiennes qui en sont issues. Mais le problème qui nous préoccupe est de savoir à quels niveaux s'opère la dissolution. Se produit-elle uniformément tout au long du parcours souterrain ? S'agit-il au contraire d'une réaction superficielle responsable du relief, ou d'une activité profonde génératrice de galeries souterraines ? Il importe de le savoir pour essayer de comprendre l'évolution du relief karstique et connaître son ordre de grandeur. S'il s'avérait que la corrosion superficielle était négligeable, le karst jurassien apparaîtrait alors comme un relief figé. C'est ainsi que le considère DUBOIS (1959) quand il parle de surfaces « immunisées » par le karst, ou encore CHABOT (1927) qui affirme que les formes karstiques « ne doivent pas nous faire illusion. Elles jouent en réalité un rôle très faible dans l'évolution générale de la région ».

Inversement, si nos mesures révélaient une dissolution superficielle appréciable, elles démontreraient du même coup que le karst jurassien évolue morphologiquement suivant les lois du modelé calcaire.

Ce problème a déjà été envisagé, quoique sous un angle un peu différent. Ainsi, en remontant les conduites souterraines du Vercors, CHEVALIER (1953) constate que la dureté à la source est déjà réalisée à faible profondeur, sous les champs de lapiez et il en conclut que la dissolution est pratiquement limitée à une zone de quelques dizaines de mètres d'épaisseur. CAVAILLÉ (1953) partage cette opinion pour le

Quercy. CARO (1965) pense aussi que la corrosion superficielle est importante. Pour plusieurs auteurs, BIROT (1961), BÖGLI (1960), CORBEL (1959), c'est surtout une affaire de température. La corrosion de surface l'emporte dans les climats chauds et la dissolution profonde dans les régions froides, à l'exception de celles qui possèdent un sous-sol gelé.

Méthodes. Mes recherches ont été faites en 1965 et 1966 à la vallée de Joux en grande partie, et complétées par des observations dans les régions voisines du Jura suisse et français. Elles ont consisté à prélever des échantillons à plusieurs niveaux du trajet des eaux d'infiltration, pour en déterminer la concentration en carbonates (dureté temporaire) par la méthode du méthylorange. Les résultats sont consignés sur la figure 1 ; tous sont exprimés en mg/litre.

Il va de soi que leur valeur numérique est très relative. Toutefois, ils paraissent assez significatifs pour que l'on puisse en tirer quelques conclusions valables, si l'on s'en tient au problème posé. C'est du reste la raison pour laquelle nous avons délibérément laissé de côté les facteurs de la dissolution, notamment l'origine et la concentration du CO_2 , pour nous borner à mesurer les variations de la dureté, en vue de l'étude du relief calcaire.

Résultats. — Commentaires de la figure 1. — Les premiers échantillons, au nombre de 20, ont été recueillis pendant les averses, en épongeant les dalles nues des lapiez, sans contact avec le sol, et en prenant soin d'exclure les eaux résiduelles des alvéoles de corrosion, suspectes d'une concentration préalable par évaporation. Les titrages obtenus équivalent à peu près à la valeur théorique correspondant au CO_2 atmosphérique. Répartis entre 40 et 105, avec une moyenne de 71 mg/l, ils présentent une homogénéité relativement grande, qui s'explique par les conditions précises de la dissolution dans ce cas particulier, les variations pouvant provenir de la durée du contact ou de l'influence des lichens qui tapissent toute la surface de la roche. A la fin d'une averse, par exemple, l'eau d'imbibition d'une plaque de lichens titrait 117,5.

Les résultats obtenus par BÖGLI (1951) sur les lapiez des Alpes de la Suisse centrale, s'échelonnent entre 15 et 27, ceux de BAUER (1964) dans les Alpes autrichiennes atteignent 14-96 mg. Mais à Cuba LEHMANN (in BIROT, 1961, p. 81) a mesuré une concentration de 90 mg à l'extrémité inférieure d'une rainure. Ces différences semblent donc liées aux conditions climatiques.

Le deuxième groupe, comprenant également 20 analyses, concerne les eaux de gravité du sol. Elles ont pu être recueillies, non sans difficultés, au moyen de plaques métalliques munies d'un dispositif d'écoulement, introduites horizontalement à la base du sol à partir de tranchées

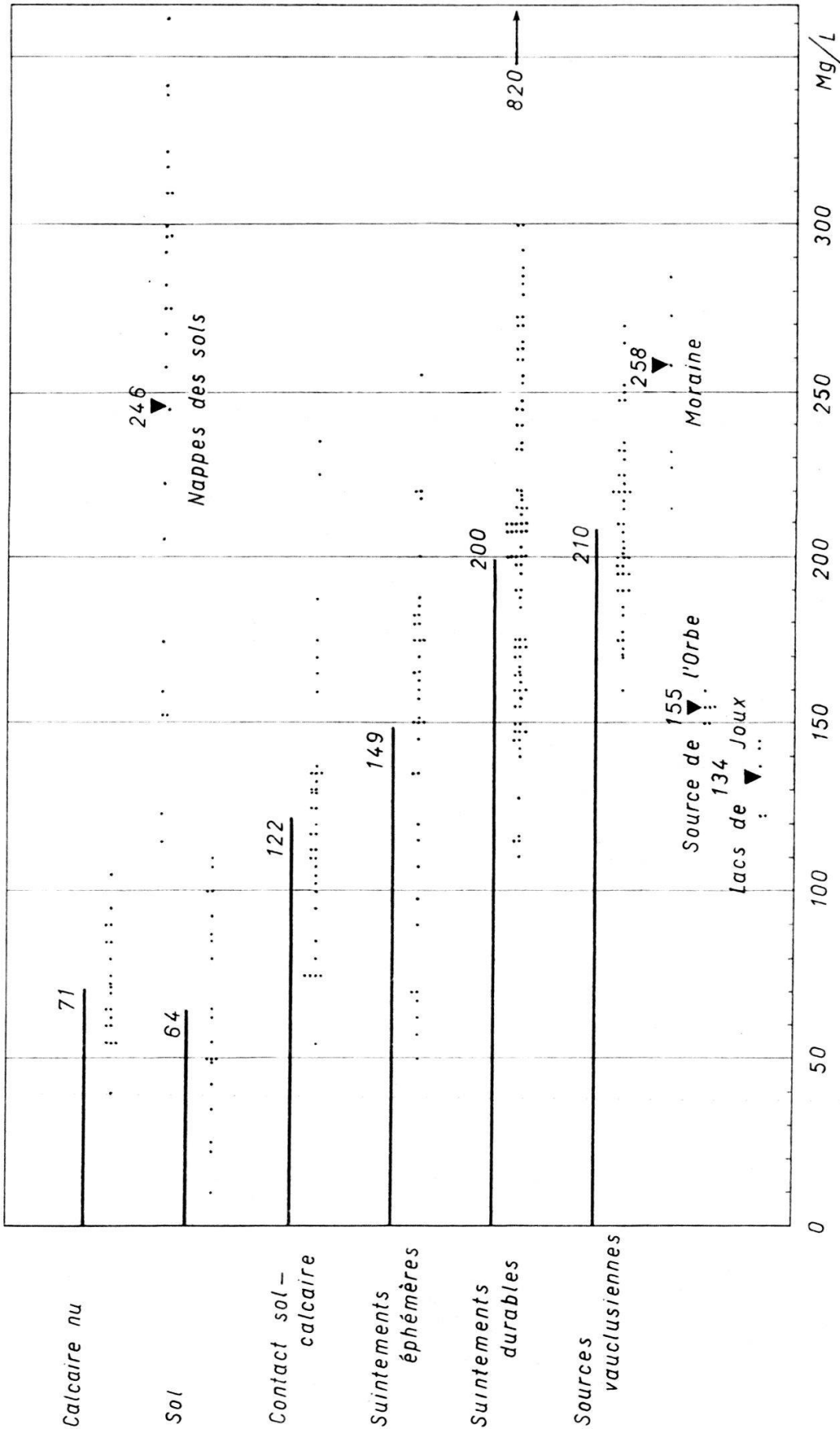


Fig. 1. — Résultats des analyses

Traits horizontaux : Concentrations moyennes aux divers niveaux du trajet souterrain.
 Triangles : Concentrations moyennes dans quelques cas particuliers.
 Points : Résultats des analyses dans chaque catégorie.

naturelles ou artificielles. La construction de ces appareils a été possible grâce à un subside du Fonds Agassiz de la Société vaudoise des Sciences naturelles. Dans quelques cas, l'opération a exigé un arrosage superficiel avec de l'eau de pluie conservée dans une citerne. L'analyse a montré qu'elle ne renfermait pas plus de 10 mg. Malheureusement, cette méthode rudimentaire n'est applicable que dans des sols minces et homogènes, à l'exclusion des plus profonds, riches à la fois en calcaire et en humus, où l'on peut supposer que le lessivage atteint son maximum. Les résultats doivent donc se situer au-dessous de la réalité moyenne.

Ils expriment donc la quantité minimum de carbonates entraînés par les eaux de gravité aux dépens du squelette et des carbonates actifs ou préalablement dissous. Comme on pouvait s'y attendre, les plus faibles (10 mg) concernent les humus forestiers bruts du type mor, pauvres en carbonates, acides (pH 4,5-5), reposant sur des dalles calcaires. Les plus élevés (100-110), au contraire, ont été soutirés de terres graveleuses neutres sur moraine jurassienne, renfermant un réseau radiculaire dense. La moyenne de ce deuxième groupe est de 64.

Ces titrages n'ont rien de commun avec ceux des nappes superficielles qui se forment dans les sols épais colmatant le fond des vallons synclinaux et de quelques bassins fermés. Les 25 échantillons recueillis dans les drains, les puits et les sources alimentés par ces nappes, ont révélé à l'analyse une concentration de 115 à 362,5 avec une moyenne de 246. Mais il va sans dire que ces eaux particulièrement dures ne trouvent pas place dans notre circuit, puisqu'elles ne s'écoulent pas par voie souterraine, du moins pas sans avoir subi une dilution préalable (cf. SCHOELLER, 1962, p. 349).

Les mesures du troisième groupe sont basées sur 38 échantillons prélevés au contact du sol et du calcaire sous-jacent. Leurs résultats comprennent donc les carbonates dissous dans le sol, augmentés de ceux qui sont attaqués à la surface de la roche avant que l'eau ne s'y infiltre. Les prélèvements ont pu être effectués en recueillant l'eau de suintement des plaques d'humus reposant sur des dalles, ou en pressant des paquets de terre pour en extraire l'eau d'imbibition. Les résultats des deux catégories ne diffèrent pas sensiblement les uns des autres. Cette méthode ne s'applique malheureusement qu'à des sols peu épais reposant sur des surfaces rocheuses à peu près continues, c'est-à-dire aux cas les moins favorables à la dissolution, puisque la surface de contact du sol et du calcaire y est réduite au minimum. La moyenne des analyses s'élève à 122 mg, avec des extrêmes de 55 et 235. Dans les Alpes, les valeurs obtenues par BÖGLI (1951), 30 et 85, et BAUER (1964), 100, sont un peu inférieures comme dans le cas des calcaires nus. L'augmentation de la dispersion, par rapport aux mesures précédentes s'explique par la plus grande complexité des facteurs de la dissolution.

Dans deux stations, nous avons pu mesurer simultanément le titrage dans le sol exclusivement, par la méthode décrite plus haut, et celui de l'eau au contact du calcaire. Il s'agissait dans les deux cas, d'un humus brut sans squelette recouvrant une dalle de lapiez.

	<i>Sol</i>	<i>Contact sol/roche</i>
1 ^{re} station	10 mg	75 mg
2 ^e station	35 mg	75 mg

Dans deux autres cas, la comparaison a pu être établie entre la roche nue et le contact sol calcaire :

1 ^{re} station : Flaque sur calcaire nu : 40 mg	Eau d'imbibition d'une touffe de mousse : 75 mg.
2 ^e station : Eau ruisselant sur calcaire nu : Moyenne de 6 mesures (60, 80, 85, 105, 72,5, 70) : 79 mg	Eau suintant de langues d'humus sur lapiez. Moyenne de 3 mesures (125, 125, 130) : 127 mg.

Dans l'étape suivante, il s'agit de contrôler la dureté de l'eau pendant son passage dans les fissures et les joints du calcaire. A cet effet, il a fallu prélever un grand nombre d'échantillons à des suintements rocheux, que l'on peut répartir en deux groupes, les suintements éphémères et les suintements durables. Leur distinction, souvent arbitraire, a toujours été faite à priori indépendamment des résultats des analyses. C'est dire que les plus concentrés n'ont pas été placés systématiquement dans l'un des groupes et les plus dilués dans l'autre.

Les suintements éphémères ne sont actifs que pendant les fortes précipitations ou immédiatement après. C'est l'indice d'un trajet souterrain de brève durée. Les 39 échantillons de cette catégorie ont été prélevés dans des tranchées rocheuses et au plafond des cavités souterraines naturelles ou artificielles, jamais à plus de quelques mètres de profondeur. Leur concentration moyenne s'élève à 149 mg avec une aire de dispersion comprise entre 50 et 255.

Les suintements durables ont été échantillonnés à 90 reprises dans des conditions semblables, mais le plus souvent à une profondeur un peu plus grande. On y a ajouté des prélèvements de sources et de puits alimentés par des nappes calcaires superficielles, en évitant les cas suspects d'influence morainique. Ces eaux proviennent donc, comme les précédentes, de la circulation dans les fissures, mais de plus longue durée. Le temps de contact étant un facteur primordial de la concentration (SCHOELLER, 1962, p. 372), on n'est pas étonné d'obtenir des titrages supérieurs aux précédents : 200 mg de moyenne, 110 et 300 (cas particulier 820) pour les extrêmes. En analysant les eaux suintant au plafond des galeries souterraines, OERTLI (1953) et SMITH et MAID

(1962) ont obtenu des résultats du même ordre de grandeur, soit 150 à 220 mg chez le premier, 80 à 250 mg chez les auteurs britanniques.

Les échantillons recueillis dans les mêmes conditions, mais dans la moraine jurassienne essentiellement calcaire, ont une dureté à la fois plus forte et plus uniforme. La moyenne de 7 prélèvements atteint 258 mg avec des valeurs minimum et maximum de 215 et 325. Cette concentration excessive peut être attribuée d'une part à l'augmentation de la surface de contact entre l'eau et le calcaire et, d'autre part, à une plus forte production de CO_2 , due elle-même à la présence d'une végétation plus active.

Les exemples les plus intéressants de la circulation dans les fissures du calcaire ont pu être observés dans la galerie d'évacuation du lac Brenet, à la vallée de Joux, à l'occasion de travaux d'entretien. L'emplacement de cette galerie figure sur la feuille d'Orbe de l'Atlas géologique au 1 : 25 000 et le profil géologique de sa partie amont a été dressé par NOLTHENIUS (1920, 1921) d'après les observations faites par SCHARDT, au moment de la construction. Quant à la tectonique locale, on en trouvera une description dans la Monographie géologique de la vallée de Joux (AUBERT, 1943), notamment dans le profil du tunnel de chemin de fer, page 102.

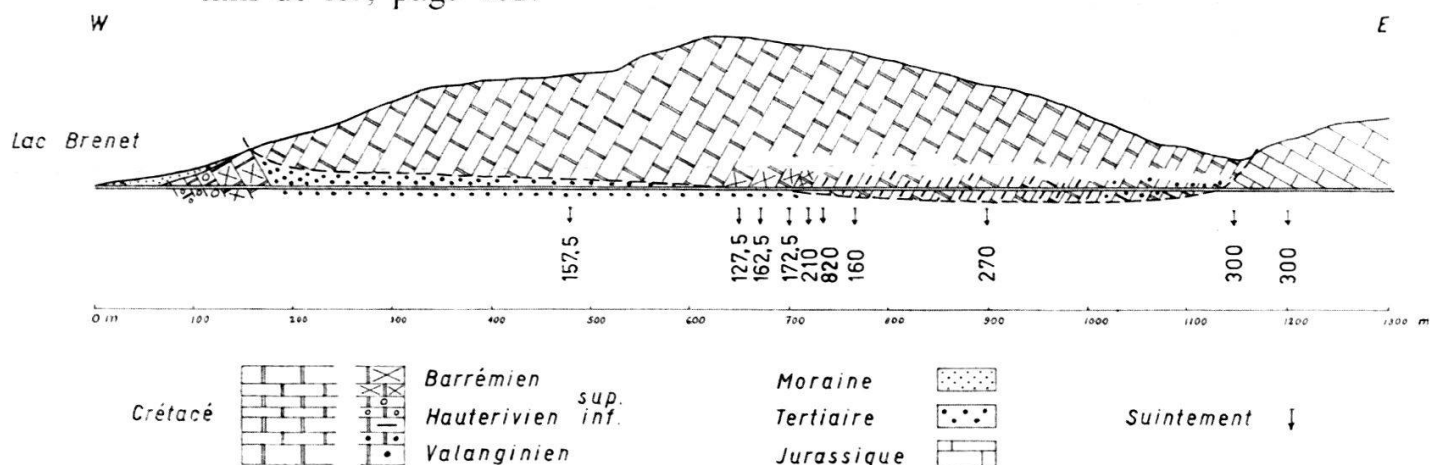


Fig. 2. — Galerie du lac Brenet

La galerie suit à peu près l'axe d'une colline allongée, haute d'une centaine de mètres (fig. 2). Elle traverse d'abord des marnes et des conglomérats tertiaires, puis une série de Crétacé, charriée et disloquée, qui repose en discordance sur le Tertiaire. A 1150 m, elle franchit à nouveau le même plan de chevauchement pour pénétrer dans le Jurassique supérieur d'un petit anticlinal qu'elle ne quittera plus.

Les parois de la galerie sont partout revêtues d'une protection de béton qui laisse passer quelques suintements et dans laquelle on a ménagé un certain nombre de drains. On peut donc y récolter des échantillons des eaux d'infiltration. La figure montre que celles-ci sont concentrées aux intersections du plan de chevauchement. Au point où

le Crétacé repose sur le Tertiaire, cinq drains fournissent des eaux dont la concentration va de 160 à 210 mg, plus un sixième, extraordinaire, de 820 mg. M. PLUMÉZ, ingénieur chimiste, a bien voulu nous expliquer que ce titrage n'a rien à voir avec la dissolution du calcaire, mais qu'il a pour origine la chaux hydratée provenant du ciment. C'est pourquoi nous n'en avons pas tenu compte dans nos calculs. Au contact du Crétacé et du Malm, deux suintements donnent aussi de fortes concentrations, 300 mg. Enfin, dans les intervalles, on a pu mesurer encore, dans le Tertiaire 157,5 et 270 à la hauteur de l'Hauterivien marneux. Cet exemple montre donc clairement le rôle que jouent les plans de chevauchement dans le drainage des eaux souterraines.

La visite de la galerie du lac Brenet a permis de faire une autre observation de détail qui peut présenter un intérêt. A son embouchure, l'un des drains porte une garniture de tuf orientée dans le sens du courant. Ainsi, en rencontrant les eaux très douces d'origine lacustre, l'eau d'infiltration beaucoup plus dure précipite une partie de son calcaire, contrairement à la « théorie des mélanges » de BÖGLI (1964).

Il aurait été intéressant de connaître le titrage des eaux des conduites souterraines naturelles. Faute d'avoir pu explorer ces galeries profondes, inaccessibles pour la plupart, nous sommes contraints de passer directement des eaux de fissures aux sources vaclusiennes. Notre étude a porté sur 33 sources de ce genre, sans compter celle de l'Orbe, avec 46 analyses. Les unes sont d'importantes résurgences, d'autres, de modestes veines jaillissant des crevasses rocheuses.

CONCENTRATION DES SOURCES VAUCLUSIENNES
MESURÉE DE MAI 1965 À OCTOBRE 1966

<i>Vallée de Joux</i>	Brassus	200 190 200
	Carroz	210
	Lyonne	190
<i>Région Vaulion-Vallorbe</i>	Les Jorats (Vaulion)	197,5
	Diey (Romainmôtier)	215
	Nozon	220
	Gerlette (Vallorbe)	202,5
	La Dernier (Vallorbe)	195
<i>Pied du Jura</i>	Venoge	195 220
	Malagne	190
	Toleure	200 200 197,5
	Aubonne	197,5
<i>Jura neuchâtelois</i>	Pont de la Roche (Fleurier)	265
	Areuse	232,5
	Grotte aux Fées (Noirvaux)	225

<i>Jura bernois</i>	Dou (Villeret)	201
	Raissette (Cormoret)	217,5
	Sainte-Colombe (Undervelier).	220
<i>Jura français</i>	Rouge Bief	205
	Ronde Fontaine	252,5
	Gaufre	250
	Loue.	230
	Lison	247,5
	Sarrazine	220
	Ain	235
	Derrière-le-Mont (Morteau)	225
	Cul-du-Bief (Mouthe)	185
	Doubs	200

Le résultat des analyses donne une moyenne de 210 mg avec une dispersion relativement étroite de 160 à 270, ce qui signifie que les variations initiales se neutralisent partiellement dans le trajet souterrain. Quant aux variations propres à chaque source, seules des mesures répétées permettraient de les déterminer.

Reste le cas de la résurgence de l'Orbe, près de Vallorbe. Elle a été analysée à six reprises avec les résultats suivants :

24 mars 1965 : 155 mg	26 juillet 1965 : 155 mg
6 juin 1965 : 150 mg	5 septembre 1965 : 160 mg
15 juillet 1965 : 150 mg	4 décembre 1965 : 155 mg

Moyenne : 155

L'uniformité et surtout la médiocrité du degré hydrotimétrique qui apparaissent dans ces résultats proviennent évidemment du fait que l'Orbe est alimentée en partie par les pertes des lacs de Joux, dont les eaux sont particulièrement douces. Il ne s'agit que de pertes occultes depuis que les entonnoirs littoraux ont été endigués (AUBERT, 1948). Cinq analyses ont montré en effet que la concentration des eaux lacustres est en moyenne de 134 mg, avec des variations de 10 en plus et en moins. Des contrôles répétés de la source et des lacs permettraient de déterminer sans trop de difficultés la proportion de l'alimentation lacustre de l'Orbe et, du même coup, les pertes des lacs.

Conclusions. — Dans les grandes lignes, on peut dire que la dissolution s'exerce successivement dans trois zones :

La zone superficielle, comprenant la surface du calcaire et le sol qui la surmonte.

La zone des fissures, dans laquelle l'infiltration se produit par les diaclases et les joints de stratification.

La zone profonde ou des conduites, où la circulation est concentrée dans un système de canalisations souterraines. C'est à peu près la classification adoptée par RENAULT (1960).

La dissolution superficielle équivaut à 71 mg ou 33 % du total, dans le cas peu fréquent de roches nues. Ailleurs, elle s'élève à une moyenne de 122 mg ou 58 %, dont la moitié dans le sol et l'autre au contact du calcaire sous-jacent. Ainsi, la présence d'un sol double, ou presque, la valeur de la dissolution superficielle.

Bien que ces résultats n'aient qu'une valeur indicative, il en ressort pourtant que plus de la moitié de la dissolution totale s'exerce avant la pénétration de l'eau dans le calcaire. Or, c'est justement celle qui influence directement l'évolution du relief. Du reste, la valeur relative de la dissolution superficielle augmenterait encore si l'on pouvait tenir compte des précipitations carbonatées, dont on observe fréquemment les dépôts pulvérulents dans les diaclases et les joints.

D'après nos observations, la dissolution dans les fissures s'élève au total à 78 mg ou 37 %, soit 27 mg ou 13 % dans les fissures spacieuses et superficielles où l'infiltration est rapide, et 51 mg ou 24 % dans celles où l'écoulement est plus lent. Dans les deux cas, la corrosion, en élargissant les diaclases et les joints, tend à désagréger les bancs de calcaire et prépare ainsi l'action superficielle.

Quant à la dissolution profonde, celle qui contribue à creuser les cavités souterraines, elle équivaut à 10 mg ou 5 % du total ; autant dire qu'elle est presque négligeable. Pourtant, lorsqu'on considère les dimensions impressionnantes des vides des massifs calcaires, on est tenté de croire qu'ils sont le résultat d'un travail d'érosion extrêmement efficace et rapide. Ce n'est peut-être qu'une apparence, puisque, d'après nos mesures, et en faisant abstraction des autres agents d'érosion et des conditions paléoclimatiques, la corrosion profonde paraît insignifiante. Mais elle ne l'est pas à l'échelle des durées géologiques. Ainsi, en un million d'années, une source de 3 m³ à la seconde, excaverait son bassin de près de 370 millions de mètres cubes de calcaire, en tenant compte du modeste taux de concentration tiré de nos résultats.

Dès lors, on peut se demander si le creusement des galeries karstiques n'appartient pas à la catégorie des phénomènes trompeurs qui donnent, par leur côté spectaculaire, l'illusion d'une grande activité, alors qu'en réalité, ils sont d'une extrême lenteur.

L'ablation annuelle en terrain calcaire a été calculée récemment par BURGER (1959), pour le bassin de l'Areuse, dans le Jura neuchâtelais, avec une valeur de 0,09 mm, ou 0,1 mm, en tenant compte de la dureté

totale. Des résultats analogues ont été obtenus plus anciennement dans la même région, par SCHARDT (1906), soit 0,07 et 0,1 mm. Dans les Causses du Quercy, BIROT (1954) et CAVAILLÉ (1953) l'estiment respectivement à 0,1 et 0,065 mm. Au Vercors, CORBEL (1956, 1959) arrive à des appréciations un peu plus élevées, 0,12 à 0,24 mm.

Si l'on adopte l'ordre de grandeur établi par BURGER, l'ablation de 0,1 mm correspond naturellement à la dissolution totale, à tous les niveaux. D'après le résultat de nos mesures, la part de la zone superficielle équivaldrait approximativement à 0,05 ou 0,06 mm par an, valeur dérisoire en apparence, mais qui prend tout son sens, si l'on tient compte des durées géologiques. En admettant 10 millions d'années pour le Pliocène et le Quaternaire, l'ablation, calculée sur sa valeur actuelle, correspondrait à 500 ou 600 m de calcaire. Ce serait la valeur moyenne de l'érosion depuis la principale phase de plissement du Jura.

Toutefois, il ne faut pas oublier que ces résultats numériques n'ont qu'une valeur très relative, ni que l'intensité de l'ablation a pu varier. Ils semblent pourtant assez significatifs pour démontrer que l'usure superficielle des calcaires par dissolution, loin d'être négligeable, est quantitativement appréciable à l'échelle géologique. Et c'est ce qui importe pour le problème que nous nous sommes posé. Dès lors, il devient possible d'envisager la corrosion comme un facteur important du modelé jurassien, au point qu'on peut se demander s'il est encore nécessaire, pour expliquer le façonnement des chaînons et des plateaux, de faire intervenir, comme on l'a toujours fait, des hypothèses invérifiables, telles que les pénéplaines miocènes. En tout état de cause, on conçoit mal comment de telles surfaces auraient pu résister à l'agressivité des eaux et se maintenir jusqu'à l'époque actuelle, ainsi que l'imaginent la plupart des auteurs.

D'autre part, l'extrême lenteur de la dissolution profonde implique que l'évolution morphologique a dû se localiser dans la zone superficielle. N'est-ce pas pour cette raison que le karst jurassien, incapable de défoncer la série calcaire, reste un karst cutané, caractérisé par la faible composante verticale de ses accidents superficiels, dolines, ouvalas, etc. ?

En comparaison de celle du holokarst, cette morphologie particulière a généralement été considérée comme un indice de sénilité ou d'activité réduite. N'est-ce pas plutôt le signe d'un karst limité à la surface ?

Dans une modeste mesure, mes observations peuvent contribuer à résoudre le problème de l'influence de la température sur la dissolution du calcaire. Comme le montrent les deux tableaux suivants, elles concernent plusieurs sources et quelques suintements dont la dureté a pu être déterminée en été puis en hiver, lorsque leur alimentation provient de l'eau de fusion de la neige.

<i>Sources</i>	<i>Eté</i>	<i>Hiver</i>
Gerlette	202,5	167,5
Brassus	195	175
Lyonne	190	170
Venoge	207,5	185
Diey	215	195
Gaufre	250	207,5
Ronde Fontaine	252,5	210
Bief Rouge	205	175
La Dernier	195	171,5
 <i>Suintements</i>		
Grotte du Lieu (éphémères)	150	107,5
Tunnel du Lieu (éphémères)	255	150,5
Reposoir s/Vallorbe (durables)	185	181
Roche d'Aubonne (Marchairuz) (durables)	200	187
Grotte aux Fées (Vallorbe) (durables)	165	155

Pendant la belle saison, la dissolution est donc plus active qu'en période froide. SCHOELLER (1962) l'explique par le surplus de CO₂ d'origine organique.

BIBLIOGRAPHIE

- AUBERT, D. 1943. — Monographie géologique de la vallée de Joux. — *Mat. carte géol. suisse, N.S. 78.*
- 1948. — Les pertes du lac Brenet. — *Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 63, 270-280.*
- BAUER, F. 1964. — Kalkabtragungsmessungen in den österreichischen Kalkhochalpen. — *Erdkunde 18, 2, 95-102.*
- BIROT, P. 1954. — Problèmes de morphologie karstique. — *Ann. Géogr. 58, 161-192.*
- BIROT, P., HENNIN, S., GUILLIEN, Y., DELVERT, J. 1961. — Contribution à l'étude de la désagrégation des roches. — *Centre doc. univ., Paris, 231 p.*
- BÖGLI, A. 1951. — Probleme der Karrenbildung. — *Geogr. Helv. 6, 191-204.*
- 1960. — Kalklösung und Karrenbildung. — *Zeitschr. f. Geomorph. 2, 4-21.*
- 1964. — Corrosion par mélange des eaux. — *Intern. Journ. of Speleol. 1, 1-2, 61-70.*
- BURGER, A. 1959. — Hydrogéologie du bassin de l'Areuse. — *Bull. Soc. neuch. Géogr. 52, 1, 304 p.*

- CARO, P. 1965. — La chimie du gaz carbonique et des carbonates, et les phénomènes hydrogéologiques karstiques. — *Chron. Hydrogéol. B.R.G.M.* 7, 51-77.
- CAVAILLÉ, A. 1953. — L'érosion actuelle en Quercy. — *Rev. morphol. dyn.* 4, 57-74.
- CHABOT, G. 1927. — Les plateaux du Jura central. — *Public. Fac. Lettres Strasbourg* 41, 350 p.
- CHEVALIER, P. 1953. — Erosion ou corrosion. — *I^{er} Congrès int. Spéléo. Paris*, 35-39.
- CORBEL, J. 1956. — Le Karst du Vercors. — *Revue Géogr. Lyon* 31, 3, 221-241.
— 1959. — Erosion en terrain calcaire. — *Ann. Géogr.* 58, 366, 97-120.
- DUBOIS, M. 1959. — Le Jura méridional. — *Soc. d'enseign. sup. Paris*, 644 p.
- NOLTHENIUS, A. B. TUTEIN 1920. — Carte géologique des environs de Vallorbe. — *Publ. Comm. géol. Suisse. Carte spéc.* 92.
— 1921. — Etude géologique des environs de Vallorbe. — *Mat. carte géol. Suisse, N.S.* 48.
- OERTLI, H. 1953. — Karbonate von Karstgewässern. — *Stalactite* 4, 1-10.
- RENAULT, P. 1960. — Rôle de l'érosion et de la corrosion dans le creusement d'un réseau souterrain. — *Rev. morphol. dyn.* 11, 1-4.
- SCHARDT, H. 1906. — Sur la valeur de l'érosion souterraine par l'action des sources. — *Bull. Soc. neuch. Sc. nat.* 23, 168-177.
- SCHOELLER, H. 1962. — Les eaux souterraines. — *Masson*, 642 p.
- SMITH, D. I. et MAID, D. G. 1962. — The Solution of Limestone. — *Proceed. of the Spel. Soc.* 3, 9.

Manuscrit reçu le 27 janvier 1967.