

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 62 (1969)
Heft: 2

Artikel: Phénomènes et formes du Karst jurassien
Autor: Aubert, Daniel
Kapitel: Études des formes karstiques
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-163704>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. 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. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

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. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

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. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 24.02.2026

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

ÉTUDE DES FORMES KARSTIQUES

Dans cette seconde partie, nous nous proposons de décrire sommairement les formes caractéristiques du relief karstique jurassien, mais surtout d'en expliquer la genèse et l'évolution par les lois exposées dans les chapitres précédents.

Les lapiez

Cette forme élémentaire de la morphologie calcaire n'est qu'un cas particulier de la dissection des bancs par les crevasses de corrosion. Dans ce cas, précisément, la roche progressivement découpée par la dissolution, conserve longtemps sa continuité et ne se disloque que tardivement.

1. Description

Les lapiez jurassiens possèdent deux types de sillons, distingués déjà par BOURGEAT (1895):

Les rigoles, orientées suivant la ligne de pente, à peu près rectilignes sur les surfaces inclinées, sinueuses et assorties de vasques quand elles se rapprochent de l'horizontale. BÖGLI (1951) en a décrit plusieurs formes particulières dans les karsts alpins. Elles entaillent de quelques décimètres de profondeur toutes les surfaces calcaires superficielles, aussi bien les têtes de bancs que les dalles ou les blocs erratiques locaux. Leur origine est évidemment liée à l'écoulement des eaux agressives sur la roche.

Les crevasses ou leisines proviennent de l'élargissement des diaclases, comme on peut le vérifier dans des coupes artificielles. Il en existe donc autant de systèmes que de réseaux de diaclases, qui se coupent suivant des angles variables et dissèquent les bancs en blocs plus ou moins réguliers.

On en discerne deux formes avec tous les intermédiaires (Fig. 17):

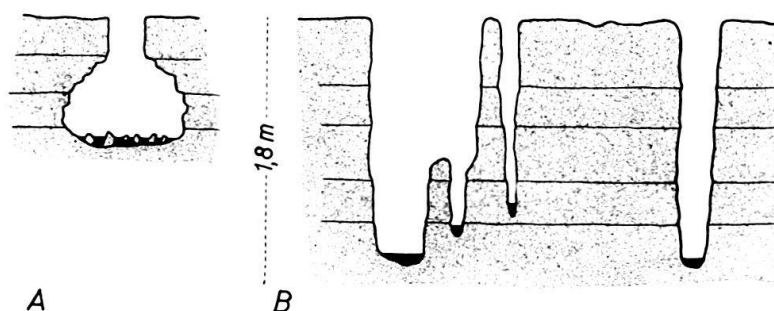


Fig. 17. A. *Crevasse en bourse*. Sèche de Gimel. (F. Marchairuz, 506,7/156,8) B. *Crevasses boîtes-aux-lettres*. Laisinettes. (F. Le Sentier, 503,5/169).

Les crevasses boîtes-aux-lettres, profondes, étroites, à parois verticales et lisses.

Les crevasses en bourses, élargies en profondeur. Dans le cas extrême, elles se rejoignent par le fond et forment un dédale de cavités souterraines communiquant avec la surface par des regards. Le plus bel exemple, signalé anciennement par ROL-

LIER (1894), se trouve au bord de la route, à l'W de Pillemoine (Ain; f. Champagnole 1 : 50 000; coord. approximatives: 873/195).

2. Répartition

La répartition actuelle des lapiez est liée très étroitement à celle des glaciers quaternaires. Dans le Jura pelouse, peu ou non englacé, ils prennent peu de place, la plus grande partie du territoire étant recouverte de sols anciens, sous lesquels il existe bien des roches corrodées, mais pas de véritables lapiez.

Dans le Jura rocheux, débarrassé de ses vieux sols par l'érosion glaciaire, les lapiez occupent la presque totalité de la surface des calcaires, à l'exception de ceux qui sont gélifs. Dans ce cas, les lapiez font place à des nappes de cailloux superficiels. Les plus caractéristiques, c'est-à-dire les dalles ciselées par la corrosion, se trouvent de préférence dans les synclinaux et sur leurs flancs peu inclinés, tandis que sur les charnières anticlinales et dans les zones broyées, ils ne constituent qu'un des éléments de la morphologie chaotique propre à ces régions.

L'examen des rigoles permet de distinguer deux types de lapiez :

Les lapiez subaériens, localisés sur de petits escarpements, sont caractérisés par des rigoles parallèles, étroites, séparées par des arêtes aiguës. Ils appartiennent au même type que ceux des hautes montagnes et des latitudes élevées (Rillenkarren de BÖGLI, 1951). Ces roches peignées, suivant l'expression de CORBEL (1964), ont été façonnées par le ruissellement d'eaux corrosives sur des dalles nues. Il est compréhensible qu'elles occupent peu de place dans une région comme le Jura, revêtue presque partout de sol et de végétation, tandis que dans les lapiez alpins, comme ceux de Famelon (Préalpes vaudoises), leur importance augmente avec l'altitude.

Les lapiez couverts, au contraire, possèdent des sillons évasés, séparés par des croupes émoussées (Rundkarren et Flachkarren de BÖGLI). Cette morphologie molle est due à l'influence de la couche d'humus sous laquelle ils ont pris naissance et qui les recouvre encore en grande partie. C'est ce que révèle l'examen de certains lapiez de ce genre, aujourd'hui découverts, sur lesquels se dessine un microlapiez subaérien avec des arêtes tranchantes qui se superpose aux formes arrondies initiales. La plupart des lapiez jurassiens ont donc été modelés sous une couverture de sol; ARBENZ (1913) pensait que cette protection s'était bornée à les conserver. En réalité, elle est responsable de leur morphologie particulière, sans compter que l'agressivité du sol a dû contribuer à accélérer leur évolution.

Quant aux lapiez découverts, ce sont des formes dénudées, c'est-à-dire d'anciens lapiez couverts, dont ils possèdent la morphologie, débarrassés de leur couverture de sol lors des déboisements abusifs des siècles passés, en vue de la production de charbon de bois. Une observation fortuite m'a permis de le vérifier. Au Mont de Bière (F. Marchairuz, 511, 4/157), dans une forêt récemment rasée, la flore ombrophile a disparu de même que l'humus transformé en une masse poudreuse, avec pour conséquence la dénudation de larges surfaces lapiézées d'une teinte claire, bien différente de la patine grisâtre des anciens affleurements. Sans doute, la destruction brutale de la forêt primitive dut-elle avoir des effets encore plus prononcés. Relevons aussi que la forêt du Risoux qui, pour des raisons stratégiques, n'a jamais été détruite, ne possède guère de lapiez dénudés.

3. Age

De quand datent les lapiez ? C'est une question controversée. ROLLIER (1894) qui observa des blocs et des cailloutis rissiens sur des surfaces burinées par la corrosion, incline vers une origine ancienne⁵). BOURGEAT (1895) est d'un avis contraire. Quant à BÖGLI (1951), qui base son opinion sur des mesures d'ablation, il admet que les rigoles puissent être postglaciaires, tandis que la profondeur des crevasses implique un âge plus ancien.

Pour les rigoles, c'est évident, puisque les blocs erratiques en possèdent comme la roche en place et d'aussi profondes. Le cas des crevasses est plus délicat. Si elles étaient réellement antérieures au dernier glacier, on s'étonne que celui-ci ait respecté sur de telles étendues ces formes qui auraient dû lui offrir d'excellentes prises. On peut aussi douter qu'il ait existé de vastes et authentiques lapiez à la fin d'une longue période interglaciaire, alors que ce sont des formes éphémères destinées à se transformer tôt ou tard en blocaille.

Personnellement, j'ai eu l'occasion d'observer des cailloux glaciaires dans des dépressions karstiques étroites et profondes, ainsi que dans quelques rainures de la surface calcaire, mais jamais dans de véritables crevasses, pas plus que de la moraine sur d'authentiques lapiez. La Figure 18 montre justement une coupe établie le long

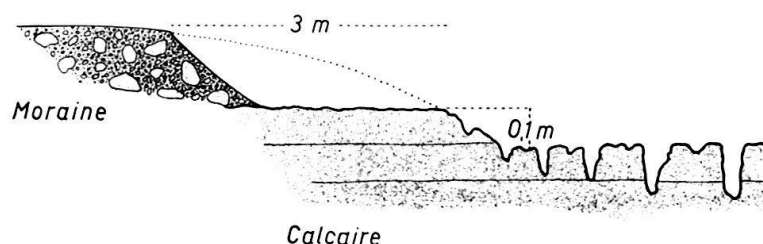


Fig. 18. Coupe d'un chemin montrant que le lapiez ne se prolonge pas sous la moraine. La Perrausaz. (F. Le Sentier, 508,7/168,4).

d'un chemin, à la limite d'un amas morainique et d'un lapiez. On y voit que la surface corrodée ne se prolonge pas sous la moraine et que par rapport à son substratum rocheux, elle est déprimée d'une dizaine de centimètres; cette valeur équivaldrait à peu près à l'ablation postglaciaire.

Au vu de ces observations, on est tenté d'admettre que la morphologie des lapiez a pris naissance après le retrait du dernier glacier. Il n'y a pas d'objections pour les rigoles dont la profondeur n'excède pas la capacité de la dissolution postglaciaire. Pour les crevasses, on peut se demander si ces profondes dépressions n'ont pas exigé davantage de temps. Mais si l'on y réfléchit, le creusement d'une crevasse n'est pas un phénomène d'approfondissement; il s'agit en fait de l'élargissement d'une diaclase, d'une valeur de quelques décimètres au maximum, réalisable par conséquent en un temps relativement court.

⁵) S'il s'agit de terrains superficiels décalcifiés, les eaux d'infiltration pourraient corroder le substratum calcaire, comme dans le cas signalé par DREYFUSS (1959).

4. Crevasse des Communs du Solliat

Pour essayer d'en savoir davantage sur l'âge et la genèse des crevasses, j'ai entrepris d'en vider une jusqu'à son fond rocheux. Le résultat est représenté sur la Figure 19 par une coupe transversale. On y distingue 3 niveaux, correspondant à autant d'épisodes successifs.

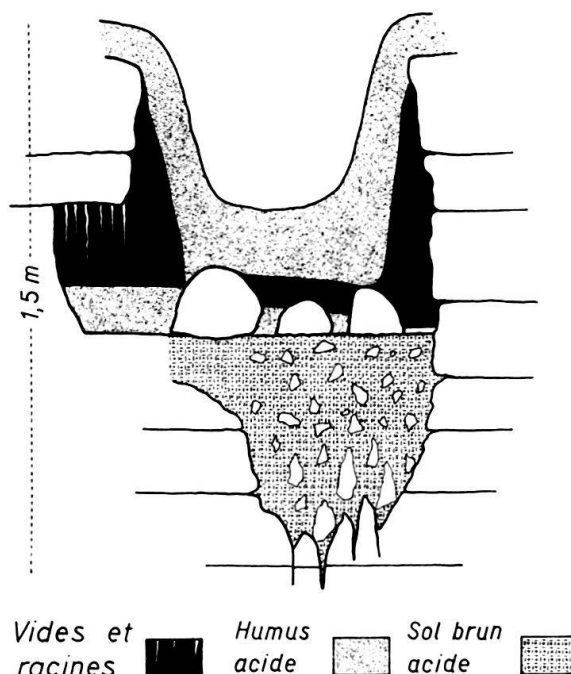


Fig. 19. Coupe transversale d'une crevasse de lapiez. Communs du Solliat. (F. Le Sentier, 507/165).

Le niveau inférieur renferme des cailloux anguleux et corrodés, originaires des parois et emballés dans une terre brune acide (pH 5). Les plus profonds ont encore une position conforme à la structure et au réseau de diaclases de la roche. Cet ensemble appartient donc à une phase périglaciaire, au cours de laquelle le gel contribuait très activement à excaver la crevasse.

Les blocs intermédiaires proviennent vraisemblablement de l'éboulement d'une corniche ou d'un pont.

Le niveau supérieur, partiellement vide, ne renferme qu'un humus noir, pulvérulent, très acide (pH 4), sans squelette. Son origine est liée à l'établissement d'un pont végétal continu qui a mis fin à la gélivation.

Cet exemple révèle donc que la formation d'une crevasse est due à l'action conjuguée du gel et de la dissolution. Il a permis aussi d'observer la micromorphologie calcaire en espace confiné.

Il s'agit d'une surface guillochée, rugueuse, creusée d'alvéoles séparés par des arêtes tranchantes. On l'observe dans toutes les cavités sans relation directe avec l'extérieur, de même que sur des voûtes où toute possibilité de suintement et de ruissellement est exclue. On peut donc supposer que cette morphologie si particulière est causée par l'activité corrosive de l'eau de condensation.

5. Formation des lapiez

Les observations ci-dessus font prévoir que les lapiez, et plus particulièrement leurs crevasses, n'ont pas une origine unicausale, mais que plusieurs facteurs ont contribué, simultanément ou successivement, à leur genèse.

Au début, il y a un héritage glaciaire. L'érosion glaciaire a déblayé la roche de ses anciens sols et de ses blocailles, l'exposant ainsi à l'érosion subaérienne. Elle a éliminé également une partie des niveaux marneux, contribuant ainsi à dégager de grandes dalles continues soumises elles aussi à la dissolution. On constate en effet que les plus beaux lapiez correspondent au mur des couches délitables. Toutefois, l'érosion par le glacier ne s'est pas limitée à cette action de déblayage. La surface calcaire qu'il a abandonnée, est accidentée de nombreuses dépressions, comme on peut l'observer au bord du glacier de Tsanfleuron (CORBEL, 1957b), ainsi que sur les roches moutonnées du Jura. Les plus significatives de ces rainures sont tracées le long des diaclases et paraissent être les ébauches de futures crevasses.

Modèle périglaciaire

Une fois le glacier disparu et tant que la colonisation végétale n'est pas réalisée, c'est la gélivation qui est prépondérante dans le façonnement des crevasses. Si la roche est très sensible au gel, celui-ci transforme la surface calcaire en un champ de cailloux et il n'y a pas de lapiéization. C'est ce qu'on peut observer par endroits à Tsanfleuron. Dans le cas où le calcaire n'est pas du tout gélif, la dissolution seule en cause, creuse des rigoles et des crevasses boîtes-aux-lettres. Les crevasses en bourse constituent un cas intermédiaire. Dans la partie supérieure du banc qu'elles entaillent, les diaclases capillaires colmatées (cf. p. 338) résistent au gel et la dissolution prédomine. Dans la partie inférieure, où les diaclases se prêtent à la gélivation, les crevasses peuvent s'élargir très activement en bénéficiant encore des avantages de l'érosion frontale. C'est du reste pour la raison inverse que les joints de stratification des séries verticales n'engendrent que des crevasses boîtes-aux-lettres étroites et peu profondes.

L'action périglaciaire ralentit à mesure que le climat s'adoucit et que la couverture pédologique gagne du terrain. Mais elle ne s'interrompt pas partout. Aujourd'hui encore, les crevasses en bourses sont encombrées des déblais de la gélivation actuelle. On y observe des glaçons jusqu'au mois de juin et on y a mesuré une température de 2° en août 1968.

Modèle karstique

L'action dissolvante coïncide d'abord avec celle du gel, puis l'emporte peu à peu à mesure que s'étend la couverture végétale. Son efficacité, qui se mesure à la dimension des crevasses, s'explique par l'intervention de plusieurs facteurs auxiliaires :

- la concentration de la neige et de l'eau de ruissellement ;
- le développement précoce des végétaux le long des diaclases. C'est là que s'installent les premières touffes de mousse et que pénètrent ensuite les racines ;
- l'action du gel qui écaille les lèvres des diaclases, fragmente la roche et facilite ainsi l'attaque chimique du calcaire.

Les crevasses sont donc des zones privilégiées de la dissolution.

Quant aux rigoles, elles ont eu une morphologie initiale du type subaérien tant que le lapiez n'était pas couvert, puis une seconde, plus émoussée, une fois la colonisation végétale réalisée. C'est celle que l'on observe sur les lapiez actuellement dénudés où elle s'est conservée.

Cette explication semble valable pour la plupart des lapiez jurassiens, compte tenu des facteurs géologiques et climatiques. Mais il va de soi que là ou ailleurs, d'autres lapiez ont pu prendre naissance dans des conditions différentes. C'est surtout la dénudation initiale qui a pu changer d'un cas à l'autre, le ruissellement intensif ou un glissement de terrain ayant pu se substituer à l'érosion glaciaire. En revanche, comme on le constate sur la Figure 5, la surface dégagée par le recul des bancs dans l'érosion frontale, ne semble pas offrir les conditions favorables à la lapiéization.

6. Limites

La lapiéization est un phénomène limité dans l'espace et dans le temps.

Dans l'espace

Les crevasses ne dépassent pas une profondeur de 2 à 3 mètres, qui correspond à l'épaisseur de quelques strates. Cette limite leur est imposée vraisemblablement par la modification du réseau des diaclases qui se produit aux joints de stratification, surtout s'ils coïncident avec un changement de faciès. Des sillons de dissolution peuvent sans doute entailler les bancs sous-jacents, mais ils n'appartiennent plus au lapiez tel que nous l'avons défini.

Dans le temps

En s'enfonçant et en s'élargissant, rigoles et crevasses disloquent les bancs calcaires et les transforment en une masse de blocs, d'abord déchaussés et branlants, puis déplacés les uns par rapport aux autres. Dès lors, il ne s'agit plus d'un lapiez, mais d'une blocaille qui finit par être incorporée à un sol. En fin de compte, le résultat est le même que pour les calcaires gélifs.

Les dolines

Ces dépressions constituent le trait le plus caractéristique du relief karstique; elles représentent aussi l'élément morphologique fondamental de l'évolution de la surface calcaire. A ce titre, nous sommes tenus de les étudier attentivement bien qu'un travail préalable leur ait déjà été consacré (AUBERT, 1966).

Dans le Jura, les dolines ont des dimensions modestes. Il est rare qu'elles dépassent quelques dizaines de mètres de diamètre et quelques mètres de profondeur. Leur aspect habituel est celui d'une cuvette plus ou moins régulière, rocheuse ou gazonnée. Mais il en existe de plus complexes, comme celle du Chalet Derrière (F. Marchairuz, 500,5/146,5, point 1308) au fond de laquelle se trouvent rassemblées une tourbière alimentant un puits, une source vauclusienne et une perte.

On verra plus loin que leur répartition s'explique aisément par leur origine, laquelle n'apparaît pas clairement dans la littérature. Pourtant déjà dans son traité, DE MARTONNE (1926, p. 658) remarquait que les dolines se forment suivant les plans de

diaclasses. Cette relation a été vérifiée depuis par de nombreux auteurs (GEZE, 1953), dans le Jura notamment par BURGER (1959). La Figure 20 est convaincante à cet égard; elle montre ce que l'on peut voir partout où l'observation est possible, c'est-à-dire que les dolines se développent en fonction du réseau de diaclasses.

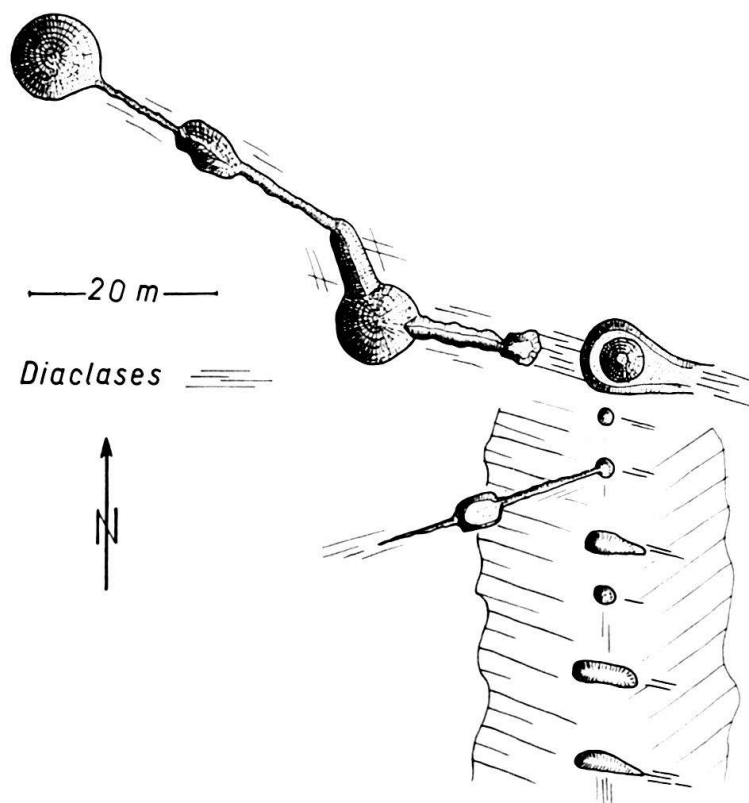


Fig. 20, Réseau de dolines et de sillons karstiques en relation avec la direction des diaclasses. Petit Cunay. (F. Le Sentier, 511,9/158,8).

La Figure 21 représente la coupe un peu simplifiée d'une petite doline du pâturage des Chaumilles, à la vallée de Joux, fouillée jusqu'à son fond rocheux; c'est celle qui a été décrite dans un travail antérieur (AUBERT, 1966). Son exploration a permis de répondre d'une façon satisfaisante à plusieurs questions.

1. Age

Plusieurs galets crétacés se trouvent au fond de la doline. Leur présence dans cette cuvette creusée dans un synclinal jurassique ne s'explique que par le transport glaciaire (voir AUBERT, 1965). D'autre part, dans la chaîne du Risoux, il n'est pas rare d'observer de la moraine au fond des grandes cuvettes, comme CHABOT (1927) l'avait fait sur les plateaux. On peut donc admettre que les dolines jurassiennes sont antérieures à la dernière occupation glaciaire.

2. Erosion

La doline est le siège de deux phénomènes d'érosion :

La dissolution

Elle s'exerce sur le fond rocheux et en agrandit les cavités dont les parois sont fortement corrodées. Ainsi, la cuvette s'approfondit sous l'effet de cette érosion verticale. La dissolution s'attaque aussi au squelette et aux carbonates du remplissage; on peut donc estimer qu'elle est responsable de la décalcification du sol ocreux et du guillochage des cailloux qu'il renferme. A l'aplomb de la doline emboîtée, les conditions de dissolution optimum doivent être réalisées; dans la partie colmatée par le sol ocreux, au contraire, la faible perméabilité de celui-ci doit contribuer à ralentir la corrosion, comme on l'a vu précédemment.

L'érosion latérale

Dans notre coupe, les cailloux de la partie de droite proviennent de la désagrégation du petit escarpement qui les domine. La doline est donc le siège d'une activité érosive s'exerçant sur ses flancs et qui tend à l'élargir. Si les bancs se rapprochent de l'horizontale, comme dans la figure, cette érosion latérale n'est qu'un cas particulier de l'érosion frontale définie page 334. Sous un revêtement de sol, elle passe à peu près inaperçue, à part la présence de blocs éboulés au fond de la cuvette et de rides de solifluxion sur ses flancs. Ailleurs ses effets sont bien visibles, parfois spectaculaires, lorsque par exemple des têtes de bancs tout entières se disloquent pour alimenter le talus d'éboulis qui tapisse l'intérieur de la doline. Le phénomène est particulièrement actif en présence de calcaires marneux, friables ou diaclasés, conformément aux lois de l'érosion frontale.

Le rapport érosion verticale/érosion latérale détermine la forme de la cuvette rocheuse, à l'exclusion de son remplissage. Si l'érosion verticale l'emporte, la doline prend la forme d'un entonnoir profond et relativement étroit. Dans le cas extrême, quand l'érosion latérale est sans effets sur des calcaires résistants, elle évolue vers une crevasse ou un gouffre.

Dans le cas contraire, si l'érosion latérale est la plus efficace, la doline tend à s'élargir.

3. Transports

La Figure 21 montre que la doline participe à deux phénomènes de transport :

Le remblayage

Il y est bien visible; des éboulis provenant de l'érosion latérale s'y accumulent, associés à des cailloux morainiques et mélangés à des résidus organiques, pour constituer un sol humique carbonaté très perméable. Le reste de la cuvette est occupé par le sol ocreux déjà décrit, très acide, de consistance argileuse, qui se rencontre dans la plupart des dépressions karstiques. Il s'agit vraisemblablement d'un résidu de dissolution lessivé par le ruissellement superficiel, mais on ne peut exclure à priori sa formation in situ, pas plus que l'apport éolien et le rôle de la solifluxion.

L'évacuation

Tous les matériaux meubles contenus dans la doline disparaissent tôt ou tard dans les fissures du fond rocheux, les carbonates en solution, les minéraux argileux et fer-

rugineux à l'état de suspensions, les galets et les blocs par éboulements diffus ou massifs. Ces mouvements s'inscrivent dans la coupe de la Figure 21 par des lacunes, révélatrices de tassements.

La doline est donc comparable à une sorte de dévaloir naturel qui finit par engloutir tout ce que les actions superficielles y déposent. C'est la raison pour laquelle des galets alpins ont pu pénétrer dans des galeries souterraines, dans les territoires occupés jadis par le glacier du Rhône.

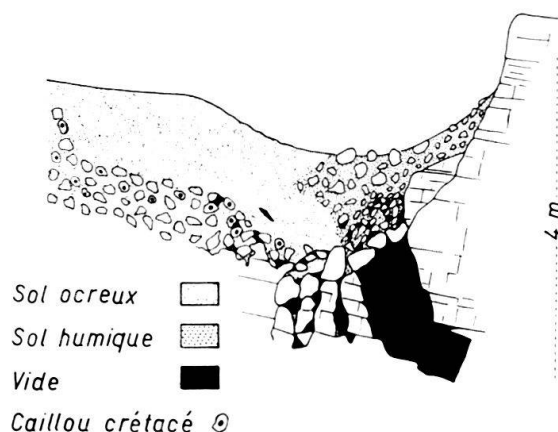


Fig. 21. Coupe d'une doline des Chaumilles. (F. Le Sentier, 509,45/159,30).

Le contenu d'une doline est donc déterminé par le rapport remblayage/évacuation. Si le premier terme domine, à la suite par exemple d'un excès de l'érosion latérale ou de l'occlusion des conduites souterraines, la doline tend à se combler de matériaux grossiers ou fins, selon les circonstances. C'est ce qui a dû se produire à une certaine époque pour la doline des Chaumilles. Si, au contraire, l'évacuation prend le dessus, en raison du débouchage souterrain par exemple, la doline se vide par le fond comme un silo où l'on suture. Une cuvette secondaire, cônica, emboîtée dans la première, se creuse dans les matériaux de remplissage. C'est un rajeunissement morphologique.

Au total, la forme et l'activité des dolines sont régies par deux couples de phénomènes antagonistes: la dissolution et l'érosion latérale qui tendent respectivement à l'approfondir et à l'élargir; le remblayage qui la remplit et l'évacuation qui la vide. Leur morphologie est donc une fonction directe de leur activité et de leur évolution. C'est pourquoi il est vain d'en vouloir faire une description systématique.

4. Origine et localisation

Les résultats de la fouille des Chaumilles nous mettent en mesure de préciser les conditions déterminantes de l'origine des dolines. La première est la présence de diaclases susceptibles de s'élargir au passage des eaux corrosives d'infiltration, et d'acquies ainsi une capacité suffisante pour leur permettre d'évacuer les résidus insolubles de l'érosion superficielle, cas échéant, les cailloux résiduels. La seconde condition est l'existence dans la série calcaire, de niveaux suffisamment sensibles aux agents de désagrégation, pour que l'érosion latérale soit effective.

Ces conditions déterminent la répartition des dolines. On les rencontre donc de préférence dans les zones broyées, le long des faisceaux de diaclases et sur les charnières anticlinales.

5. L'évolution des dolines (Fig. 22)

La naissance d'une doline est précédée d'une phase préparatoire, souterraine, au cours de laquelle les diaclases s'élargissent et se prolongent vers le bas. Cet aménagement passe inaperçu jusqu'au moment où il provoque un affaissement superficiel souligné par des ruptures concentriques de la couverture gazonnée. C'est l'indice que l'érosion latérale entre en jeu et que l'enfouissement des résidus de dissolution et des produits de désagrégation commence à se faire. A défaut de quoi, les fissures si évoluées fussent-elles n'engendreraient que des crevasses.

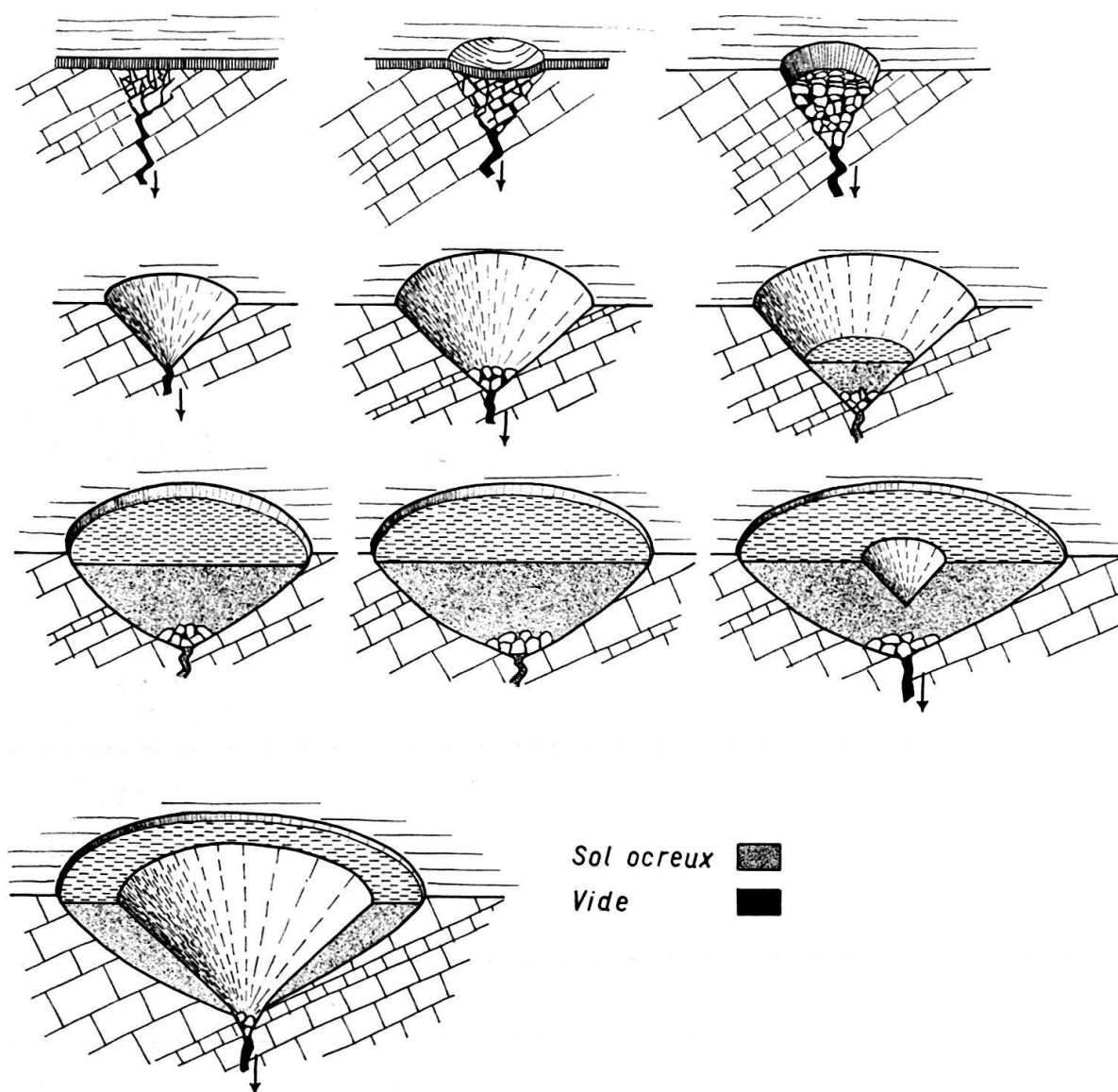


Fig. 22. Schéma de l'évolution d'une doline.

Lorsque les conditions requises sont remplies, la dépression initiale s'élargit tout en s'approfondissant et prend ainsi une forme cônique caractéristique. Les conditions d'une dissolution maximum, définies plus haut, y sont réalisées: grande perméabilité, fragmentation du calcaire, activité végétale, concentration des eaux de surface et accumulation de la neige, etc. A propos de ce dernier facteur, GEZE (1953) et TRICART (1955)

lui attribuent une influence prépondérante dans le creusement des dolines. Son rôle est évident dans celles du Mont-Tendre par exemple, exposées au chasse-neige et se marque par l'asymétrie de leur profil, le versant sous le vent étant plus abrupt que l'autre. Mais de nombreuses dolines, symétriques dans ce cas, se rencontrent aussi dans les forêts voisines où l'influence éolienne est exclue. Le rôle de la neige chassée n'est certes pas négligeable, mais ce n'est qu'un appoint.

L'évolution de la doline bénéficie d'un phénomène d'autocatalyse. En s'agrandissant, elle capte toujours plus d'eau et de neige au détriment des zones périphériques. Devenue le centre d'un petit bassin de drainage, son évolution s'accélère et tend vers une forme étoilée, illustrée par la Figure 23, dont les branches rejoignent des dolines secondaires, des sillons d'érosion, ou encore des petites combes monoclinales qui s'incurvent vers elle.

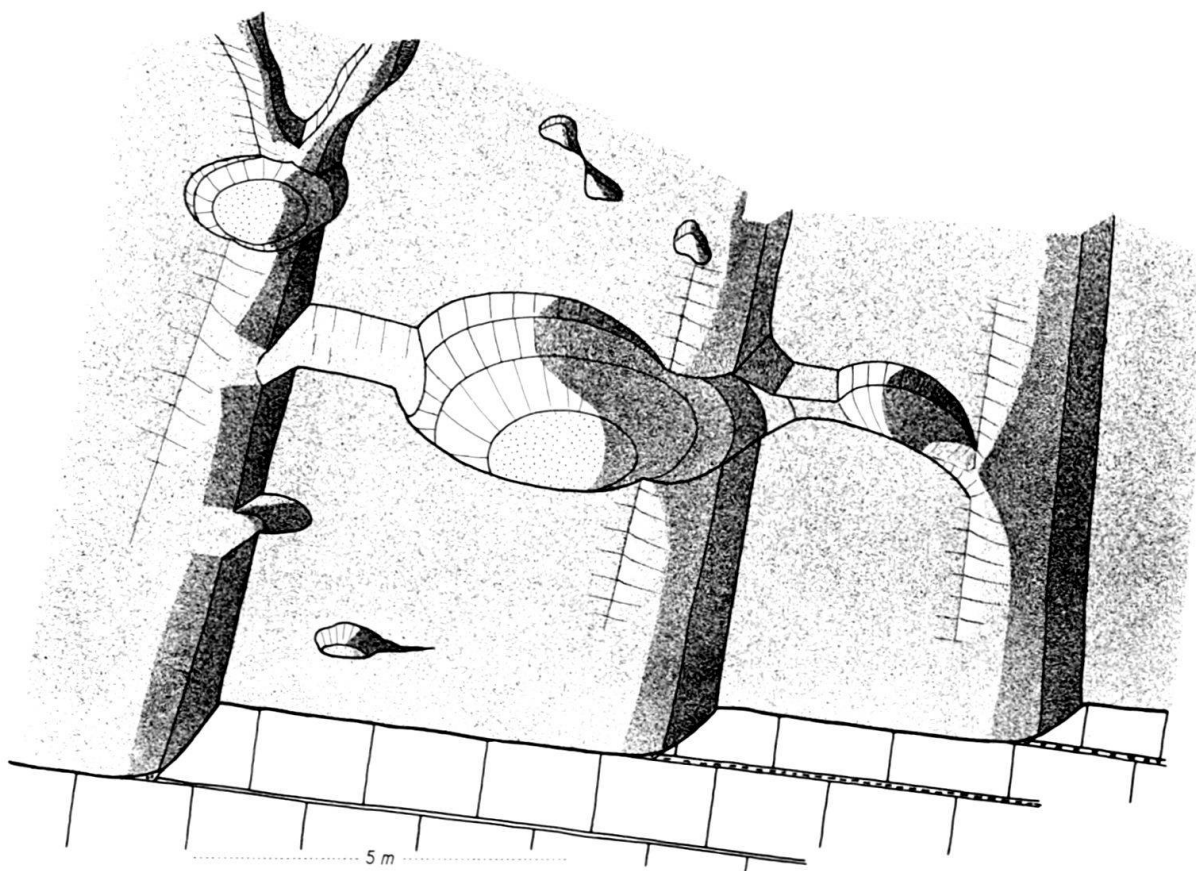


Fig. 23. Bassin d'alimentation d'une doline. Le Couchant. (F. Marchairuz, 500,8/151).

Puis intervient le phénomène d'autorégulation défini précédemment. Les résidus insolubles abondent dans la mesure où la dissolution a été active; ils tendent donc à obstruer les conduites souterraines, puis à combler le fond de la cuvette. On a vu plus haut que ce colmatage peut devenir assez étanche pour retenir les eaux d'infiltration dans une petite nappe phréatique capable de former une mare ou d'alimenter un puits, plus rarement de donner naissance à une tourbière.

Dans ces conditions, l'érosion verticale par dissolution ralentit ou s'interrompt, tandis que rien ne s'oppose à la poursuite de l'érosion latérale. Une telle doline, qu'on

pourrait qualifier de sénile, cesse donc de s'approfondir tout en continuant de s'élargir et de se combler. Elle imprime donc au relief un aplanissement, à moins que le rétablissement de l'évacuation souterraine ne provoque l'apparition d'une nouvelle doline, emboîtée dans la première. Dans ce cadre restreint, c'est le début d'un nouveau cycle d'érosion.

6. Limites

Pourquoi les dolines jurassiennes ne dépassent-elles pas en moyenne quelques mètres de profondeur? Nous venons de voir que la cause du ralentissement, puis l'arrêt de l'érosion verticale, réside dans l'accumulation des résidus de dissolution. Dans le Jura, où ces matériaux sont extrêmement abondants du fait de l'impureté des calcaires et de la fréquence des niveaux marneux, il ne faut pas s'étonner que l'évolution des dolines en profondeur soit précocement interrompue. Du reste, les intercalations marneuses peuvent y contribuer directement par la perturbation qu'elles provoquent dans le réseau des diaclases. On peut constater, par exemple, que les dolines qui perforent les calcaires du Séquanien inférieur ne se prolongent pas dans les marno-calcaires argoviens sous-jacents, qui possèdent un réseau de diaclases autonome.

D'un karst à l'autre, il doit exister une relation entre le degré de pureté des calcaires et la profondeur moyenne des dolines.

En revanche, il n'y a aucune raison pour que l'érosion latérale s'interrompe et, théoriquement, la doline doit continuer à s'élargir indéfiniment. En réalité, son talus d'érosion une fois gazonné s'estompe et se détériore, si bien que la doline – sauf en cas de rajeunissement – se transforme peu à peu en une zone légèrement déprimée, irrégulière, remplie de sols résiduels, qui ne justifie plus son nom.

Remarque

Les dolines ont toujours été considérées, avec raison du reste, comme l'élément morphologique le plus caractéristique du relief karstique. Mais elles représentent surtout un phénomène d'érosion, probablement le plus efficace du modelé calcaire. En effet, elles seules sont capables de tarauder les bancs calcaires à leurs points faibles, puis, en s'agrandissant, de les démolir à partir de ces centres, par érosion latérale. On prétend souvent que les dolines sont subordonnées au relief; en réalité, ce sont elles qui le créent.

7. Cas particuliers

Les dolines d'effondrement, fréquemment citées dans la littérature, tiennent peu de place dans notre territoire. Il existe pourtant ici ou là, des chaînes de dépressions irrégulières, associées à des crevasses et à des ébauches de gouffres, qui doivent sans doute leur origine à l'effondrement du plafond d'une galerie. L'existence d'un mouvement de masse vertical y est indiqué par la position redressée des plaques de calcaire. Les plus beaux exemples de ces phénomènes se trouvent sur le versant NW du Colomby de Gex (Feuille de St-Claude 1 : 50 000e, coord. 882/154).

Les dolines de sous-écoulement ou entonnoirs d'ablation représentent un autre cas particulier. Ce sont des dépressions côniques, creusées dans les terrains meubles superficiels. Il en existe de beaux spécimens à l'entrée de certaines cluses desséchées, comme à l'E de l'Embossieux (F. de St-Claude, coord. 871/150), à l'amont des sources, plus rarement à l'aval des pertes. Ces dépressions, décrites par

THEOBALD (1957), sont le résultat de tassements locaux à l'aplomb de circulations souterraines, le plus souvent subhumiques. Lorsqu'il s'agit d'effondrements dans des conditions semblables, la doline prend l'aspect d'un regard sur le cours souterrain.

Les dolines des marno-calcaires sont très nombreuses dans les combes argoviennes, où elles forment souvent des files continues d'entonnoirs côniques d'une remarquable régularité. Leur existence prouve que les marno-calcaires de l'Argovien ne sont pas absolument étanches.⁶⁾ Dans la combe des Begnines, par exemple (Fig. 42), où ces dépressions pullulent, on peut voir un ruisseau disparaître au fond de l'une d'elles dans l'Argovien en place. Leur alignement s'explique par la présence de bancs calcaires intercalés, perméables en grand, ou de dislocations. Toutefois, ces propriétés semblent liées à la structure anticlinale, car dans la combe argovienne synclinale de Langenbruck (Dürstelbach, F. Hauenstein, coord. 626/245), je n'ai observé ni dolines, ni pertes.

Quoi qu'il en soit, le contenu de ces entonnoirs a dû être évacué par des infiltrations souterraines, comme dans les dolines calcaires. La régularité de leur forme s'explique par la nature même du terrain. Dans ces matériaux meubles, tout entraînement en profondeur provoque automatiquement la formation d'un entonnoir de succion en surface. Il ne s'agit pas, à proprement parler, d'un phénomène karstique, à part l'aménagement par dissolution des fissures profondes.

LES BASSINS FERMÉS

Comme on peut le constater sur les cartes de JACOT-GUILLARMOD (1909), le haut Jura est extrêmement riche en bassins fermés de toutes dimensions. Du point de vue génétique, on peut les classer en plusieurs catégories:

1. Les bassins fermés synclinaux ou poljés synclinaux occupent de vastes étendues faiblement déprimées. Les plus grands sont des aires synclinales crétaées, complexes, relevées tectoniquement ou topographiquement à leurs extrémités, et plus ou moins surcreusées par l'érosion. La plupart se subdivisent en bassins secondaires, coïncidant avec des replis tectoniques ou des dépressions marneuses fermées.

Les replis synclinaux jurassiques des chaînes engendrent aussi de petits bassins locaux fermés par l'exagération de la courbure synclinale ou par le creusement de quelques dolines. Ces cuvettes ont un caractère structural très prononcé comme le montre la Figure 26.

2. Les bassins fermés monoclinaux proviennent de l'accentuation locale d'une dépression marneuse comprise entre deux cuestas calcaires.

3. Les combes anticlinales fermées feront l'objet d'une description spéciale.

4. Les ouvalas que l'on retrouvera dans le paragraphe suivant.

5. Les combes karstiques, sortes de compromis entre bassins fermés et vallées sèches. On les étudiera dans la dernière partie de ce chapitre.

Dans la zone jurassienne étudiée, aucun bassin ne correspond à la définition rigoureuse du poljé adriatique, sauf peut-être une combe anticlinale particulièrement prononcée. Ce Creux du Croue sera présenté plus loin.

⁶⁾ A propos de l'étanchéité de l'Argovien, on consultera avec profit l'ouvrage de BURGER (1959, p. 137).