

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

Artikel: Phénomènes et formes du Karst jurassien
Autor: Aubert, Daniel
Kapitel: Facteurs et lois du relief karstique
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-163704>

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: 03.04.2025

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

5. Définitions, précisions

Dans le domaine calcaire, la corrosion donne au relief son accent et il est difficile de faire la part des actions secondaires, ruissellement sur les versants et dans les petites dépressions marneuses, gélivation, solifluxion et déflation éolienne des fines particules du sol.

La dissolution s'opère successivement à trois niveaux :

- dans la zone superficielle, c'est-à-dire dans le sol et au contact de la roche-mère;
- dans la zone des fissures, par l'infiltration de l'eau dans les diaclases, joints de stratification et plans de failles;
- dans la zone des conduites, une fois l'eau parvenue dans des cavités plus spacieuses.

C'est naturellement la zone superficielle qui importe à la morphologie, puisque c'est à ce niveau qu'est façonné le relief. Mais la dissolution dans la masse rocheuse compte aussi, car elle contribue à préparer l'action superficielle. En définitive, dans chaque unité topographique, l'essentiel est l'ablation superficielle, c'est-à-dire la quantité de calcaire éliminé par unité de surface. Cette ablation comprend trois opérations consécutives : la dissolution proprement dite, l'infiltration de la solution carbonatée, et enfin l'évacuation des résidus insolubles. Cette dernière, qu'on a tendance à négliger, a pourtant une grande importance, surtout lorsqu'il s'agit de calcaires impurs comme ceux du Jura.

Comme l'infiltration, l'évacuation des résidus solides se fait par voie souterraine, à l'exception des particules emportées par le vent ou entraînées par solifluxion. Dans le domaine jurassien, l'évacuation est déficitaire; l'excès résiduel contribue à la formation du sol. On a donc affaire à un karst qui tend à se couvrir, contrairement à ceux de certaines zones dinariques et alpines où la surface calcaire est constamment débarrassée des résidus de sa dissolution.

FACTEURS ET LOIS DU RELIEF KARSTIQUE

Accidenté, voire chaotique, le relief karstique est caractérisé par la présence de mamelons irréguliers, alternant avec des bassins fermés, des dolines ou des sillons, ou encore par des têtes de bancs séparées par de petites combes.

Le problème est de savoir ce qui, dans les zones déprimées, favorise la dissolution et ce qui la modère ailleurs, autrement dit, de connaître les facteurs de la corrosion.

1. Facteurs climatiques

Le climat jurassien est trop uniforme pour provoquer localement des variations appréciables de l'ablation. Tout au plus, les précipitations, supérieures en altitude, peuvent-elles favoriser l'ablation sur les hauteurs, comme le pense CORBEL (1956 et 1957a).

Quant à la température, on sait qu'elle intervient d'une façon très complexe dans le phénomène de dissolution, directement dans son mécanisme, mais aussi d'une manière détournée par son influence sur l'activité végétale et l'évapotranspiration.

Dans la région qui nous intéresse, des mesures (p. 349) ont montré que les eaux de sources estivales sont plus dures que celles provenant de la fusion des neiges hivernales (AUBERT, 1967). De son côté, CORBEL arrive à la conclusion que les climats froids sont les plus favorables à la dissolution totale.

L'influence de la neige est également controversée (BIROT, 1966) et tout aussi difficile à apprécier. La protection qu'elle exerce pendant plusieurs mois est-elle compensée par l'agressivité des eaux de fusion, particulièrement riches en CO_2 d'après certains auteurs (CORBEL, 1956)? Un seul fait est certain, c'est qu'elle contribue à accentuer le creusement des dépressions comme les dolines, dans lesquelles elle s'accumule en hiver.

La gélivation intervient aussi en faveur de la dissolution en augmentant la surface de contact de l'eau et de la roche. Actuellement, le gel n'agit que sur les surfaces restreintes des escarpements, des têtes de bancs et des dalles découvertes. Son action a été naturellement beaucoup plus efficace et plus étendue dans la période postglaciaire; c'est à cette époque que se sont constituées les importantes accumulations d'éboulis de versants, ainsi que les nappes de cailloux, aujourd'hui incorporées aux sols, que l'on observe ici ou là sur les calcaires.

2. Facteurs géologiques

a) Les diaclases

Les diaclases les plus importantes et les plus nombreuses sont liées à la tectonique, en ce sens que leur direction est transversale ou axiale par rapport à celle des plis, ou encore coïncide avec celle des réseaux de failles¹).

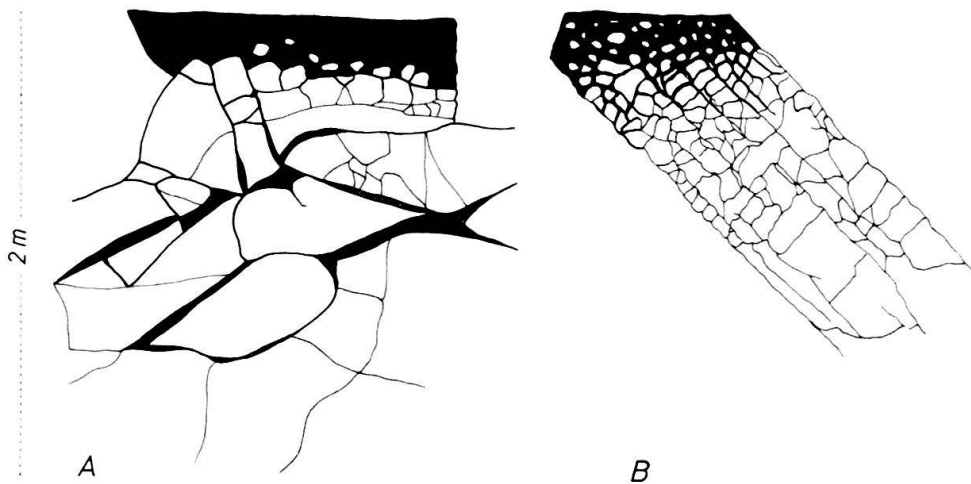


Fig. 1. Dislocation d'un banc calcaire due à l'élargissement des diaclases par dissolution. A. Face inférieure du banc. B. Tranche du banc. (F. Cossonay, 516/167,2).

L'observation révèle que les zones intensément diaclasées sont le plus souvent déprimées par des systèmes de dolines ou des sillons (Fig. 20). Il semble donc que la

¹) RENAULT (1967) attribue une grande importance, pour l'explication du relief souterrain, à l'élargissement préalable des diaclases par relaxation des contraintes hydrostatiques. Personnellement, je ne suis pas parvenu à distinguer ce phénomène des autres procédés d'élargissement.

présence de ces fissures favorise la dissolution, comme l'ont du reste signalé plusieurs auteurs (GEZE, 1965; BURGER, 1959). C'est ce que montre la Figure 1. On y voit que la dissolution élargit les fissures progressivement à partir de la surface, contribuant ainsi à disséquer, puis à disloquer les bancs calcaires en fragments de plus en plus petits.

Par les diaclases, les eaux agressives pénètrent donc dans les bancs et les corrodent par l'intérieur. La dissolution de fissures s'ajoute à la dissolution superficielle et participe aussi au façonnement du relief, et ainsi la surface de contact entre l'eau et le calcaire augmente.

En outre, ces fissures activent l'infiltration qui soustrait l'eau à l'influence de l'évapotranspiration; elles donnent aussi aux racines – dont l'activité érosive sera précisée plus loin – le moyen de pénétrer à l'intérieur de la roche.

La gélivation préalable signalée dans le paragraphe précédent, favorable elle aussi à la dissolution, a été également conditionnée par la présence d'un réseau de diaclases. On remarque du reste qu'elle a épargné les bancs compacts ou peu fissurés. Dans les sols, il est difficile de distinguer les cailloux isolés par l'activité dissolvante dans les fissures, des éléments détachés par le gel puis corrodés ultérieurement (Fig. 13).

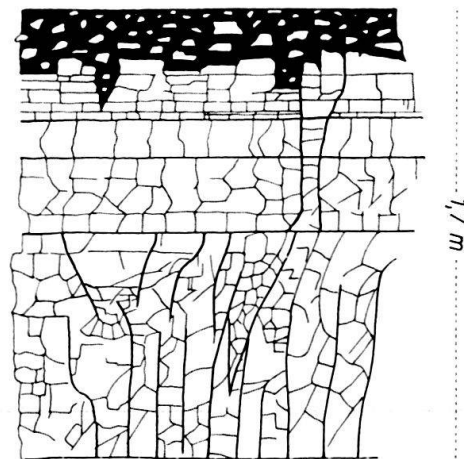


Fig. 2. *Roche fragmentée par des diaclases capillaires. Carrière au bord de la route du Marchairuz. (F. Marchairuz, 507,6/157,95).*

b) Diaclases capillaires

Seules, les diaclases d'une ouverture minimum sont susceptibles de se transformer en plans de corrosion pénétrante. Chez les autres, dites capillaires, dont l'ouverture est inférieure à 2–3 mm (LEHMANN, 1932), l'eau d'infiltration soumise à la rétention capillaire, et au surplus retenue par des bulles d'air prisonnières, se déplace trop lentement pour pouvoir exercer une action érosive. Au contraire, elle tend à les colmater de dépôts tuffeux, pulvérulents ou calcitiques. C'est ce que l'on peut vérifier sur les parois des crevasses et à la surface des dalles de lapiez. Les diaclases capillaires y dessinent un réseau polygonal de sillons étroits et peu profonds, preuve que la dissolution n'a pu y progresser en profondeur. Ailleurs, les veines de calcite qu'elles renferment sont en relief.

En revanche, si elles sont impropres à la dissolution, ces diaclases capillaires ont pu se prêter à l'action du gel antérieur à la formation de la couverture de sol, ainsi qu'à la pénétration des racines.

c) Cas extrêmes: Roches fragmentées

La Figure 2 montre un cas particulier dans lequel les bancs calcaires sont découpés par d'innombrables diaclases, capillaires pour la plupart, en fragments anguleux étroitement juxtaposés. Ce système est lié le plus souvent aux faciès subrécifaux à pâte blanche, ou stylolithiques. Il peut du reste, dans la même série, se modifier latéralement ou disparaître.

Les nombreuses diaclases donnent à la roche une porosité extrême permettant une infiltration immédiate, malgré leur étroitesse. En revanche, pour cette raison même, elles ne se prêtent pas à la corrosion de leur paroi. La dissolution reste donc superficielle et la roche, en dépit de sa fragmentation, se comporte comme une masse résistante à l'érosion chimique et reste en relief. En l'absence de sol, comme dans les tranchées artificielles, elle se délite rapidement par gélivation, sauf une variété cohérente dont les fragments sont soudés comme ceux d'une brèche. Dans les cluses, par exemple, leurs bancs forment des escarpements un peu ruiniformes, les parties les plus résistantes déterminant des encorbellements, les zones plus friables, des vires ou des sortes de niches que l'on considère à tort comme d'anciennes marmites fluviales.

d) Dissolution massive. (Fig. 3).

C'est l'autre extrême, c'est-à-dire le cas de bancs calcaires fracturés par des réseaux de diaclases ouvertes. L'érosion s'exerçant sur leurs faces est donc effective dans toute la masse rocheuse. Il en résulte une morphologie plus ou moins chaotique, déprimée par rapport aux régions voisines. On y observe un dédale de dépressions



Fig. 3. Relief chaotique caractéristique d'une dissolution massive. Crêt de la Neige. (F. Gex, 484/125).

coupées de dolines, séparant des buttes irrégulières, avec des blocailles désordonnées provenant de la dislocation des bancs. Cela rappelle une morphologie d'affaissement.

On l'observe, cela va de soi, dans les zones broyées, mais aussi le long des charnières anticlinales où les conditions requises sont réalisées. Une certaine convergence de formes existe du reste entre ce relief et celui des zones intensément défoncées par le gel préalable.

e) Erosion frontale et dorsale

Comme le montre la Figure 4, chaque banc calcaire est soumis simultanément à la dissolution sur ses deux faces; sur son toit, c'est l'érosion dorsale, sur sa tranche, l'érosion frontale. Or, l'observation révèle que ces deux modes d'attaque diffèrent tant par leur procédé que par leur efficacité.

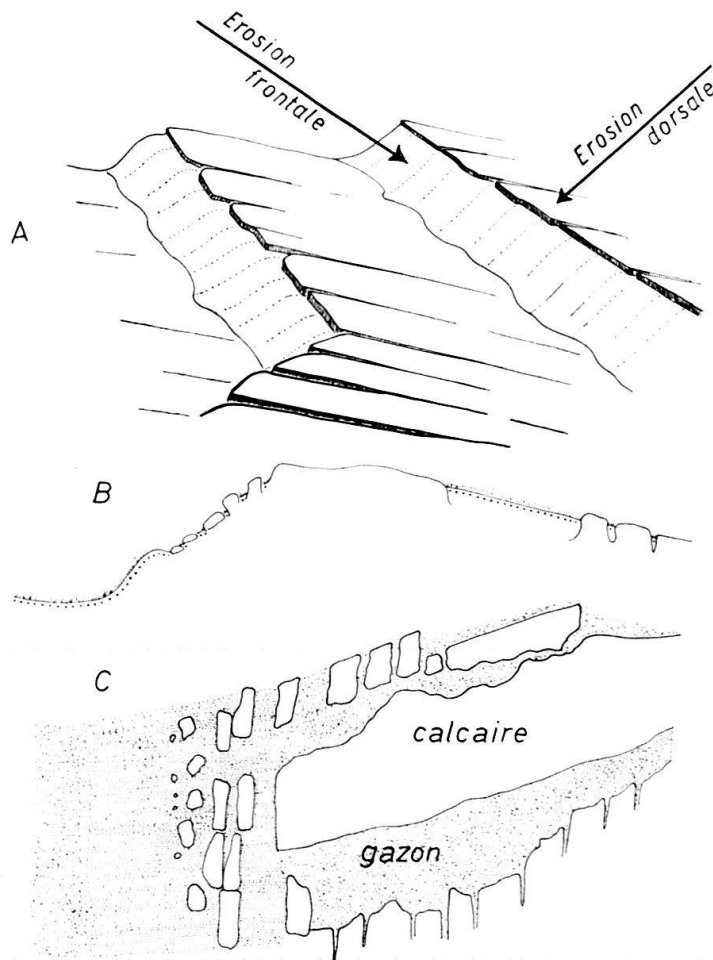


Fig. 4. *Erosion dorsale et frontale*. A. Vue générale. B. Coupe. C. Plan.: détails d'une tête de banc montrant la désagrégation de sa tranche et la lapiéization de sa face dorsale. La Perrausaz. (F. Le Sentier, 509,3/158,8).

L'érosion dorsale, agissant à la face supérieure du banc, contribue à l'amincir; elle se prolonge dans ses diaclases pour le disséquer, cas échéant, le disloquer. Son empreinte la plus fréquente est celle d'un lapiez plus ou moins délabré.

Dans l'érosion frontale, les diaclases ne jouent pas le même rôle. Elles provoquent la désagrégation de la tranche du banc, par tous les agents d'altération, gel, dissolution,

action des racines, infiltration, etc. Dans ce genre d'activité, les diaclases capillaires doivent jouer le même rôle que les autres. Les blocs ainsi déchaussés et entraînés par leur poids, se mélangent à de la terre et constituent une sorte de talus de déblais au pied de la tête de banc. C'est là que se poursuit et s'achève la dissolution du calcaire, dans des conditions plus favorables que celles de l'érosion dorsale, en raison de l'ameusement des fragments rocheux, de la perméabilité de ce sol et de son activité organique. La rapidité de la dissolution se mesure du reste à la raideur du talus et à l'absence, ou tout au moins la rareté, des blocs résiduels au toit du banc sous-jacent.

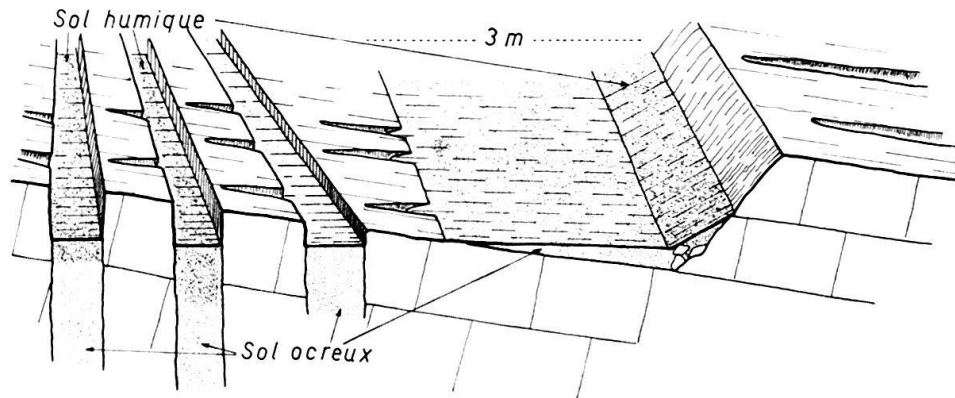


Fig. 5. Estimation de l'érosion frontale. Le recul du banc supérieur équivaut à peu près à la largeur de la zone non lapiézée du banc inférieur. Sèche de Gimel. (F. Marchairuz, 506,8/156,6).

L'érosion dorsale use, tandis que l'érosion frontale taille. Il en résulte deux conséquences morphologiques. La première est l'existence de têtes de bancs saillantes, entretenues par le ravalage de leur tranche. Plus la différence est grande entre les deux modes d'érosion, plus leur relief est accusé. La seconde en est le corollaire morphogénétique; les strates calcaires ne sont pas nivelées; elles reculent, repoussées par l'érosion frontale de leur tranche, et se comportent à l'échelle géochronologique comme des sortes de vagues rocheuses successives.

Nous verrons par la suite que cette érosion karstique régressive permet d'expliquer la plupart des formes du relief jurassien.

Reste à savoir si elle se poursuit une fois le calcaire complètement recouvert de sol comme c'est le cas dans une grande partie de la chaîne. Je n'ai pas eu malheureusement la possibilité de le vérifier dans aucune coupe artificielle ou naturelle. Mais on peut admettre que l'érosion frontale continue dans ces conditions, bien qu'elle ne bénéficie plus de la gélivation, car les autres phénomènes de désagrégation ne sont pas interrompus par la présence d'une couverture de terre; l'action mécanique des racines doit même augmenter dans une forte proportion.

Dans les zones où la succession des bancs est la plus régulière, les crevasses et rigoles de dissolution de chaque dalle lapiézée s'interrompent à une certaine distance de la base du banc surincombant (Fig. 5). L'espace intermédiaire a l'aspect d'une bande de 2,5 à 3 m de large en moyenne, occupée par un sol ocre, très acide (cf. p. 343), que

l'on peut considérer comme un résidu de dissolution, surmonté par endroits de blocs également résiduels. On peut admettre semble-t-il que cet espace, qui sépare l'érosion frontale d'une strate calcaire de l'érosion dorsale de la précédente, correspond au recul de la tête du banc supérieur depuis le début du façonnement actuel du relief, c'est-à-dire à partir de la disparition du dernier glacier. Cela équivaudrait en une année à une valeur approximative de 0,25 à 0,3 mm, alors que celle de l'ablation superficielle, qui sera déterminée plus loin, n'est que de 0,05 mm. L'érosion frontale serait donc 5 à 6 fois plus forte que l'érosion moyenne. Mais il va de soi que ces résultats numériques n'ont qu'une signification indicative.

f) Joints de stratification

Les joints portent toujours des traces de corrosion sauf ceux des calcaires feuilletés et en cas de glissement banc sur banc. Ils jouent donc un rôle non négligeable dans l'infiltration, surtout lorsque le pendage est très prononcé. Cette fonction de drainage n'est même pas interrompue par les dépôts résiduels qui les encrassent souvent, ainsi que le montrent les suintements que l'on observe au bas des escarpements.

Dans les séries fortement inclinées, les joints s'évasent en surface pour former d'étroites crevasses de lapiez; mais dans la masse du calcaire, ils contribuent peu à la désagrégation des bancs. Il ne faut pas s'en étonner puisque leur élargissement ressortit à l'érosion dorsale dont on sait la médiocre efficacité, surtout lorsqu'elle n'est pas facilitée par la gélivation. En résumé, les joints de stratification constituent d'excellents plans de drainage, mais de médiocres surfaces de corrosion.

g) Failles

Les plans de failles ou de décrochements peuvent se comporter comme des diaclases continues et pénétrantes. Dans ce cas, leurs miroirs sont profondément dégradés. D'autre fois, à la suite de fortes compressions, ces plans se révèlent imperméables et leurs miroirs restent intacts. Leurs effets sur le relief varient aussi d'un cas à l'autre. Parfois ces accidents déterminent des dépressions défoncées par l'érosion massive, jalonnées de dolines et de gouffres. Ailleurs au contraire, leur présence n'est trahie que par des accidents morphologiques insignifiants, ou encore, lorsque leurs lèvres ont acquis la résistance des roches fragmentées cohérentes, par des lèvres en relief.

h) Epaisseur des bancs (Fig. 6)

Toute coupe fraîche montre que la maille du réseau de diaclases est grosso modo proportionnelle à l'épaisseur des bancs. C'est pourquoi, bancs épais et couches minces, quoique soumis à la même agression chimique, se comportent différemment.

Chez les premiers, l'érosion dorsale imprime une morphologie de lapiez et l'érosion frontale produit de gros blocs peu propices à une dissolution rapide. Ce sont donc des niveaux résistants. Les bancs minces, au contraire, se désagrègent en menus fragments plus sensibles à l'action corrosive. Ils ont donc les qualités de niveaux peu résistants et prennent dans la morphologie l'aspect de zones caillouteuses entre les têtes saillantes des bancs épais.

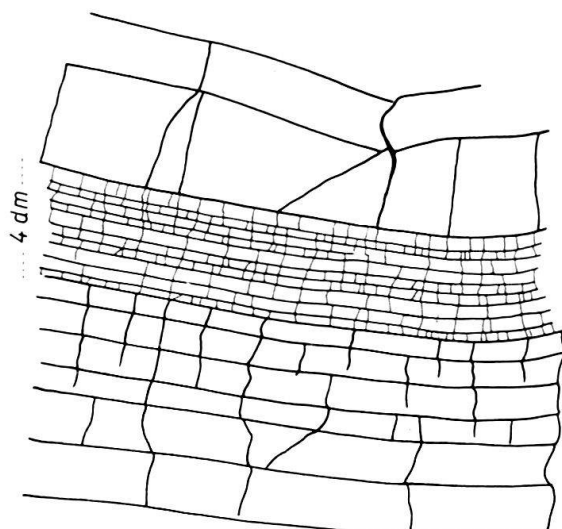


Fig. 6. Influence de l'épaisseur des bancs sur le réseau des diaclases. Chemin de la Robellaz. (F. Ste-Croix, 530,5/191,05).

i) Niveaux marneux

Les nombreuses intercalations marneuses de la série calcaire jurassique conditionnent le relief, à la fois par l'influence de leurs diaclases et par celle de leurs résidus de dissolution.

Sur les Figures 7 et 8, il apparaît nettement que les diaclases des calcaires se modifient dans les niveaux calcaréo-marneux ou marneux. Certaines s'interrompent; les plus importantes se rétrécissent, s'égarent ou se ramifient dans la couche moins rigide,

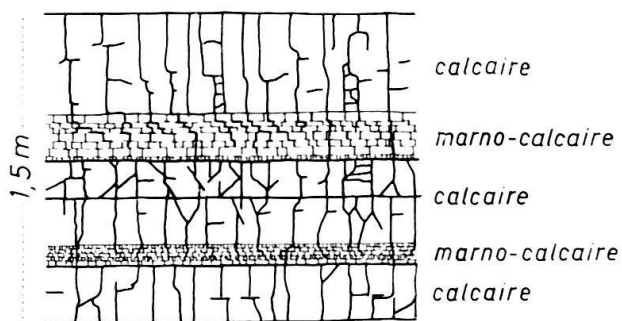


Fig. 7. Influence des niveaux marneux sur le réseau des diaclases. La Chenaillette, Colomby de Gex. (F. Gex, 489,3/132, 6).

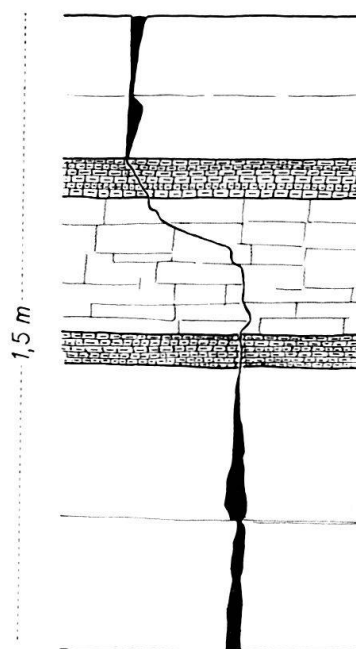


Fig. 8. Influence de deux niveaux marneux sur une diaclase béante. (Largeur maximum 10 cm). Chalet de Bévy, Colomby de Gex. (F. Gex, 489/130,5).

en la fragmentant en d'innombrables petits parallélépipèdes. On a pu constater ailleurs que les fissures du toit s'élargissent parfois au contact du marno-calcaire²⁾ et que leur réseau est plus dense que celui du mur, comme si la présence d'une intercalation plus plastique atténuait la fissuration de la couche sous-jacente. Dans cette dernière, en plus, les diaclases capillaires sont souvent colmatées, mais seulement dans la partie adjacente à l'horizon marneux.

Les étroites fissures des calcaires marneux n'ont qu'une faible perméabilité, réduite encore par le gonflement de leurs parois lors de l'infiltration (BURGER, 1959; VERDEIL, 1961). Aussi l'érosion dorsale est-elle peu pénétrante en dépit de la friabilité de la roche. Seule la partie superficielle est altérée par dissolution et fait place à une couche de résidus argileux, qui contribuent encore à ralentir l'infiltration et, par conséquent, l'altération de la partie la plus profonde. Toutefois, sur les surfaces lessivées par le ruissellement, l'érosion dorsale peut se poursuivre; elle est donc très irrégulière puisqu'elle dépend en définitive des possibilités de ruissellement, c'est-à-dire de la pente.

En revanche, l'érosion frontale, favorisée par la densité du réseau des diaclases est très active. Mais elle respecte souvent la partie la plus profonde de l'horizon marneux, protégée par les résidus de la partie supérieure, ainsi que le mur calcaire, dont les diaclases sont relativement peu nombreuses et au surplus colmatées, comme on vient de le voir. En raison de l'efficacité de son érosion frontale, un banc marneux recule beaucoup plus rapidement que les calcaires encaissants. Aussi son talus d'érosion frontale ne tarde-t-il pas à rejoindre celui de son toit calcaire, dont il contribue à affaiblir la base et à accélérer le recul (Fig. 9).

En d'autres termes, un niveau marneux favorise l'ablation de son toit et retarde celle de son mur.

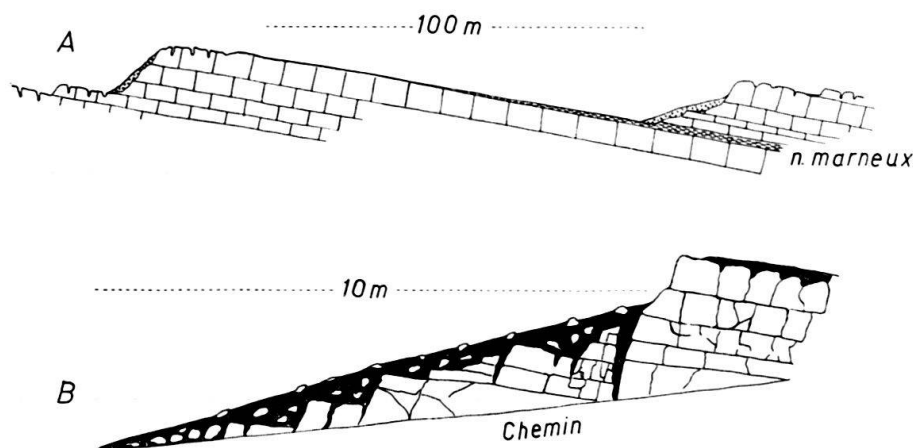


Fig. 9. A. Surface de dégagement due à la présence d'un niveau marneux. B. Profil de la tête de banc de droite, relevé dans la coupe d'un chemin. Grande Landoz. (F. Le Sentier, 504,1/164,5).

Conséquences morphologiques

Dans les structures monoclinales modérément inclinées, la présence d'intercalations marneuses accentue la morphologie «en escaliers» par l'élargissement et l'approfon-

²⁾ C'est ce qui pourrait expliquer l'existence à ce contact, de nombreuses conduites de dissolution, signalées par les spéléologues (AUDETAT et GUIGNARD, 1958).

dissement des petites dépressions séparant les têtes de bancs, dont la vigueur est ainsi renforcée. Cela correspond à peu près aux versants à corniches de BIROT (1966).

Lorsque le pendage est très faible, les horizons marneux déterminent de larges plates-formes gazonnées, sans cailloux, délimitées par des ressauts calcaires (Fig. 9). Dans les paragraphes suivants, nous verrons leur influence sur l'évolution des formes karstiques, dolines, etc.

j) Pendage des couches

Dans les zones exclusivement calcaires, les grands traits du relief sont déterminés par la structure, en ce sens que les monts correspondent aux anticlinaux, les vallons aux synclinaux, et que les versants sont conformes aux pendages. Indépendamment de ces faits généraux et à une autre échelle, d'autres caractères morphologiques sont liés aux changements d'inclinaison des couches. Il s'agit donc d'un facteur du relief au même titre que les précédents.

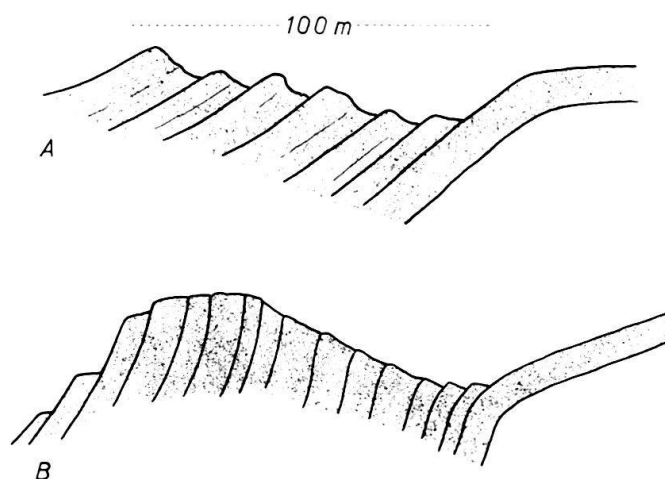


Fig. 10. *Influence du pendage sur le relief.* Hauteurs fortement exagérées. A. Chemin des Chaumilles. (F. Le Sentier, 509,7/160,1). B. Pré de Mollens. (Id., 514,15/160,15).

Considérons le cas le plus simple, celui d'une flexure.

Sur la Figure 10 A, on constate que la pente topographique n'épouse pas celle des bancs, mais qu'elle tend au contraire à se redresser. Sur la Figure 10 B, celle d'une flexure plus accentuée, le redressement au point d'inflexion structurale est également plus prononcé. Dans les deux cas, l'ablation est moins efficace dès que le pendage dépasse 25 à 30°, ce qui revient à dire que les bancs sont plus résistants lorsqu'ils sont redressés qu'en position plus proche de l'horizontale. C'est ce que démontre aussi la Figure 11.

Dans les deux profils de la Figure 10, le retard de l'érosion correspond évidemment à un rapprochement des têtes de bancs dans la zone où le pendage augmente, par conséquent, à une réduction de l'érosion frontale. En d'autres termes, les bancs ralentissant leur mouvement de recul, se rapprochent les uns des autres. Quelles en sont les causes? Avec l'augmentation du pendage, l'infiltration par les joints devient prépondérante et l'on sait que son action corrosive est faible. En outre, l'eau qui

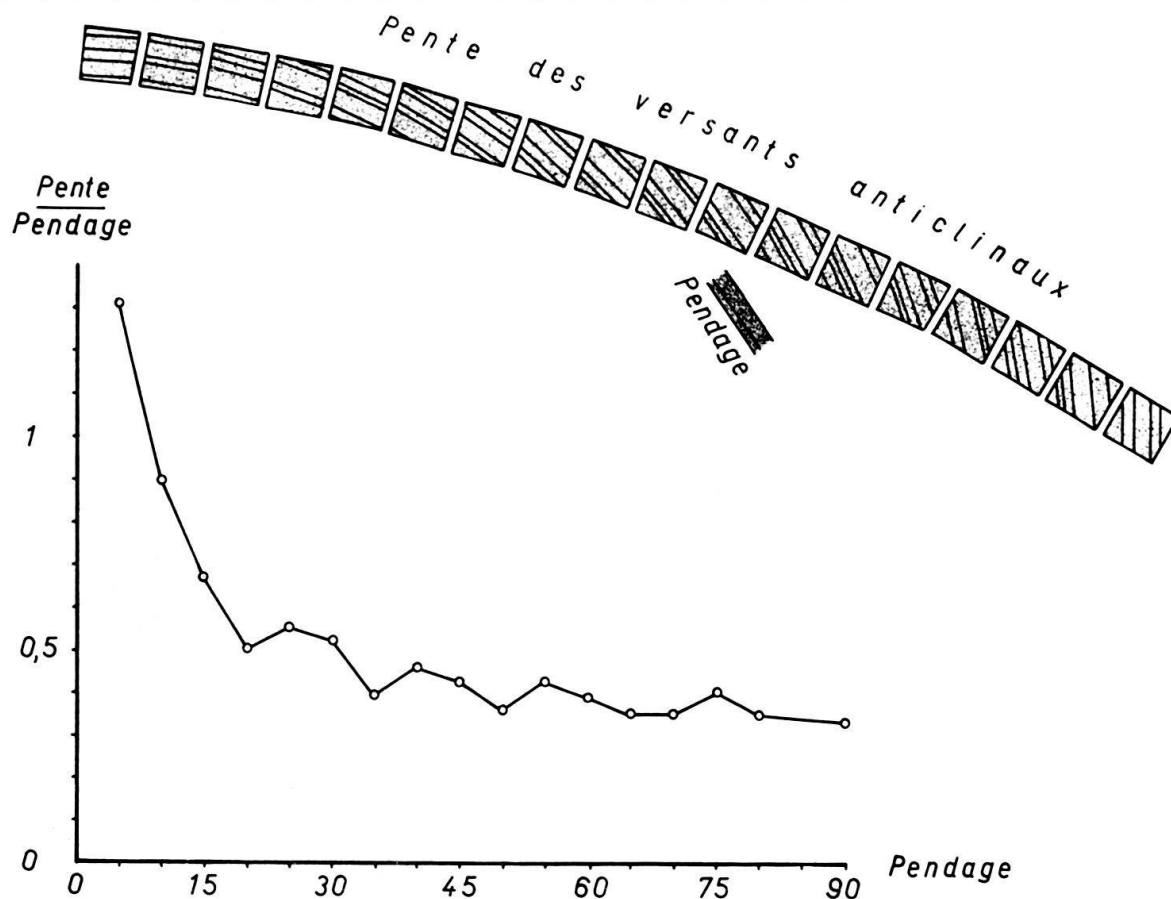


Fig. 11. Relation entre pente topographique et pendage tectonique, sur les flancs kimeridgiens et portlandiens des grands anticlinaux du Jura neuchâtelois et vaudois (221 mesures).

s'infiltrer verticalement dans les fissures, n'a plus la possibilité de suinter à la tête des bancs et de contribuer à leur désagrégation. Mais surtout, les cailloux déchaussés restent en place; la dislocation des bancs calcaires ne se produit plus guère et, de ce fait, la surface de contact de l'eau et de la roche est réduite.

Autrement dit, à partir d'une certaine inclinaison, l'érosion frontale perd ses avantages et ne se différencie plus de l'érosion dorsale. Dans l'ensemble, l'action érosive se réduit et devient uniforme.

Conséquences morphologiques

Les séries calcaires fortement inclinées ont les caractères d'éléments résistants et homogènes. Dans l'évolution morphologique d'une région plissée ou faillée, elles constituent des sortes de barres saillantes. Nous les retrouverons à propos des formes anticlinales.

Les versants supérieurs des hautes chaînes jurassiennes ont généralement l'aspect de grands glacis continus, sans têtes de bancs apparentes, ni paliers. Ce caractère peut être attribué à la forte inclinaison des couches, qui détermine une dissolution à peu près uniforme et une stagnation de la blocaille.

Dans une flexure très prononcée comme celle de la Figure 10 B, la surface topographique finit par retrouver l'inclinaison structurale, grâce à un ressaut. Celui-ci n'a

pas été façonné par la dissolution, mais par le gel et la gravité qui l'emportent lorsque l'inclinaison devient excessive.

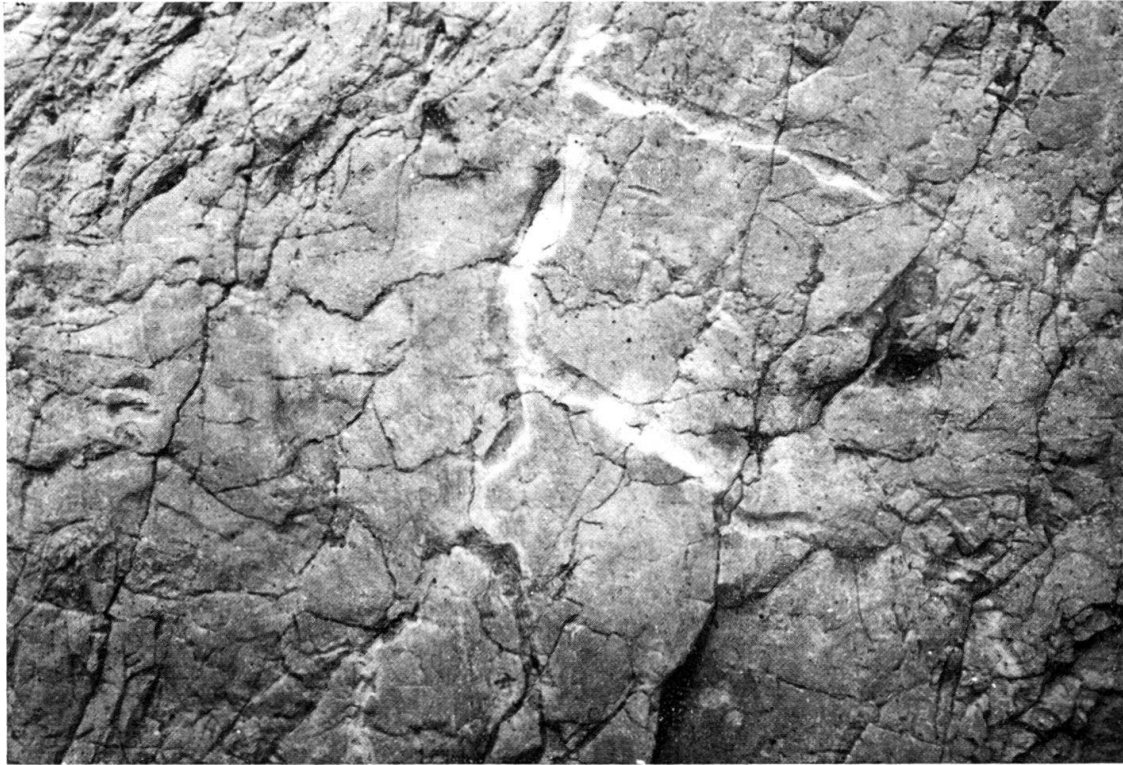


Fig. 12. *Empreinte d'une racine sur une dalle fortement inclinée.* Largeur maximum du sillon: 15 mm. Profondeur: 2-3 mm. Roche à la Chèvre (ce nom ne figure pas sur la carte). (F. Marchairuz, 507,6/154,6). Photo D. Aubert.

3. Facteurs biologiques

Les auteurs s'accordent pour attribuer une grande importance à ce que BIROT appelle l'agressivité directe de la végétation, qui comprend l'action mécanique des racines et la corrosion exercée par les organismes en contact avec le calcaire, à l'exclusion du CO₂ respiratoire (BIROT, 1966, 1959; BACH, 1950; CARO, 1965; SMYK et DRZAL, 1964).

Le rôle mécanique des racines paraît être fondamental dans le phénomène de désagrégation de la roche-mère. Partout où l'observation est possible, on constate qu'elles pénètrent dans les moindres fissures du calcaire et y constituent de véritables feutrages. En s'épaississant, elles élargissent les joints, contribuent à la dislocation des bancs rocheux et facilitent ainsi le phénomène de dissolution. Cette action mécanique apparaît d'une manière impressionnante, lorsqu'en se renversant, un arbre arrache d'un seul coup la masse de calcaire enserrée dans ses racines.

Celles-ci exercent aussi une érosion chimique, en créant autour d'elles un manchon acide et agressif (BIROT, 1959). On peut le constater sur la Figure 12, qui représente une surface rocheuse polie par le glacier, à la surface de laquelle des racines ont marqué leur empreinte.

Les lichens scoriacés qui prolifèrent sur tous les affleurements calcaires, corrodent leur substratum rocheux et y impriment de minuscules alvéoles de dissolution. Leur support présente une mince couche d'altération, d'apparence crayeuse ou pigmentée. L'eau d'imbibition de deux touffes de lichens, prélevée pendant une averse, avait une concentration de 117,5 et 170 mg par litre.

Les surfaces calcaires constamment humides, en particulier celles des crevasses de lapiez, sont recouvertes d'algues vertes incrustées dans la masse minérale. Elles y créent une micromorphologie caractérisée par d'innombrables pores et de fines crevasses.

Les touffes de mousse logées dans les dépressions et le long des joints doivent se comporter comme des applications humides et corrosives.

Leur eau d'imbibition prélevée à trois reprises dans les mêmes conditions que ci-dessus, renfermait 115, 150 et 170 mg de CaCO_3 par litre.

Je n'ai pu faire aucune observation sur les bactéries du sol, susceptibles d'attaquer le calcaire (CARO, 1965; SMYK et DRZAL, 1964). En revanche, en vidant de son contenu une crevasse de lapiez (cf. p. 360), j'ai été surpris de découvrir des feutrages fongiques qui s'étendaient entre le sol humique et la roche et se prolongeaient dans les moindres fissures de celle-ci. Leur activité corrosive semble évidente. C'est vraisemblablement à elle qu'il faut attribuer le façonnement d'un bloc relié à la paroi d'une crevasse par un pédoncule calcaire, étranglé lui-même par un réseau mycélien.

4. Facteurs orographiques

Plusieurs géomorphologues jurassiens sont d'avis que l'activité karstique des hauts plateaux a été conditionnée par leur soulèvement (CHABOT, 1927; SCHWAB, 1939). Cela revient à dire que l'intensité de la dissolution est déterminée par le niveau de base hydrographique, en l'espèce celui des sources vaclusiennes ou des cours d'eau les plus proches. C'est ce que dit presque textuellement BELL (1931, p. 96) tandis que DUBOIS (1959, p. 542), affirme que le développement des dolines des cols est favorisé par l'appel au vide suscité par les versants. Ne s'agit-il pas d'une transposition au relief karstique des lois du modelé fluvial?

Pour ma part, je n'ai rien observé de pareil, sauf peut-être aux abords immédiats des grands cirques d'érosion, où l'approfondissement des dolines semble activé par la proximité d'une importante déclivité rocheuse verticale. Cette exception mise à part, on ne remarque aucune différenciation morphologique attribuable à l'altitude par rapport au niveau de base. Il est vrai que les formes karstiques des hauteurs sont généralement plus accentuées que celles des régions basses; mais c'est qu'elles coïncident le plus souvent avec des charnières anticlinales intensément diaclasées, tandis que les autres sont localisées dans les synclinaux où la fissuration est moindre.

L'ablation des surfaces calcaires dépend de facteurs superficiels, fissuration, caractères lithologiques, nature et épaisseur des sols, etc. On ne voit pas comment elle pourrait être influencée à courte échéance par l'écoulement profond aboutissant aux résurgences. GEZE (1965, p. 35) le dit du reste en ces termes: «... l'évolution souterraine ne retentit pas nécessairement sur l'aspect topographique extérieur, avant de très nombreux millions d'années».