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

Artikel: Phénomènes et formes du Karst jurassien
Autor: Aubert, Daniel
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: 02.10.2025

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 62/2	Pages 325–399	Avec 44 figures dans le texte et 4 tables	Bâle, Dec. 1969

551.448 (494.431)

Phénomènes et formes du Karst jurassien

par DANIEL AUBERT (Lausanne et Neuchâtel).

ABSTRACT

The aim of this work is the study of Jurassic karst, more precisely, that of its evolution and its laws.

Chemical corrosion is aided by the joints; therefore, in the fissured areas, particularly on the anticlinal bends and where it cuts dolina and closed basins, it is the most active. On the other hand, the regulating influence of the soil contributes to reduction or even interruption where the soil thickens and fills with impermeable residue. This prevents the karstic depressions from deepening indefinitely.

Stimulated by the joints, stabilized by the soil, limestone erosion tends more to level than to accentuate the relief; thus the bevelling of the anticlines, characteristic of Jurassic morphology, can be explained without applying the traditional theory of tertiary peneplaning.

Superficial erosion by dissolution is approximately 0,05 mm each year, a relatively small amount, but not negligible on the geochronological scale. It is for this reason that the surfaces are not "immunized by the karst" but suffer appreciable erosion in the sense of always more pronounced levelling.

GÉNÉRALITÉS

1. Introduction

La dernière phrase de ma «Monographie de la vallée de Joux» (AUBERT, 1943) dit en substance que le relief du Jura vaudois semble résulter d'une érosion karstique de longue durée, bien que ses formes soient peu évoluées. Cette remarque a été le point de départ de ce travail.

Depuis BRÜCKNER (1902) et MACHACEK (1905), de nombreuses théories morphogénétiques jurassiennes ont été énoncées. Presque toutes présentent une unité remarquable, en ce sens qu'elles font intervenir un ou plusieurs cycles d'érosion préalables qui auraient nivelé plus ou moins le relief jurassien au cours de l'ère tertiaire. A la suite de quoi, cette «pénéplaine» aurait été déformée ou soulevée par un dernier sursaut orogénique. En revanche, les points de vue diffèrent considérablement sur l'âge et la nature de ces événements. Cette conception n'est guère mise en doute, même pas en discussion, la plupart des auteurs se bornant à en rechercher la confirmation, plutôt que de la confronter avec les faits.

En dépit de cette quasi unanimité, elle ne me paraît pas suffisante ou, plus exactement, pas nécessaire, pour des raisons qui apparaîtront par la suite. Peut-être est-ce parce que mes recherches initiales m'ont confiné dans une région où l'image d'une pénéplaine s'impose moins qu'ailleurs. Quoi qu'il en soit, j'estime que le problème mérite d'être repris sur des bases nouvelles. Auparavant, il s'agit de connaître le karst

Adresse de l'auteur: 5, Chemin des Grands Champs, 1033 Cheseaux.

jurassien actuel – le karst superficiel bien entendu, à l'exclusion du souterrain – et de tenter d'en établir les lois. C'est l'objet de la présente étude. Puis un travail ultérieur, basé sur les résultats du premier, tentera de mettre sur pied une théorie personnelle de la morphogénèse jurassienne.

Le karst jurassien n'a jamais été étudié systématiquement; en revanche, la littérature abonde en descriptions locales dont la plupart seront signalées en cours de route et figurent dans la liste bibliographique.

2. Méthodes

Deux méthodes s'offraient à moi: ou bien envisager l'ensemble de la chaîne, avec ce que cela suppose de dispersion, ou concentrer mes efforts sur un territoire restreint, y faire des observations précises, tenter d'y établir des lois, puis les vérifier ailleurs. C'est cette voie que j'ai choisie. La plupart de mes observations ont eu pour point de départ la vallée de Joux (Jura vaudois) dont la géologie m'est familière, et la zone circumvoisine vaudoise, neuchâteloise et française.

A l'usage, cette région restreinte s'est révélée particulièrement favorable à ce genre d'études, car c'est justement celle qui a été occupée par d'importants glaciers jurassiens, dont l'action érosive a débarrassé les calcaires des sols qui les dissimulent encore dans les autres territoires, rendant ainsi possible l'observation de la morphologie des calcaires (AUBERT, 1965). Sans le secours glaciaire, cette étude n'eût pas été possible.

De toute façon, elle n'a pas été aisée; il est difficile en effet de tirer de l'observation de formes apparemment immuables, des éléments permettant de comprendre leur évolution, ou, si l'on préfère, de saisir l'importance de phénomènes imperceptibles et diffus agissant en permanence sur de grandes étendues. On en est réduit à utiliser les données de la morphologie pour établir les lois du relief, qui serviront en retour à expliquer la morphologie. Pour échapper à ce que ce raisonnement pourrait avoir de vicieux, il faut s'astreindre à multiplier les observations, soumettre chaque explication à d'innombrables contrôles de terrain et acquérir une connaissance approfondie des conditions géologiques locales.

Quelques schémas mis à part, les figures qui illustrent ce travail représentent des cas réels, choisis évidemment parmi les plus significatifs et un peu simplifiés pour les rendre plus expressifs. Elles ont donc une valeur documentaire.

Les localisations topographiques se réfèrent à la carte nationale de la Suisse au 1 : 25 000 et lorsqu'on le précise, à la carte de France au 20 000e ou au 50 000e, ainsi qu'aux cartes géologiques correspondantes.

Enfin, je tiens à remercier ici M. Jean-Paul GUIGNARD, technicien-horloger et naturaliste, de la vallée de Joux, qui m'a secondé à maintes reprises avec l'efficacité que lui confèrent sa parfaite connaissance du Jura et sa passion des sciences naturelles.

3. Conditions générales du modelé jurassien

Le relief est déterminé par un certain nombre de facteurs généraux, qu'il faut définir brièvement avant d'envisager ceux qui concernent plus particulièrement le modelé karstique.

a) Stratigraphie

La stratigraphie du Jura central est caractérisée par les séries calcaires du Dogger, du Malm et du Crétacé, entre lesquelles s'intercalent des niveaux marneux de moindre épaisseur. Dans la région envisagée, le Dogger n'affleure qu'au cœur de quelques anticlinaux profondément échancrés par l'érosion, tandis que le Crétacé se trouve confiné au fond des synclinaux de la haute chaîne. En revanche, les calcaires clairs du Malm occupent de vastes territoires; ce sont eux qui constituent la carapace de tous les anticlinaux et des principaux plateaux, ainsi que les escarpements et les versants rocheux des canyons et des cluses. Par la force des choses, notre étude se limite donc au karst du Jurassique supérieur. Celui-ci comprend les étages Séquanien, Kimeridgien et Portlandien de la stratigraphie traditionnelle, auxquels vient s'ajouter dans la partie française, le Rauracien. Dans la zone interne, cette série repose sur les marno-calcaires de l'Argovien et dans la région externe, sur les marnes oxfordiennes. Son toit est formé du Purbeckien qui la sépare du Crétacé inférieur.

Epaisse de près de 400 mètres, elle est fréquemment interrompue par des intercalations marneuses. Les plus importantes – marnes séquaniennes, marnes du Banné, marnes à Exogyra virgula – occupent une position stratigraphique déterminée; les autres sont de minces niveaux, voire de simples délits. A l'exception des faciès zoogènes, les bancs calcaires renferment en outre des quantités relativement importantes de minéraux argileux, et, au sommet, de dolomie.

Dans le territoire occupé jadis par la calotte glaciaire, le calcaire est souvent recouvert de moraine locale, composée d'éléments calcaires de toutes dimensions, emballés dans une matrice de consistance argileuse ou sableuse.

b) Tectonique

Dans les grandes lignes, la haute chaîne jurassienne se compose d'un faisceau d'anticlinaux et de synclinaux, d'amplitude décroissante de l'intérieur vers l'extérieur. Toutefois, ce style classique dissimule, selon toute vraisemblance, une structure disharmonique imprévisible, comme on a pu le constater au Risoux. Dans cet anticlinal d'aspect particulièrement tranquille, un sondage a révélé en effet, à 1300 m de profondeur, l'existence d'un important plan de charriage (WINNOCK, 1961). Mais de telles dislocations de la couverture ne paraissent pas influencer le relief.

De distance en distance, le cortège des plis est perturbé par des décrochements qui le traversent de part en part, accompagnés de leur réseau d'accidents secondaires. Ces dislocations sont bien marquées dans la topographie. Du côté externe, les plis en s'atténuant, passent graduellement aux plateaux, vastes compartiments subtabulaires, articulés les uns aux autres par d'étroits faisceaux de failles et de plis.

Il faut se souvenir que déformations tectoniques et façonnement du relief sont des phénomènes simultanés et non successifs, comme on les représente généralement dans les schémas. On en tiendra compte, dans la mesure du possible, dans l'étude morphogénétique ultérieure. Dans celle-ci, qui concerne essentiellement les phénomènes actuels, on peut admettre sans inconvénient la conception classique des bâtis structuraux donnés, attaqués par l'érosion.

c) Climat

La fâcheuse réputation du climat jurassien est justifiée! Dans les hautes vallées, à 1000 m d'altitude, les précipitations dépassent 1500 mm en moyenne par an, dont 30% environ, sous forme de neige, et se répartissent à peu près uniformément durant les 12 mois. Elles augmentent encore avec l'altitude. Au Chasseron, à 1600 m, on peut les estimer à 1700 mm, en tenant compte de l'effet de chasse-neige (communication du Service météorologique fédéral). Elles varient aussi dans le même sens vers l'Ouest. A Champagnole, 514 m, elles s'élèvent à 1534 mm (PARDÉ, 1931).

Le nombre des jours à précipitations approche de 180, dont le tiers de jours neigeux.

La température moyenne annuelle est d'environ 5°C dans les vallées de la haute chaîne, 2,7°C au Chasseron. A Sainte-Croix, 1090 m, le mois le plus froid est janvier avec une moyenne de –1,7°C, et juillet le plus chaud avec 14,1°C. Au Chasseron, les valeurs respectives sont –3,8°C et 10,3°C. Il faut signaler encore les froids extrêmes des bassins fermés. A la Brévine, les températures inférieures à –30°C ne sont pas exceptionnelles.

Uniformément humide et tempéré froid, le climat jurassien favorise l'écoulement au détriment de l'évaporation. Dans le bassin de l'Areuse, en effet, le coéfficient d'écoulement calculé par BURGER (1959), s'élève à 71%. Ce climat semble propice à la dissolution. Selon CORBEL (1964), il existe un paroxysme karstique pour des températures moyennes voisines de 0°C, dans le cadre d'un climat océanique. Les conditions jurassiennes ne sont pas très éloignées de cet optimum.

d) Hydrographie

Sur les aires calcaires, l'infiltration est immédiate, sauf dans les bassins fermés où elle peut être différée par le colmatage morainique ou résiduel. Des nappes phréatiques se constituent dans ces terrains meubles, des ruisseaux y prennent naissance, l'eau s'accumule dans des tourbières ou dans des lacs et finit toujours par disparaître dans des pertes. La circulation souterraine alimente de nombreuses sources vauclusiennes dispersées au pied interne de la chaîne, dans les synclinaux ou encore dans les profondes reculées des plateaux.

Les principaux vallons synclinaux sont parcourus par des rivières alimentées le plus souvent par des sources vauclusiennes, auxquelles viennent s'ajouter les ruisseaux de drainage des combes argoviennes et autres terrains imperméables.

Dans la haute chaîne, ce réseau hydrographique superficiel est subordonné à la structure en ce sens que les cours d'eau suivent fidèlement les synclinaux et que les cluses correspondent aux ensellements ou autres accidents tectoniques des anticlinaux. Pour la Birse, le Doubs et l'Ain, qui se dirigent vers l'extérieur de la chaîne, cette relation est moins stricte.

e) Paléoclimats

Le relief jurassien est évidemment polygénique mais il est bien difficile de préciser dans quelle mesure, autrement dit de faire la part des modelés anciens dans le relief actuel. Ce problème prendra toute sa valeur dans le travail ultérieur de morphogénèse.

La présence de galets quartzitiques altérés, disséminés sur de grandes étendues du Jura français, démontre l'existence d'une ancienne activité fluviale dans des régions aujourd'hui essentiellement karstiques. Ces cours d'eau d'âge mal déterminé ont-ils creusé des vallées? Sont-ils parvenus à pénéplainer l'aire jurassienne comme l'admettent beaucoup d'auteurs? Que reste-t-il dans la morphologie actuelle de ces anciennes surfaces d'érosion? Contrairement à DUBOIS (1959), qui croit pouvoir les identifier et les dater, je préfère avouer mon ignorance en l'absence de tout élément matériel déterminant et sachant combien est arbitraire l'interprétation des formes du terrain.

Toutefois, un événement paléogéographique a laissé dans le relief des traces indiscutables; ce sont les glaciers, notamment la calotte jurassienne, ainsi que je l'ai exposé dans une étude récente (AUBERT, 1965).

f) Pédologie

Témoins matériels des phénomènes d'altération, les sols devraient nous permettre d'en comprendre le processus. Malheureusement, leur étude chimique, en fonction de celle de la roche-mère, reste encore à faire. Dans l'ensemble, et au point de vue qui nous occupe, on peut distinguer trois zones pédologiques:

- les sols de la zone d'occupation glaciaire rhodanienne, renfermant des éléments erratiques,
- ceux de la zone externe, dont la genèse n'a été influencée par aucun glacier,
- enfin, les sols de la zone occupée par la calotte jurassienne, sols généralement jeunes, les anciens ayant été déblayés, et autochtones à 100%. On en trouvera une brève description page 343.

4. Caractères généraux du karst jurassien

Les cluses, canyons et autres vallées fluviales ont leurs énigmes; toutefois, le problème fondamental de la morphologie jurassienne est celui des vastes surfaces calcaires qui constituent l'essentiel de son relief; il est donc karstique. Ces aires calcaires sont soumises à la dissolution, sauf sur les escarpements où la gélivation l'emporte. Mais elles sont loin d'avoir partout le même aspect. Dans la région située à l'E de la ligne Vallorbe-Pontarlier (décrochement de Pontarlier) qui n'a guère été soumise à l'influence glaciaire, la roche est recouverte dans sa plus grande étendue d'un sol épais et continu qui dissimule ou atténue les formes caractéristiques de la dissolution. Seuls quelques petits escarpements, des têtes de bancs, d'étroites arêtes émergent de ce karst empâté. C'est le «Jura pelouse» (AUBERT, 1965). En revanche, la région occidentale, précédemment occupée par une calotte glaciaire, présente un relief karstique beaucoup plus accentué. L'ancien sol ayant été déblayé, le calcaire affleure presque partout avec sa morphologie chaotique et ses formes bien caractéristiques, lapiez, dolines, etc. Ce «Jura rocheux» se prête tout naturellement à l'observation morphologique, comme on l'a déjà dit.

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 failles[1]).

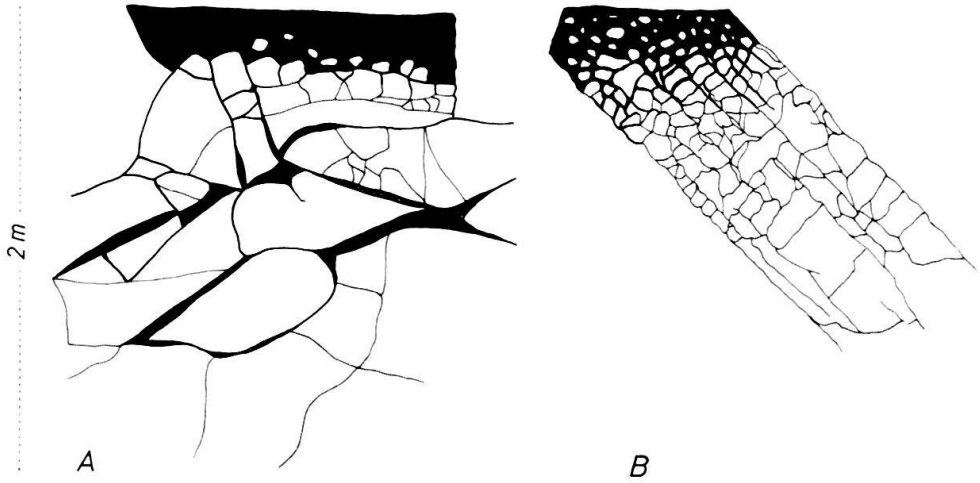

Fig. 1. *Dislocation d'un banc calcaire due à l'élargissement des diaclases par dissolution.* A. Face inférieure du banc. B. Tranche du banc. (F. Cossonay, 516/167,2).

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).

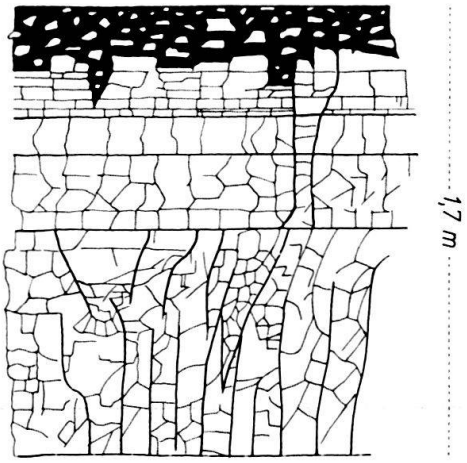

Fig. 2. *Roche fragmentée par des diaclases capillaires.* Carrière au bord de la route du Marchairuz. (F. Marchairuz, 507,6/157,95).

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

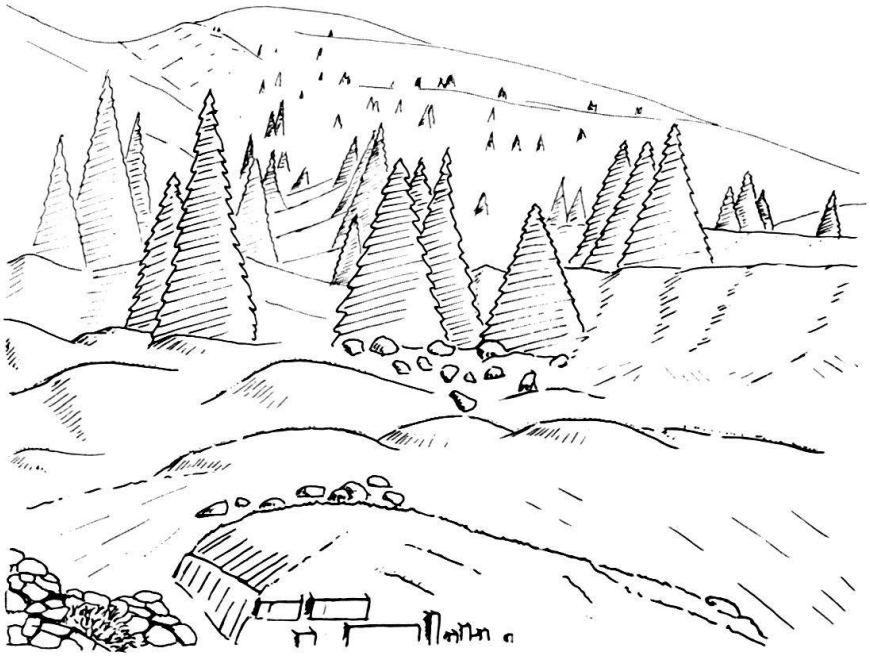

Fig. 3. *Relief chaotique caractéristique d'une dissolution massive.* Crêt de la Neige. (F. Gex, 484/125).

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.

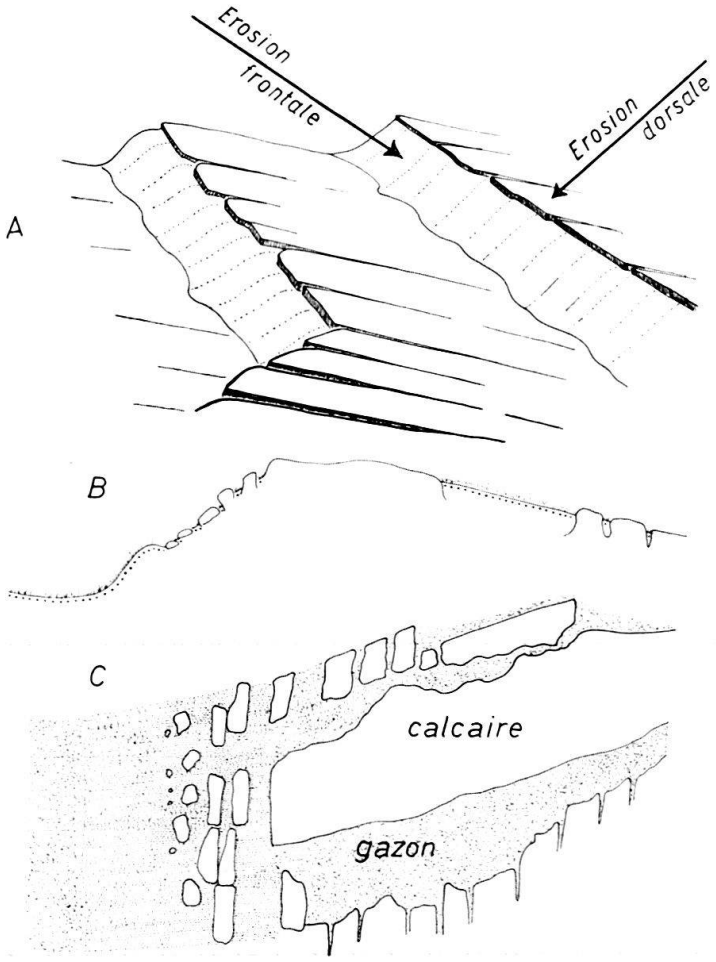

Fig. 4. *Erosion dorsale et frontale.* A. Vue générale. B. Coupe. C. Plan.: détails d'une tête de banc montrant la désagrégation de sa tranche et la lapiézation de sa face dorsale. La Perrausaz. (F. Le Sentier, 509,3/158,8).

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'amenuisement 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.

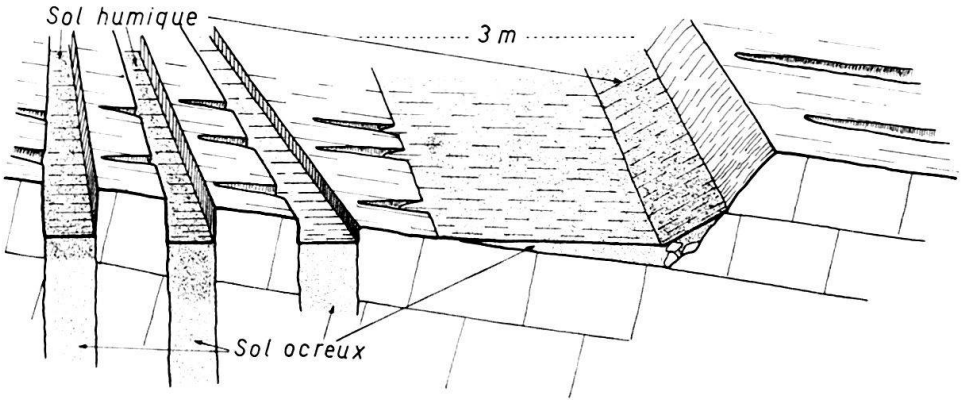

Fig. 5. *Estimation de l'érosion frontale.* Le recul du banc supérieur équivaut à peu près à la largeur de la zone non lapiézée du banc inférieur. Sèche de Gimel. (F. Marchairuz, 506,8/156,6).

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.

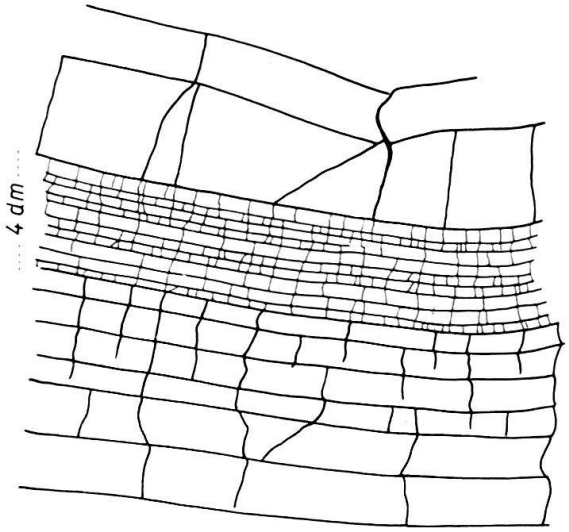

Fig. 6. *Influence de l'épaisseur des bancs sur le réseau des diaclases.* Chemin de la Robellaz. (F. Ste-Croix, 530,5/191,05).

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,

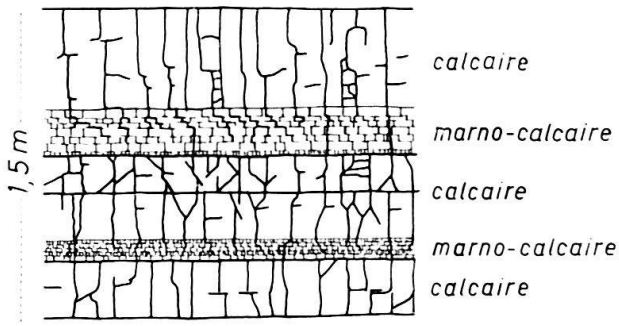

Fig. 7. *Influence des niveaux marneux sur le réseau des diaclases.* La Chenaillette, Colomby de Gex. (F. Gex, 489,3/132, 6).

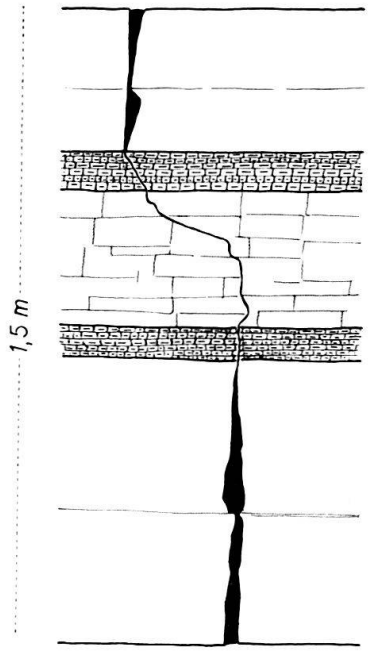

Fig. 8. *Influence de deux niveaux marneux sur une diaclase béante.* (Largeur maximum 10 cm). Chalet de Bévy, Colomby de Gex. (F. Gex, 489/130,5).

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-calcaire[2]) 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.

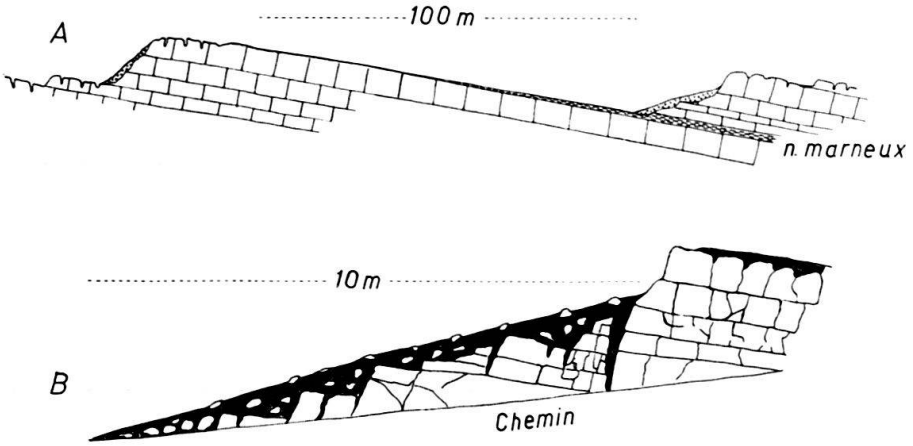

Fig. 9. A. *Surface de dégagement due à la présence d'un niveau marneux.* B. *Profil de la tête de banc de droite, relevé dans la coupe d'un chemin.* Grande Landoz. (F. Le Sentier, 504,1/164,5).

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.

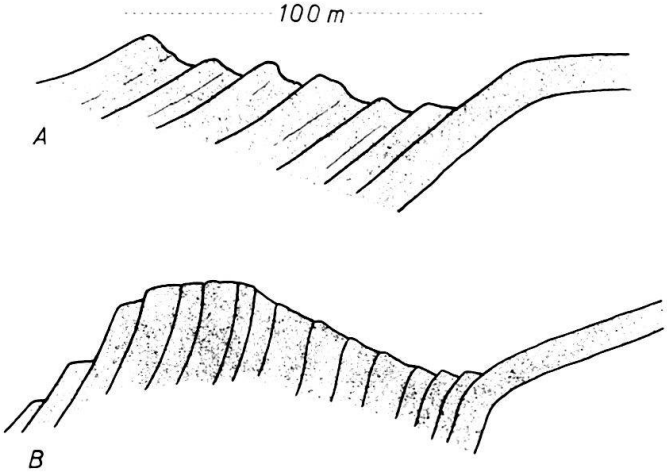

Fig. 10. *Influence du pendage sur le relief.* Hauteurs fortement exagérées. A. Chemin des Chaumilles. (F. Le Sentier, 509,7/160,1). B. Pré de Mollens. (Id., 514,15/160,15).

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

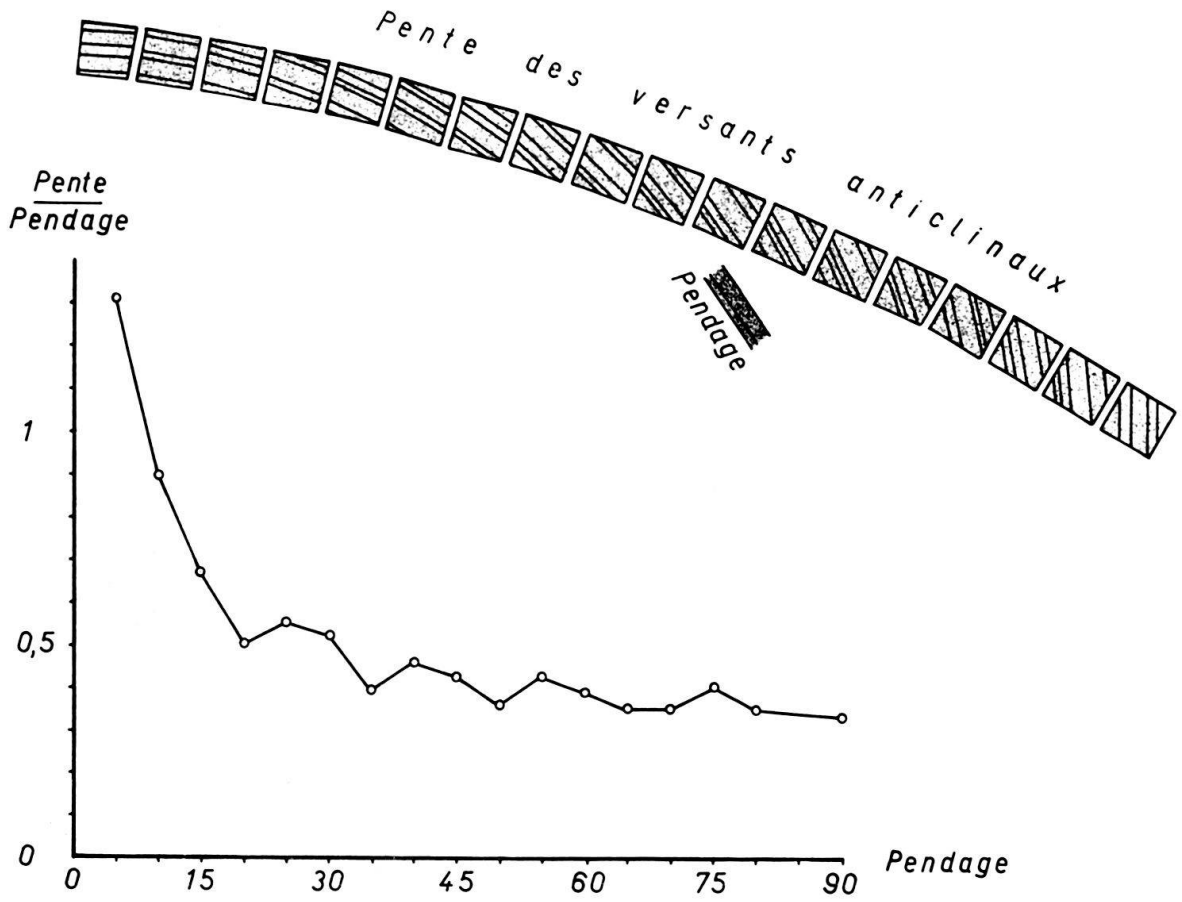

Fig. 11. *Relation entre pente topographique et pendage tectonique, sur les flancs kimeridgiens et portlandiens des grands anticlinaux du Jura neuchâtelois et vaudois* (221 mesures).

s'infiltre 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.

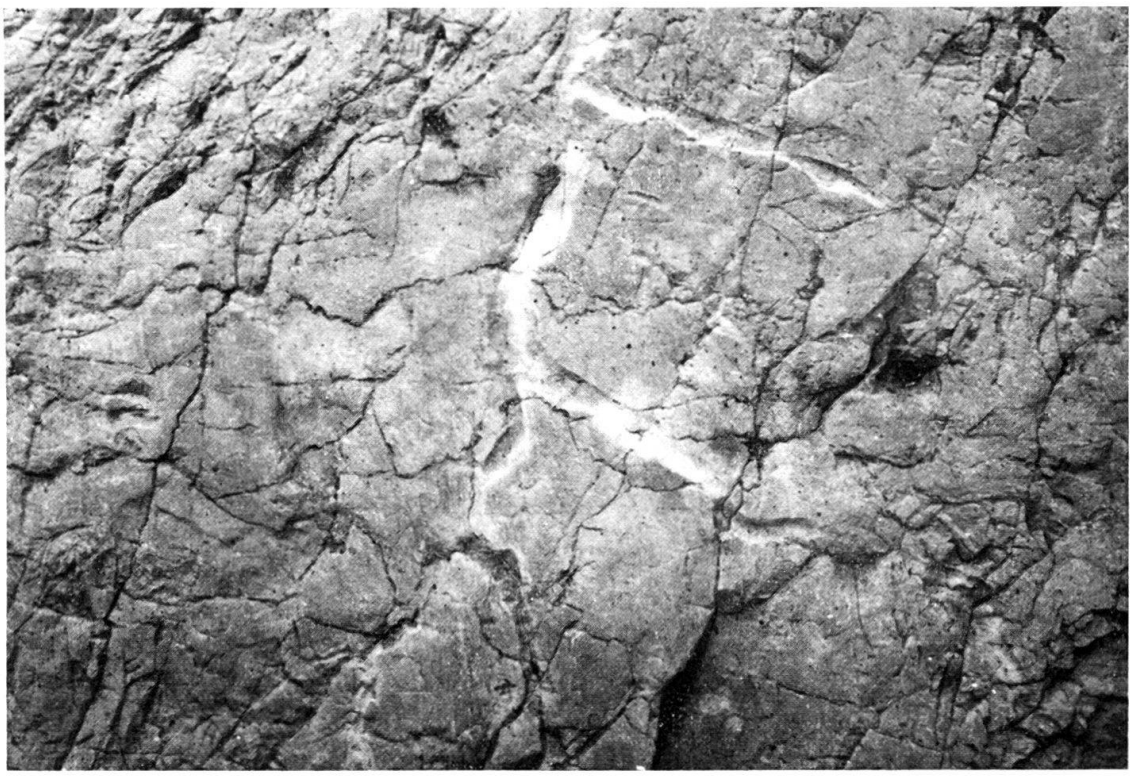

Fig. 12. *Empreinte d'une racine sur une dalle fortement inclinée.* Largeur maximum du sillon: 15 mm· Profondeur: 2–3 mm. Roche à la Chèvre (ce nom ne figure pas sur la carte). (F. Marchairuz, 507,6/154,6). Photo D. Aubert.

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 CO_2 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 vauclusiennes 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».

FACTEURS PÉDOLOGIQUES

1. Les sols

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

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

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

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

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

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

L'origine du squelette

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

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

Gélivation préalable (Fig. 13)

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

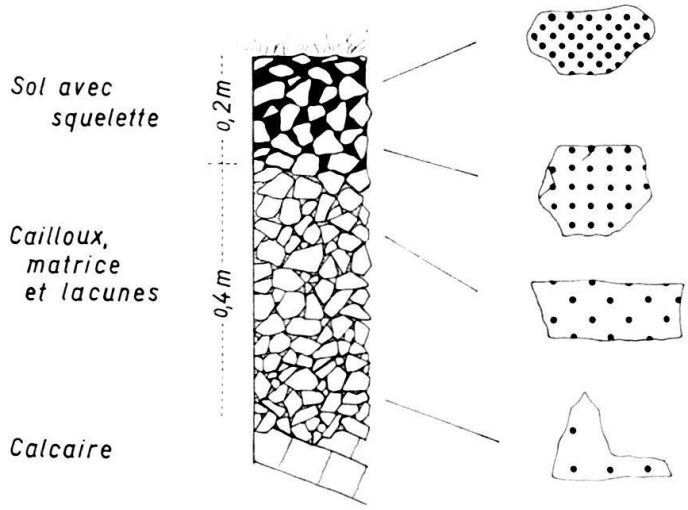

Fig. 13. *Coupe d'un sol avec squelette de gélivation préalable.* A droite, échantillons montrant l'émoussement des arêtes et la corrosion des faces, exprimée par le nombre des points. Mont de Bière. (F. Marchairuz, 510,5/156,7).

Alimentation colluviale

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

Désagrégation de la roche-mère.

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

2. Influence du sol sur le modelé calcaire

a) Dissolution des carbonates du sol.

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

64 mg par litre, et des valeurs extrêmes de 10 mg dans un humus acide et de 110 mg pour une terre graveleuse sur moraine[3]). Dans les Alpes autrichiennes, BAUER (1964) obtient des résultats analogues: 35–70 mg/l.

Les eaux d'infiltration se chargent donc en moyenne de 64 mg/l en traversant le sol, avant de rencontrer le substratum calcaire[4]).

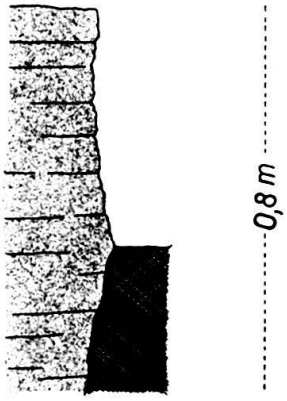

Fig. 14. *Paroi d'une crevasse de lapiez partiellement remplie d'humus.* Le microrelief est accentué. Mont de Bière. (F. Marchairuz, 510,9/156,6).

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

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

Niveau	Nombre de mesures	Concentration moyenne en mg/l	Dissolution à chaque niveau			Ablation correspondante
			en mg/l	en % du total		
Sol	20	64	64	30%	58% = dissolution zone superficielle	0,056 mm
Contact sol-calcaire	38	122	58	28%		
Fissures à circulation temporaire	39	149	27	13%	27% = dissolution zone des fissures	0,037 mm
Fissures à circulation durable	90	200	51	24%		
Conduites	33 sources	210	10	5%	5% = dissolution zone des conduites	0,005 mm

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

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

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

b) Dissolution superficielle des calcaires sous-jacents.

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

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

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

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

c) Dissolution dans la zone des fissures

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

3. Agressivité du sol

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

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

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

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

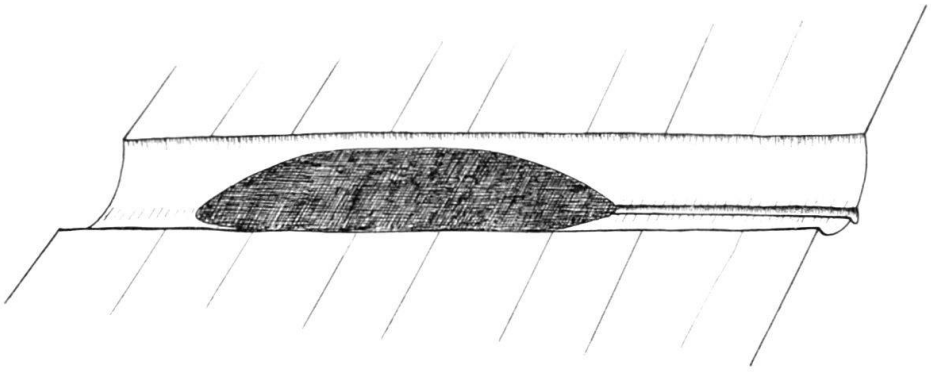

Fig. 15. *Sillon de dissolution en aval d'une plaque d'humus, dans une rigole de lapiez.* Croix du Vuarne. (F. Marchairuz, 505,8/156).

a) Expérience des plaquettes

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

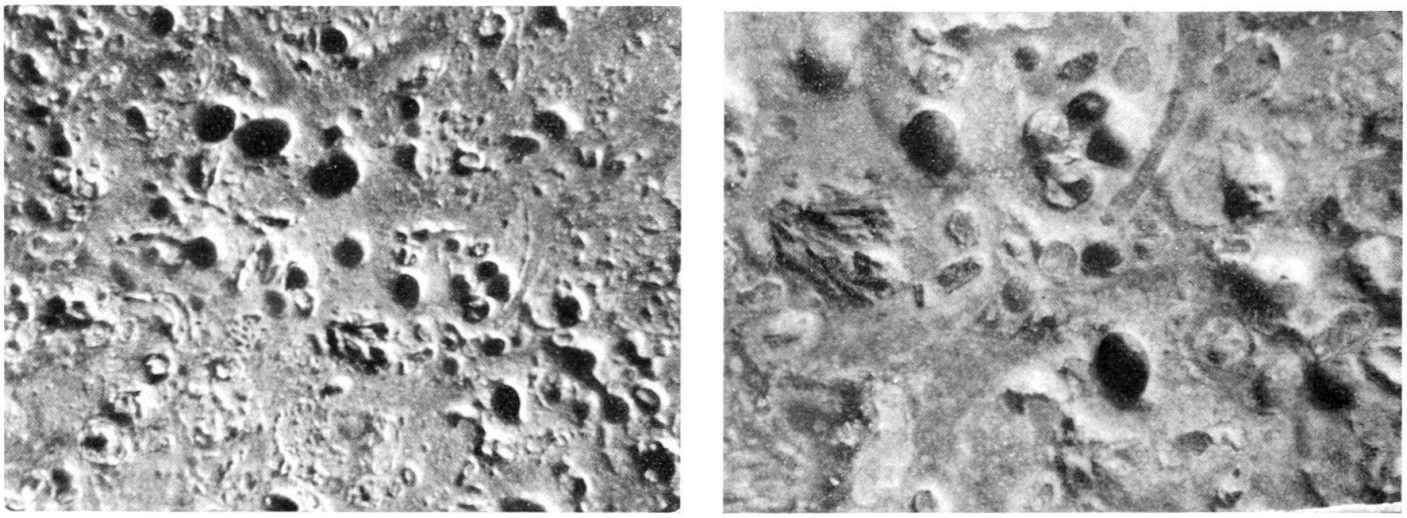

Fig. 16. *Micromorphologie de la plaquette No 1a enfouie pendant 14 mois dans un sol ocreux* (grossissements: 6 et 15). Surfaces unies: Calcite cristallisée à peine corrodée. Cercles noirs: Alvéoles des granules disparus. Circonférences foncées: Sillons de corrosion à la périphérie des granules. Surfaces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

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

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

Tableau 2. Résultat de l'expérience des plaquettes.

No	Sol	pH	Effervescence	$CaCO_3$	Squelette	Dureté eaux d'infiltration	Perte de poids mg
1 a	ocreux	4,5	—	0,45	—	?	670
b							540
2 a	humus noir et	4,5	—	1,1	—	10 mg/l	330
b	feutrage organique						190
3 a	brun pâle; débris végétaux;	6–7	—	0,85	quelques cailloux	53 mg/l	140
b	consistance argileuse				corrodés		140
4 a	brun, riche en débris végétaux;	7,5	forte	7,01	abondants; cailloux et	100 mg/l	50
b	consistance légère				granules		50
5	rendzine brun foncé; débris végétaux	8	faible	1,55	crevasse pleine d'humus	?	60
6	Plaque exposée à l'air sans contact avec le sol						300

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

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

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

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

b) Concentration et production du CO_2

Les eaux ruisselant sur le calcaire sans avoir subi d'influence humique ont une dureté moyenne de 71 mg/l, d'après mes propres mesures (AUBERT, 1967), qui correspond à peu près à la pression partielle du CO_2 atmosphérique. Les concentrations plus élevées mesurées à la base du sol et dans les fissures de la roche (Tabl. I), impliquent la présence d'un supplément de CO_2 que le sol seul est en mesure de fournir. C'est l'avis de la quasi unanimité des auteurs. DUCHAUFOUR (1960, p. 42), SCHOELLER (1962, p. 272 et 340), VERDEIL (1962), CARO (1965), BIROT (1962, 1966), signalent dans l'atmosphère du sol des concentrations de CO_2 allant de 0,1% à 10%, voire 20% dans les sols forestiers en climat chaud et humide. SCHOELLER (1941) remarque judicieusement que c'est surtout la production de CO_2 qui compte.

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

Ainsi, toutes les autres conditions étant égales, on peut admettre que les sols les plus agressifs sont ceux qui nourrissent la végétation la plus riche et la plus active. Si l'on se réfère au tableau de SCHOELLER (1962, p. 341), les sols forestiers seraient de grands producteurs de CO_2, tandis que CORBEL (1957a, p. 457) attribue cette qualité à l'activité des végétaux inférieurs. Dans le Jura, les conditions optima semblent réalisées dans les sols profonds, perméables, riches en humus, qui alimentent une forêt vigoureuse et une abondante végétation herbacée de sous-bois. L'activité végétale dépend en premier lieu des conditions climatiques évoquées déjà page 328. C'est vraisemblablement pour cela que le titrage des eaux jurassiennes est lié aux variations thermiques saisonnières, maximum en été, minimum en hiver. C'est du moins à quoi correspondent les analyses saisonnières de quelques sources et suintements:

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

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

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

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

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

c) Surface de contact

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

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

d) Renouvellement du squelette

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

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

e) Quantité d'eau d'infiltration

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

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

Concentration topographique

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

Concentration par excès de perméabilité

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

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

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

f) Evapotranspiration

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

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

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

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

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

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

Tableau 3. Expérience de l'évapotranspiration.

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

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

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

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

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

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

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

g) Evolution des sols

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

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

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

4. Conclusions relatives aux sols

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

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

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

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

CONCLUSIONS GÉNÉRALES À PROPOS DES FACTEURS DE LA DISSOLUTION

Ainsi que nous venons de le voir, le relief calcaire jurassien est soumis à plusieurs facteurs liés les uns aux autres par des relations complexes.

Le plus important est sans contredit le climat. Le simple bon sens indique – et CORBEL l'a démontré par de nombreuses mesures – que l'ablation, ou si l'on préfère la valeur de la dissolution, est déterminée par la quantité d'eau qui entre en contact avec le calcaire, puis disparaît dans les fissures. Or cette eau d'infiltration est fonction directe des conditions climatiques, puisqu'elle équivaut à la hauteur des précipitations annuelles, diminuée de l'évapotranspiration. Dans le Jura, on l'a vu, sa valeur est approximativement de 1000 mm.

L'influence climatique présente un caractère général; elle est pratiquement uniforme à l'échelle de l'unité topographique. Mais elle est nuancée par des facteurs de différenciation, responsables des formes caractéristiques du relief karstique. Le plus important, le facteur de contrôle, est représenté par les diaclases, qui conduisent la dissolution à l'intérieur des calcaires, tout en interférant avec les autres facteurs géologiques, épaisseur des bancs, pendage, caractères pétrographiques, etc. Elles interviennent aussi dans la constitution des sols, dont on vient de voir l'importance, d'une part en favorisant la désagrégation calcaire, génératrice du squelette, d'autre part en déterminant l'évacuation en profondeur des substances solubles ou résiduelles.

En simplifiant et en laissant de côté l'influence pétrographique, on peut dire que le relief calcaire est déterminé par la tectonique: les grands traits de la surface topographique coïncident avec la structure (relief conforme); ses accidents ont pour origine les diaclases.

Soumis aux seuls phénomènes de la corrosion, le relief karstique aurait tendance à s'accentuer. Les creux s'approfondiraient indéfiniment alors que les parties saillantes ne feraient que s'émousser.

Mais cette évolution est freinée par la masse des résidus qui peuvent provoquer à la fois l'occlusion des fissures ainsi que la dégradation et l'épaississement du sol. Dans les zones où la dissolution est excessive, ces modifications diminuent la perméabilité, facilitent l'évapotranspiration et l'écoulement latéral au détriment de la dissolution. On retrouve ici le principe d'autorégulation défini dans un paragraphe précédent. Toute activité corrosive porte donc en elle la cause de son ralentissement. C'est pourquoi l'évolution se stabilise; le creusement des dépressions ralentit au profit des zones voisines. A la longue, le relief tend donc vers un aplanissement que nous retrouverons dans l'étude des formes karstiques. CORBEL (1965) est arrivé à des conclusions semblables à propos des Karsts yougoslaves. Le sol constitue donc l'élément régulateur du modelé calcaire.

A ce stade, un équilibre s'établit, comme dans le relief normal, entre les agents générateurs du sol, altération de la roche-mère, activité végétale, etc., et ceux qui le détruisent, évacuation souterraine, érosion éolienne et pluviale, solifluxion, etc. Dans le Jura pelouse, cet équilibre est généralement réalisé. Mais des ruptures d'équilibre, entraînant un rajeunissement du relief karstique, peuvent aussi se produire; c'est ce qui s'est passé dans le Jura rocheux où les anciens sols ont été déblayés par les glaciers. Dans les conditions normales, ces accidents ont une cause profonde, le débouchage

des canalisations souterraines et le rétablissement de l'évacuation par le fond. Il en résulte une modification de structure du sol, voire sa disparition, déterminant une intensification locale de la dissolution. La démonstration en sera faite à propos des dolines et illustrée par des figures.

L'ablation superficielle

Ce problème ayant fait l'objet d'une note préalable (AUBERT, 1967), on se contentera ici d'en exposer les conclusions.

Dans le bassin de l'Areuse, l'ablation, calculée par BURGER (1959), s'élève à 0,09 mm par an, en tenant compte de la dureté temporaire. On peut donc l'estimer à 0,1 mm pour la dureté totale. Par un autre moyen, en se basant sur la hauteur des précipitations (1500 mm), le coéfficient d'écoulement (70%) et la concentration moyenne des sources vauclusiennes du Haut-Jura (210 mg/l), on obtient un résultat très voisin, soit 0,088 mm par an. On peut donc admettre la valeur de 0,1 mm. Elle est du reste du même ordre de grandeur que celles qui ont été calculées dans le Jura par SCHARDT (1906), ou dans les massifs voisins, par BIROT (1954), CAVAILLÉ (1953) et CORBEL (1959). Dans les karsts alpins en revanche, BÖGLI (1954 et 1951) et BAUER (1964) ont obtenu des résultats nettement inférieurs allant de 0,02 à 0,04 mm par an.

Dans le Tableau I, où il faut se garder de chercher autre chose que des ordres de grandeur, la dernière colonne indique la part de l'ablation annuelle qui revient à chaque zone. C'est évidemment celle de la zone superficielle qui concerne directement le modelé karstique, les deux autres, celles des fissures et des conduites, ne faisant que le préparer à plus ou moins longue échéance.

Sa valeur, 0,05 mm en gros, peut paraître dérisoire. Elle ne l'est pas à l'échelle géochronologique. Si l'on considère que 10 millions d'années se sont écoulées depuis le paroxysme orogénique du Pontien, elle correspondrait, pour cette période, à l'élimination d'une couche de 500 m de calcaire. Il va de soi que cette extrapolation est bien aléatoire, les facteurs de la dissolution ayant pu changer du tout au tout durant le Pliocène et le Quaternaire. C'est pourquoi nous ne retiendrons de ces résultats numériques qu'un seul aspect: l'existence d'une ablation calcaire superficielle appréciable; le fait que le relief karstique, en dépit de son apparence sénile et immuable, subit une évolution et un abaissement, plus lents certes que les versants exposés au ruissellement, mais tout aussi réels et en tout cas non négligeables.

Cette évidence n'est guère reconnue. CHABOT (1927, p. 325) affirme que l'érosion karstique ne fait qu'égratigner les surfaces calcaires. Plus récemment, DUBOIS (1959, p. 343) parle de surfaces à peu près immunisées par le karst. Sans être aussi affirmatifs, la plupart des géomorphologues, à l'exception de quelques anciens (MACHACEK, 1905; DE MARGERIE, 1909; HETTNER, 1912), considèrent la topographie calcaire actuelle du Jura comme un héritage des surfaces d'aplanissement tertiaires, ce qui revient à nier l'ablation calcaire. Le résultat de nos travaux nous engage à récuser cette explication et à admettre que le relief jurassien, si émoussé soit-il, n'est nullement sénile, mais qu'il est le résultat d'une évolution morphogénétique ininterrompue, qui se poursuit encore à l'heure actuelle.

Toutefois, comme nous l'avons dit dans l'introduction, ce problème est si vaste et si complexe, que nous l'envisagerons pour lui-même, à l'aide d'autres données, dans un travail en préparation.

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):

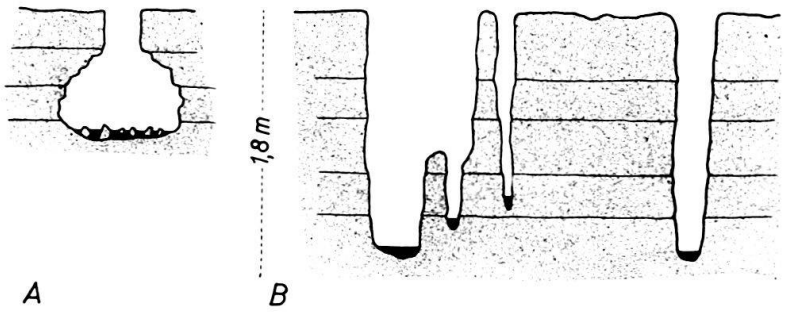

Fig. 17. A. *Crevasse en bourse.* Sèche de Gimel. (F. Marchairuz, 506,7/156,8) B. *Crevasses boîtes-aux-lettres.* Laisinettes. (F. Le Sentier, 503,5/169).

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 englacié, 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 ancienne[5]). 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

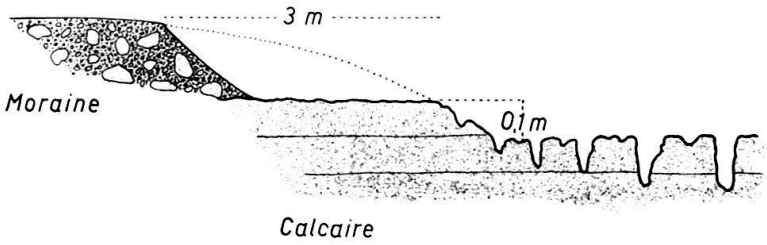

Fig. 18. *Coupe d'un chemin montrant que le lapiez ne se prolonge pas sous la moraine.* La Perrausaz. (F. Le Sentier, 508,7/168,4).

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 équivaudrait 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.

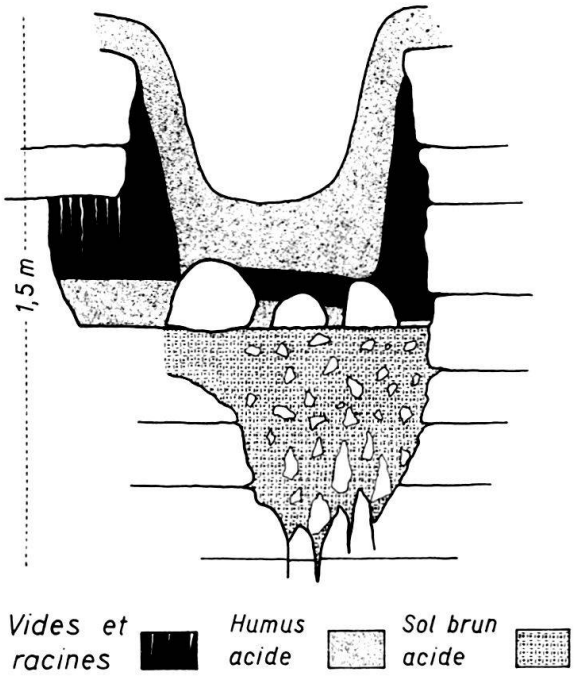

Fig. 19. *Coupe transversale d'une crevasse de lapiez.* Communs du Solliat. (F. Le Sentier, 507/165).

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.

Modelé 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 lapiézation. 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.

Modelé 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 lapiézation.

6. Limites

La lapiézation 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

diaclases. 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 diaclases.

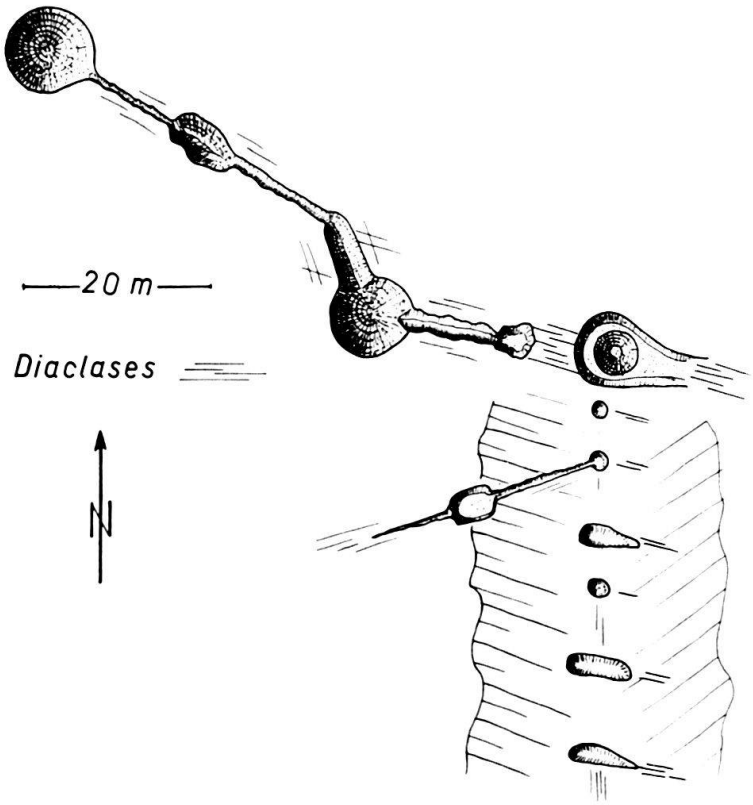

Fig. 20, *Réseau de dolines et de sillons karstiques en relation avec la direction des diaclases.* Petit Cunay. (F. Le Sentier, 511,9/158,8).

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.

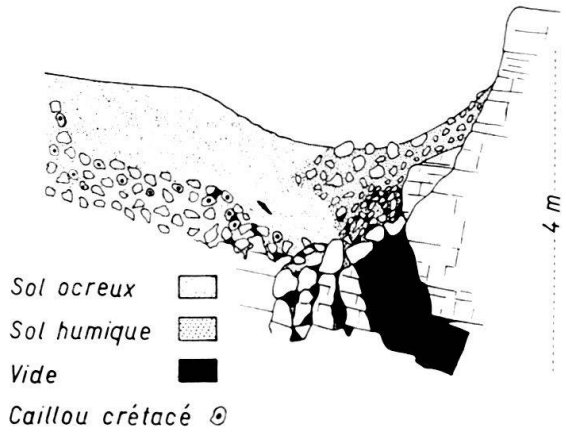

Fig. 21. *Coupe d'une doline des Chaumilles.* (F. Le Sentier, 509,45/159,30).

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 soutire. Une cuvette secondaire, cônique, 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'acquérir 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.

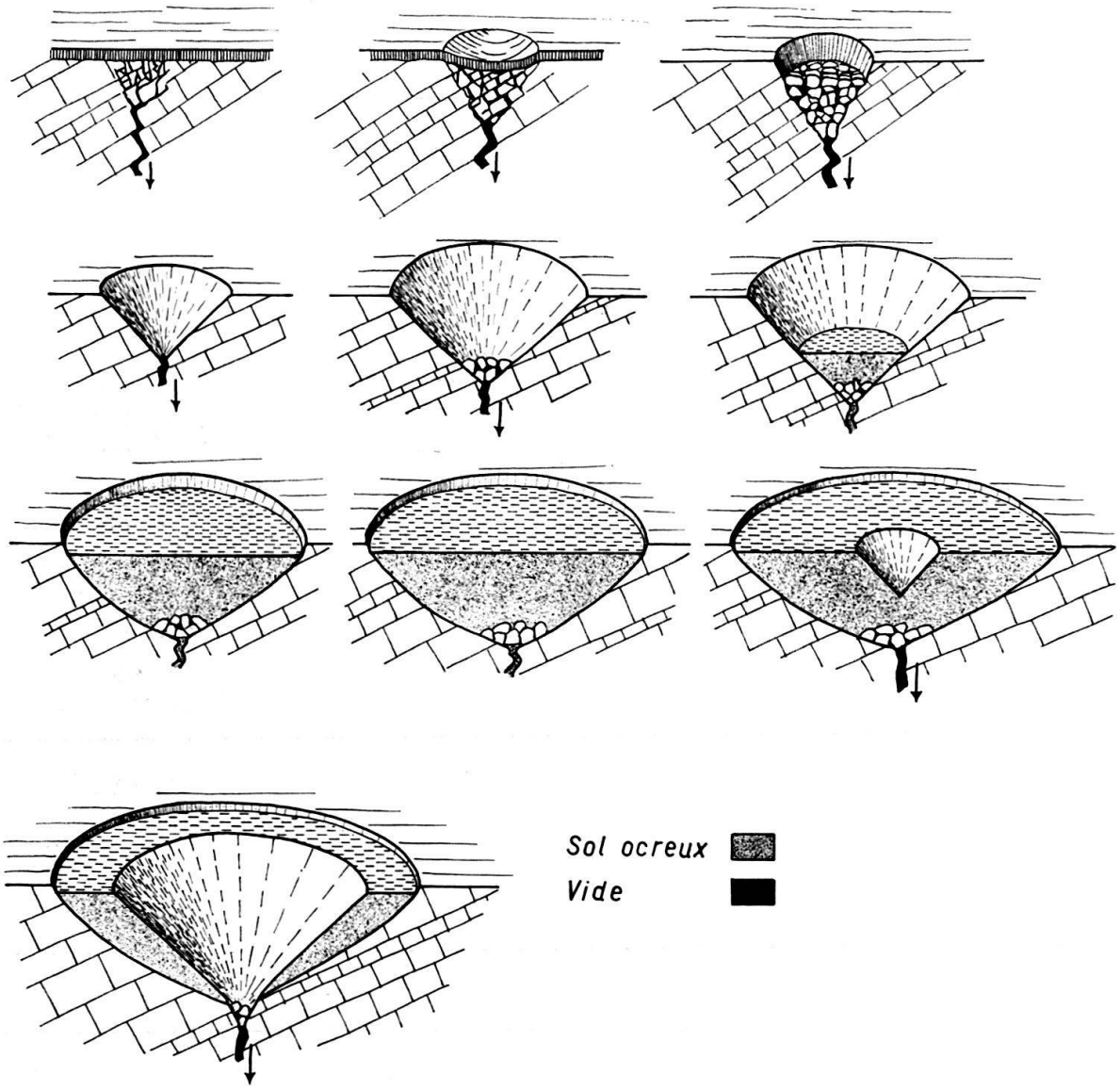

Fig. 22. *Schéma de l'évolution d'une doline.*

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.

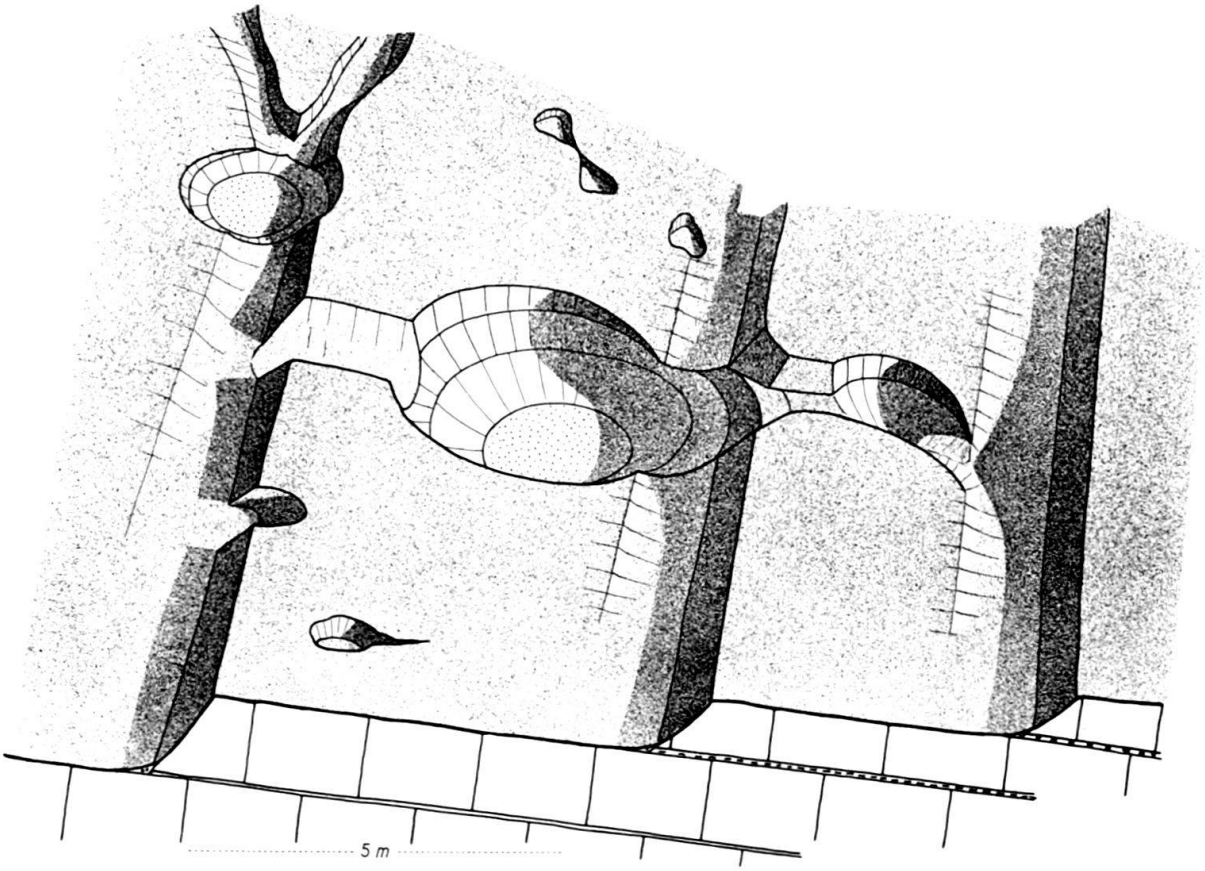

Fig. 23. *Bassin d'alimentation d'une doline.* Le Couchant. (F. Marchairuz, 500,8/151).

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 crétacées, 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).

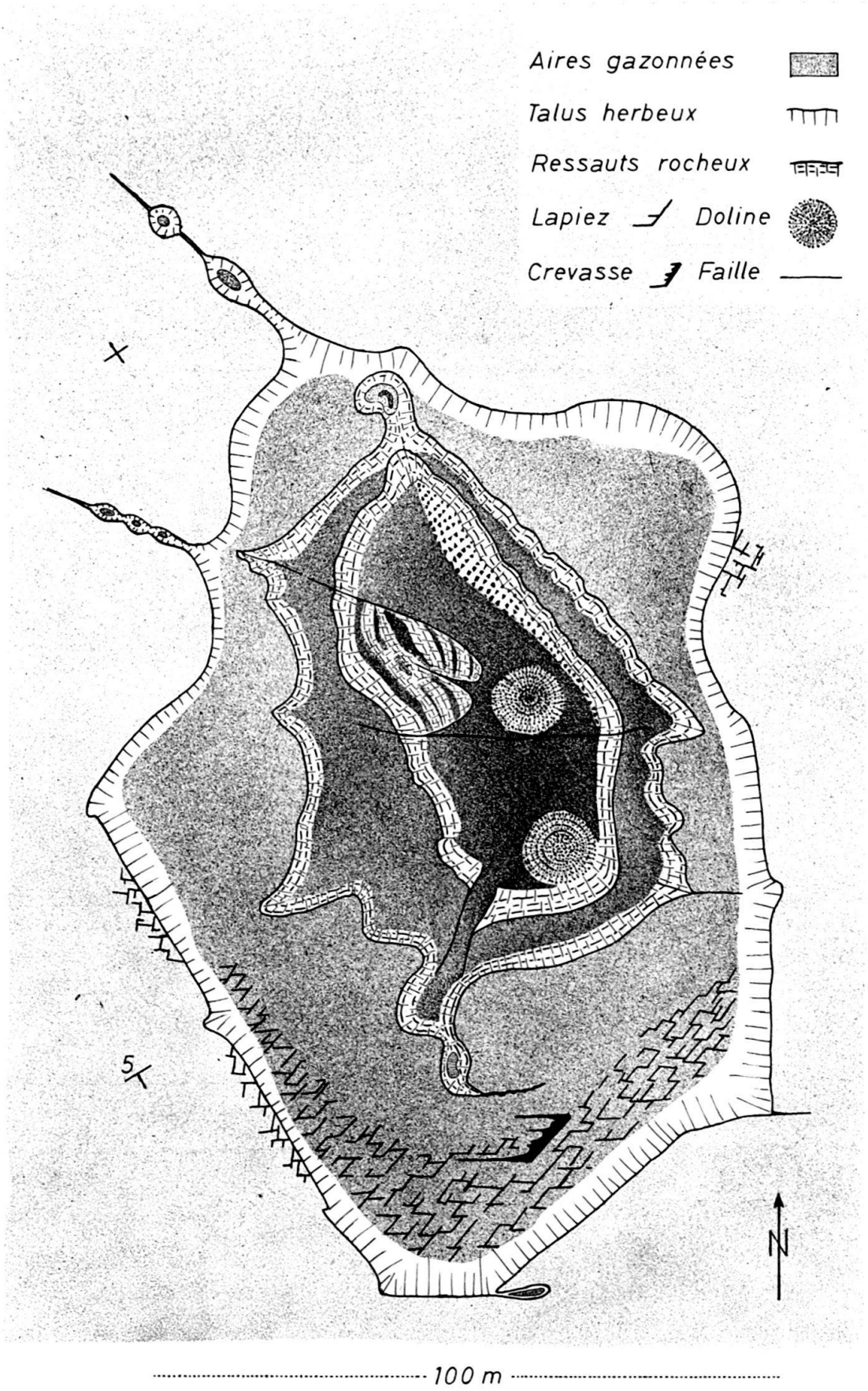

Fig. 24. *Ouvala du Petit Cunay*. La densité du grisé indique la profondeur. (F. Le Sentier, 512/158,9).

1. Les ouvalas

Ce terme s'applique d'ordinaire à des bassins fermés de petites dimensions, résultant de la coalescence de plusieurs dolines voisines. Nous renonçons à lui conserver ce sens précis, faute de connaître des dépressions où les traces des dolines initiales soient encore visibles. C'est pourquoi nous l'utiliserons pour désigner des bassins fermés d'érosion, creusés dans la série calcaire et sans réseau hydrographique. Cette définition exclut donc les bassins structuraux, ainsi que les combes anticlinales dont le fond atteint l'Argovien.

Leur diamètre varie de quelques décamètres, à près d'un kilomètre pour les belles ouvalas de Druchaux (F. Le Sentier, 512,7/152,5), au S du Mont-Tendre, représentées sur la carte géologique de la vallée de Joux. La profondeur maximum n'excède pas quelques dizaines de mètres.

Leur forme est variable. Pourtant, la plupart présentent l'aspect d'un amphithéâtre (Fig. 24), circulaire ou festonné, dont les gradins sont constitués par les bancs de calcaire en retrait les uns par rapport aux autres. Le fond est accidenté de dépressions secondaires, défoncé par des dolines, des crevasses et parfois des gouffres. Il arrive aussi qu'il soit encombré de blocailles ou colmaté par des sols résiduels ou des moraines, comme on le voit sur la Figure 25. L'ouvala de Druchaux NE renferme les plus beaux lapiez de la région.

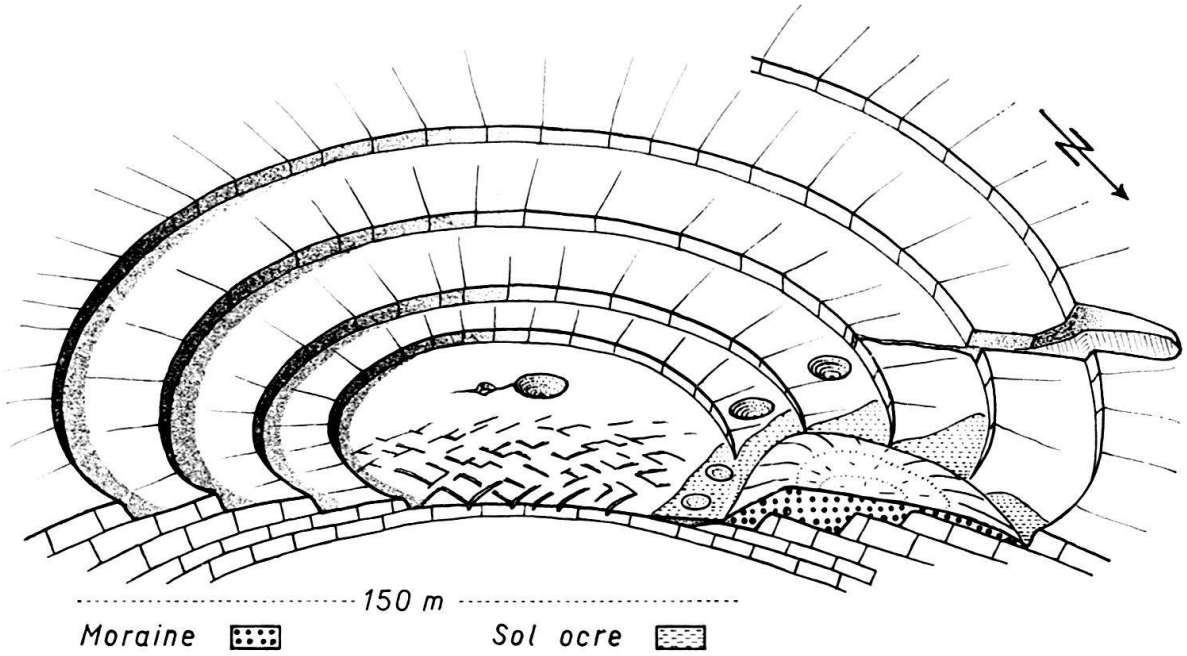

Fig. 25. *Vue schématique de l'ouvala de la Perrausaz, creusée dans une voûte anticlinale.* (F. Le Sentier, 509,6/158,8).

a) Origine

Bien que les cuvettes initiales soient complètement effacées, on peut concevoir que les ouvalas sont le résultat de l'activité de nombreuses dolines, pas seulement de dolines synchrones, qui auraient fini par se confondre en s'élargissant, mais aussi de dolines successives qui se seraient relayées. L'ouvala est donc assimilable à une famille de

dolines s'étendant sur plusieurs générations. Sur l'aire aplanie des anciennes, de nouvelles apparaissent, qui accentuent le creusement, cependant que l'érosion latérale se poursuit à tous les niveaux. Cette évolution est bien claire sur les deux figures, où l'on distingue en effet, au fond des dépressions, des dolines actives, alors que l'érosion latérale se produit encore sur les gradins supérieurs.

Les conditions de formation des ouvalas sont évidemment celles des dolines, dans le cas le plus favorable. Le renouvellement des dolines au même endroit, implique une capacité exceptionnelle d'infiltration et d'évacuation, sinon des colmatages ou des occlusions précoces s'opposeraient au défonçage répété des bancs calcaires et la profondeur ne dépasserait pas celle des dolines ordinaires.

Quant à l'érosion latérale, elle est favorisée aussi par la présence de niveaux friables, ainsi que par la faible inclinaison des bancs, favorable comme on l'a vu, à l'efficacité de l'érosion frontale. Les deux ouvalas de Druchaux en apportent la preuve; largement ouvertes dans une sorte de plateau où le pendage ne dépasse pas 10°, elles s'interrompent à la flexure qui accentue brusquement l'inclinaison des bancs.

Les ouvalas sont soumises au même processus d'autocatalyse que les dolines, avec toutefois un facteur de plus, le gel. En effet, une fois que ces dépressions sont devenues assez spacieuses, elles servent de réceptacle à l'air froid nocturne; des inversions thermiques s'y produisent et la température y descend fréquemment au-dessous de 0 °C, même en plein été.[7]) Le gel a pour effet le rabougrissement des épicéas et le brassage des blocailles entraînées par un mouvement de cryoturbation. On peut être certain que ces basses températures contribuent également à accélérer la désagrégation des calcaires.

b) Répartition

Les ouvalas prennent naissance aux points d'interférence des facteurs les plus favorables à la formation des dolines, portant sur la fissuration, le pendage, la friabilité, etc. Ces conditions sont remplies de préférence sur les larges charnières anticlinales, dans les zones broyées des plateaux et des paliers tectoniques. Des ouvalas se dessinent aussi dans les synclinaux à la faveur de fractures; mais elles sont peu caractéristiques et évoluent mal tant en profondeur qu'horizontalement, comme on peut le constater sur la Figure 26.

c) Evolution et limites

L'évolution des ouvalas est évidemment fonction de la capacité de leur réseau souterrain. Si elle est médiocre, la dépression ne tarde pas à se colmater comme une vieille doline et cesse de s'approfondir, tout en poursuivant son extension latérale. Son évolution participe alors à l'aplanissement général. Dans le cas contraire, celui par exemple des charnières anticlinales, où abondent les diaclases ouvertes, le creusement par dissolution se poursuit jusqu'au substratum marneux argovien. Dès lors, l'évolution morphologique prend un autre cours qui sera envisagé dans le paragraphe consacré aux combes anticlinales.

---

[7]) A. Pillichody (1922) signale une température de –6° le 31 août 1901 dans une dépression fermée de la forêt de la Joux, dans le vallon de la Brévine, Jura neuchâtelois.

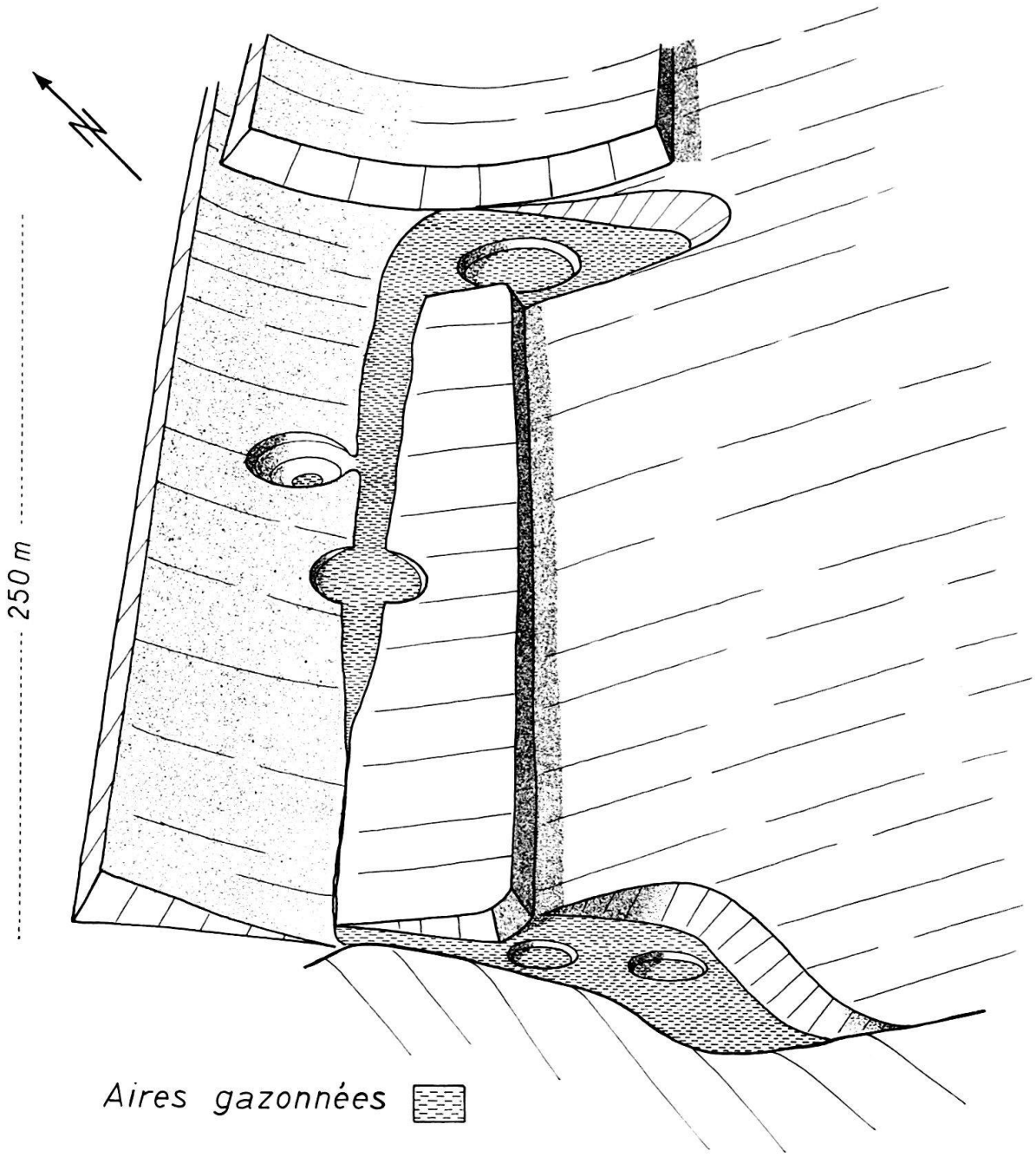

Fig. 26. *Petit bassin fermé synclinal du Pré Derrière.* (F. Le Sentier, 501/159).

2. Les combes karstiques

Si nous convenons d'appeler vallées sèches toutes les dépressions longues, étroites et sans écoulement superficiel, nous pouvons en distinguer trois types:

- Les vallées sèches liées à la tectonique, dépressions synclinales, monoclinales et combes anticlinales.
- Les vallées desséchées ou mortes, ruz, cluses ou simples chenaux de versants, asséchés en permanence ou temporairement par l'aménagement d'une circulation souterraine, souvent marquées à l'amont d'une perte ou d'une doline.

– Les combes karstiques.[8]) Ce néologisme nous sert à désigner des dépressions sèches dont l'origine n'est pas évidente. On en observe un peu partout, mais celles qui incisent les deux flancs du Risoux (F. Le Sentier et Mouthe) sont les plus caractéristiques. Du côté français, elles ont l'aspect de larges couloirs anastomosés ou confluents, partiellement remplis de moraine et occupés par des pâturages; aussi apparaissent-elles avec une netteté parfaite sur la carte topographique, par contraste avec les intervalles boisés (Fig. 29). Beaucoup présentent des contre-pentes, en particulier la plus vaste, celle de la Chapelle-des-Bois, qui compte plusieurs bassins fermés. Ailleurs, elles ont souvent une forme moins continue, celle d'étroits sillons irréguliers ou d'échancrures découpées dans les versants ou sur les plateaux (Fig. 28 et 30).

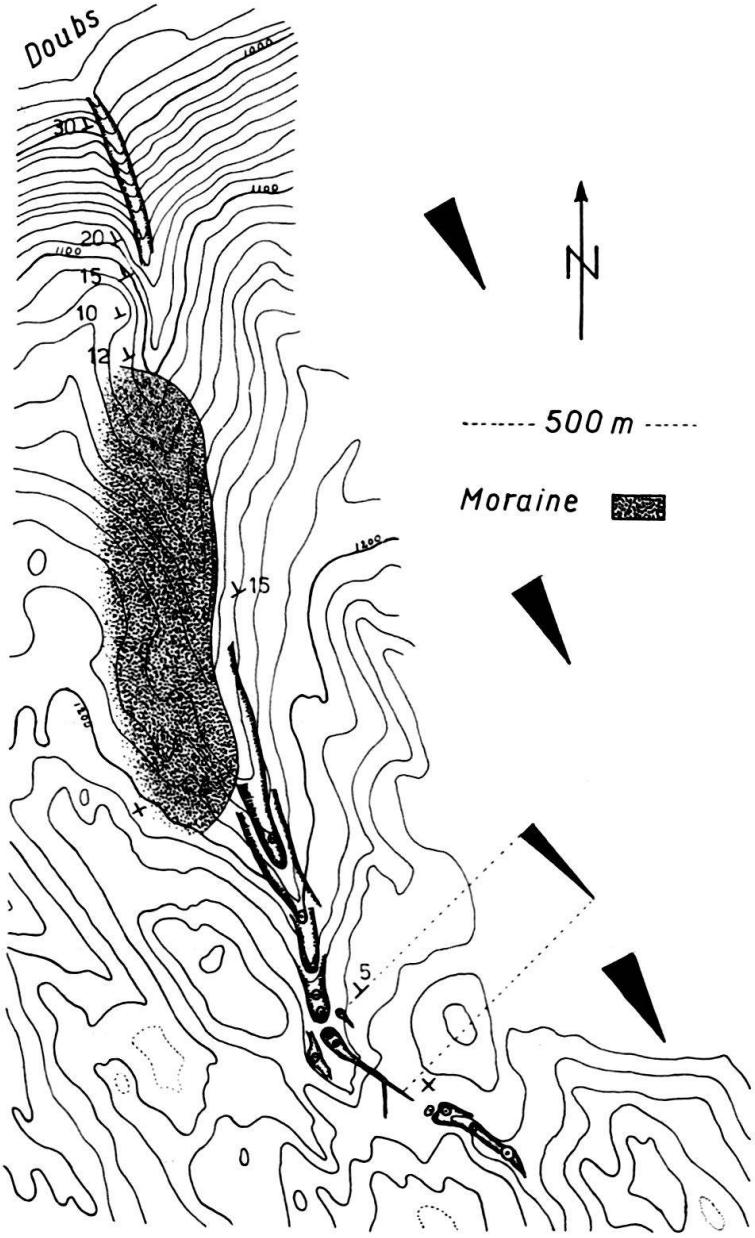

Fig. 27. *Combe karstique du Gros Pouille*, avec éventail des diaclases. (F. Mouthe, 507,4/172,4).

[8]) Le terme de combe n'est peut-être pas très heureux, puisqu'il sert à désigner les dépressions anticlinales. A défaut d'autres, nous l'avons tout de même choisi car, dans le langage jurassien, il est appliqué aux dépressions allongées de toutes dimensions et de toutes orientations.

Les combes karstiques sont liées à certaines conditions structurales, en ce sens que leur direction est le plus souvent perpendiculaire à celle des plis et que d'autre part, leur profondeur et leur extension sont associées aux faibles pendages; les flancs très déclives des anticlinaux n'en possèdent guère.

Jusqu'ici, ces dépressions pourtant si caractéristiques du relief jurassien, n'ont guère retenu l'attention des observateurs. Sur les plateaux, CHABOT (1927) ne considère

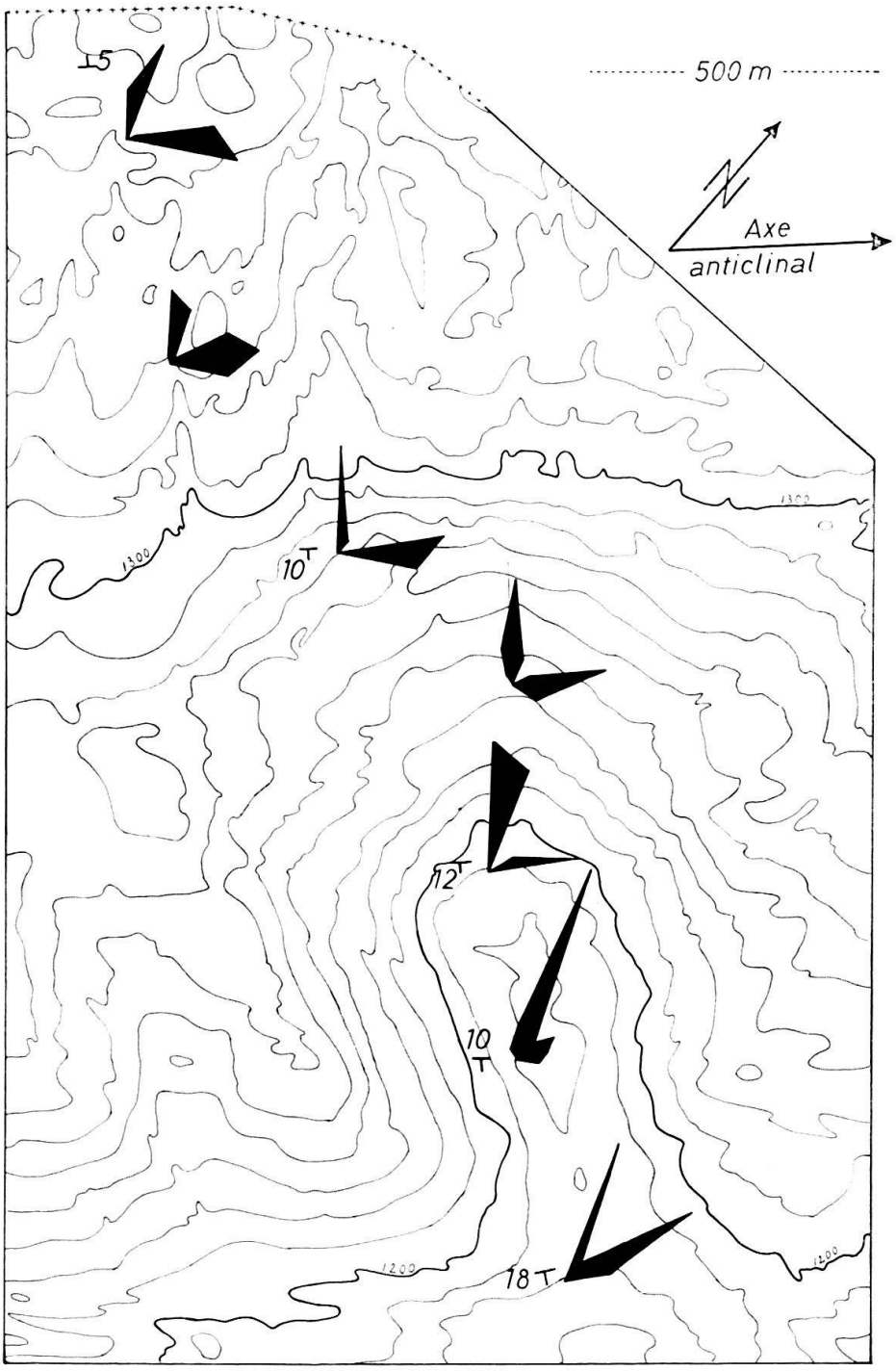

Fig. 28. *Combe karstique du Creux*, avec répartition des diaclases (296 mesures). (F. Le Sentier, point 1176, 502,7/161) («Creux» ne figure pas sur la carte).

que les plus nettes et les interprète, comme d'anciennes vallées fluviales desséchées. A propos de celles du Risoux, TRICART (1957) parle de poljés, tandis que WINNOCK (1961), dans la carte qui accompagne sa note sur le sondage du Risoux, les fait coïncider avec des failles. Mais sur le terrain on n'observe que des faisceaux de diaclases, jamais de cassures, sauf peut-être à la Chapelle-des-Bois, où l'existence d'un accident tectonique n'est pas exclue. On le voit, autant d'explications que d'auteurs.

Avant d'en formuler une nouvelle, étudions attentivement deux de ces combes karstiques.

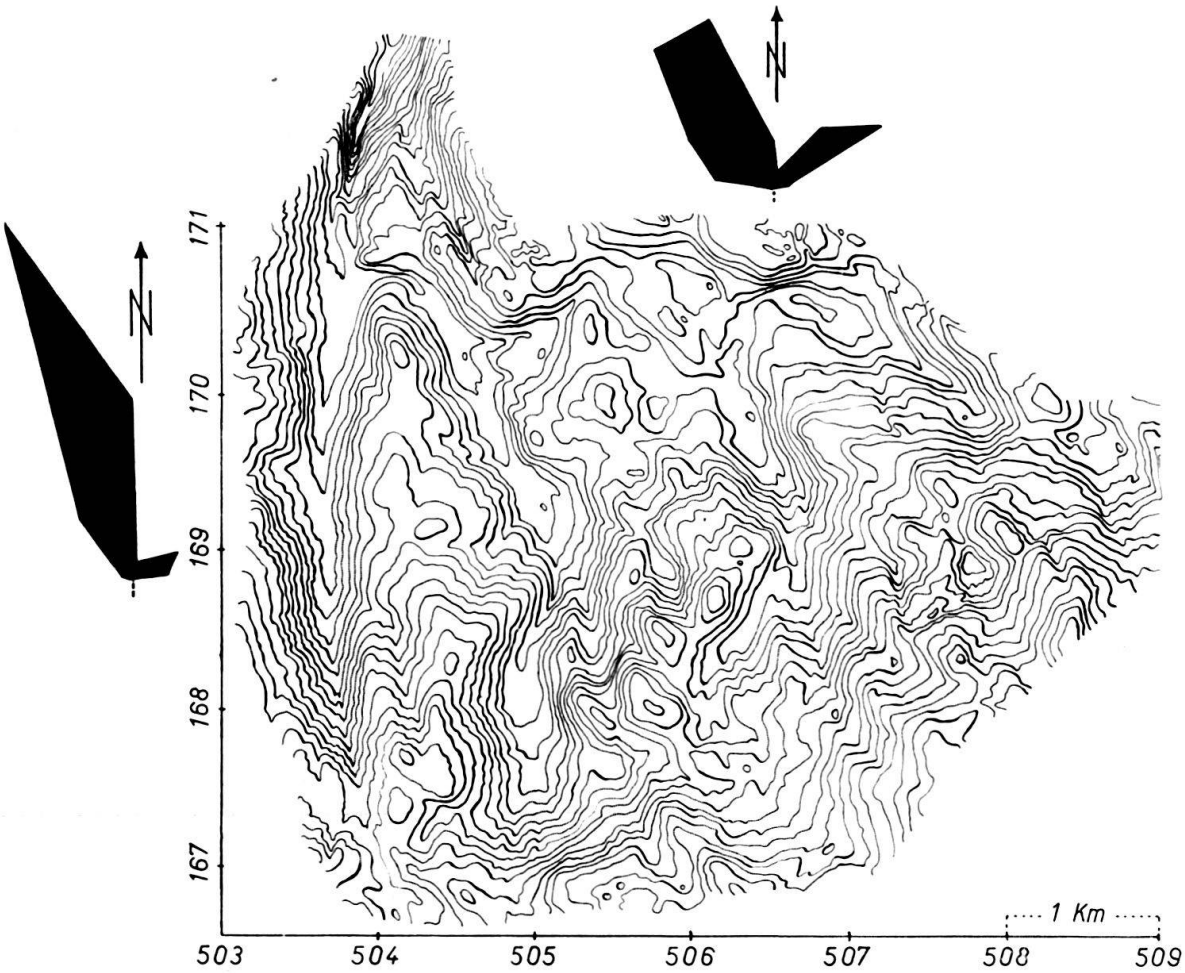

Fig. 29. *Réseau de combes karstiques dans la région des Laisinettes.* (711 mesures de diaclases). (F. Le Sentier, 503,7/169).

a) La Figure 27 représente celle du Gros Pouille située sur le versant français du Risoux, 3 km au SE de Mouthe. Elle a l'avantage d'être courte, simple, régulière et pauvre en moraine. Bien différenciée dans sa partie aval, elle échancre la surface uniforme du versant avec toute la netteté désirable. A la hauteur du paquet morainique où elle est le mieux développée, sa largeur mesure près d'un kilomètre, tandis que sa profondeur ne dépasse pas quelques dizaines de mètres. Il s'agit donc d'une vallée largement évasée que seul un important cours d'eau aurait été capable de creuser. En aval, elle se rétrécit, puis se prolonge sur le versant de la vallée synclinale du Doubs par un étroit chenal que parcourt exceptionnellement le ruisseau de drainage

de la moraine. Mais il n'existe aucun rapport de dimensions entre cette modeste gouttière et la vaste combe supérieure. On peut donc considérer que celle-ci s'interrompt au haut du versant où le pendage s'accentue, et qu'elle est en quelque sorte suspendue par rapport à la vallée du Doubs. Ces caractères ne sont pas exceptionnels; on les retrouve chez toutes les dépressions de ce genre et de même situation, notamment dans le réseau de la Figure 29.

En amont, on s'attend à découvrir un ancien bassin d'alimentation ou l'emplacement d'une source vauclusienne. Or la réalité est bien différente. Comme on l'a esquissé sur la Figure 27, la combe s'atténue, se subdivise en sillons d'érosion secondaires, qui finissent par se perdre dans un plateau karstique. Dans le principal de ces sillons, chaque banc est entaillé d'un petit cirque, prolongé en aval par une sorte de tranchée, défoncée à son tour par des dolines et des crevasses. C'est une morphologie karstique bien caractérisée.

Un cas un peu différent est représenté sur la Figure 28. C'est la combe karstique du Creux sur le versant vaudois du Risoux. Il s'agit d'une échancrure boisée, large d'un kilomètre, profonde de 80 m, légèrement surcreusée dans sa partie centrale. En aval, elle débouche dans une dépression synclinale insignifiante. En amont, elle prend naissance d'une façon confuse dans la morphologie chaotique de la zone de charnière anticlinale.

Le Creux et le Gros Pouille ne sont pas des cas particuliers; ils résument assez bien les caractères de la plupart des combes karstiques.

b) Origine. Lorsqu'on les considère sur la carte topographique, leur origine fluviale paraît évidente, mais c'est une illusion causée par une convergence de formes; en réalité, ces dépressions ne possèdent pas les caractères morphologiques propres à celles qui ont été creusées par des cours d'eau. Elles portent pourtant des traces d'écoulement postglaciaires, surtout sur les terrains morainiques. Mais cette activité torrentielle a dû se limiter aux périodes de fusion des glaces ou de permafrost. Elle se produit encore exceptionnellement lorsque la neige fond sur un sol gelé. De toute manière, elle n'a pu que retoucher légèrement la morphologie des combes karstiques.

On ne peut exclure non plus a priori, l'existence de cours d'eau plus anciens qui n'auraient laissé aucun vestige; mais comment pourrait-on leur attribuer le façonnement de ces larges dépressions, sans bassins d'alimentation, ni débouchés proportionnés à leurs dimensions? Une autre explication est indispensable.

L'hypothèse la plus plausible est de considérer les combes karstiques comme des ouvalas linéaires, ce qui nous ramène à celle de TRICART (1957) citée plus haut. Elles seraient donc des formes de dissolution au même titre que les dolines et les ouvalas et soumises aux mêmes lois, avec cette différence qu'elles auraient bénéficié d'un développement privilégié, dans une direction déterminée par celle des diaclases.

Cette explication repose sur une coïncidence extrêmement nette entre leur orientation et celle de ces fissures. Cette relation, qui a pu être observée partout, est frappante sur les Figures 27 à 30 où les diaclases ont été représentées par leur éventail de variations, comme BURGER (1959) l'avait déjà fait pour des dépressions comparables de la croupe du Creux du Van.

Au Gros Pouille, les mesures trop peu nombreuses, n'ont permis d'établir que des angles de variations. Ailleurs, où l'on a pu faire des centaines de mesures le long des routes et des chemins forestiers, le nombre des diaclases, exprimé sur chaque rayon

en % du nombre total, donne une image de leur répartition plus claire et plus significative. La Figure 29 est une reproduction de la carte de la région des Laisinettes, au S de Mouthe. On y distingue deux groupes de combes karstiques orientées, les unes à peu près NNW, les autres NE. Or, ces directions coïncident d'une façon satisfaisante avec celles qui dominent chez les diaclases. La Figure 30 montre quelque chose d'analogue dans la région des plateaux.

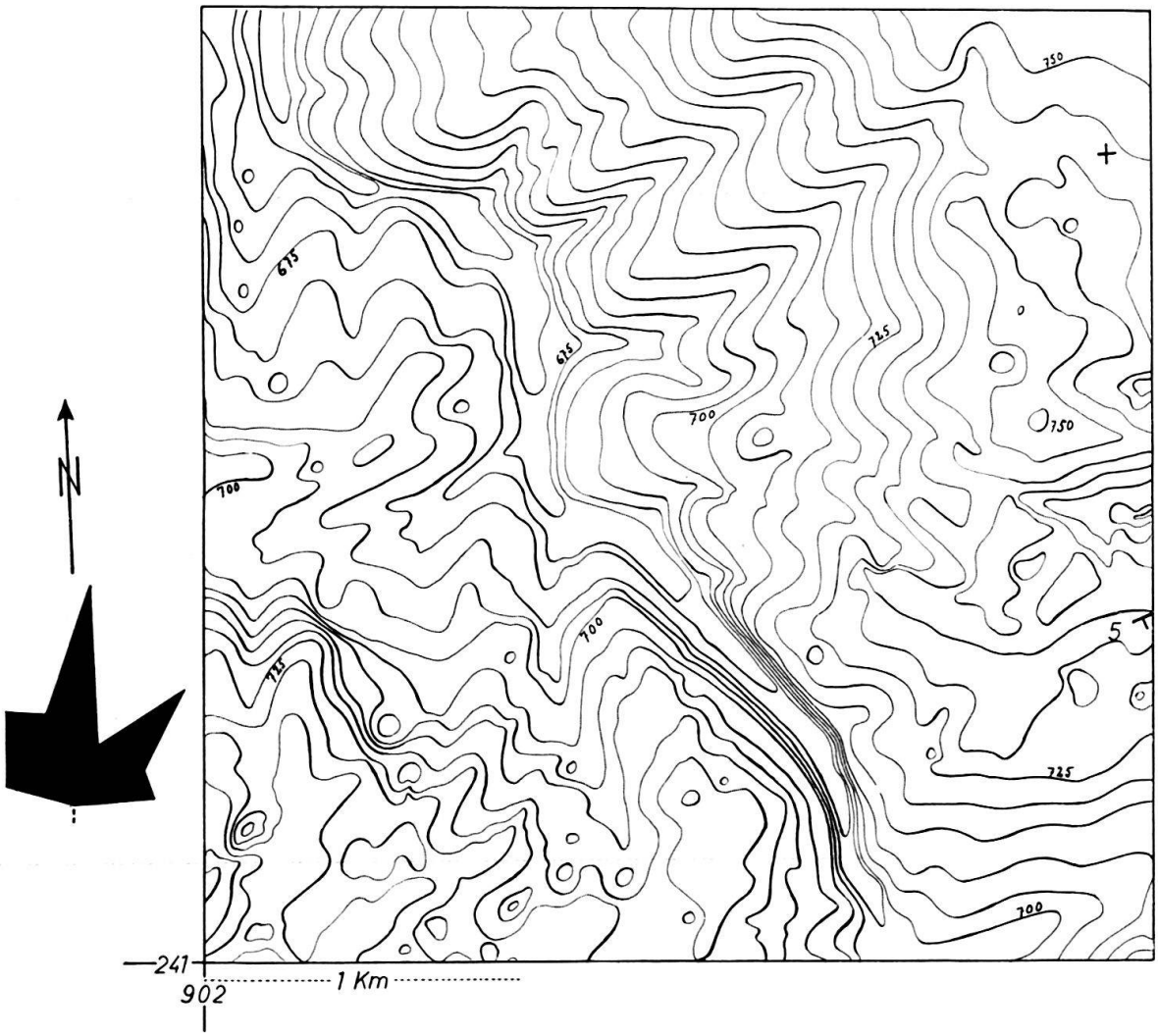

Fig. 30. *Réseau de combes karstiques et de vallées sèches du plateau d'Ornans.* (710 mesures de diaclases). (F. d'Ornans no. 3, 1:20 000e). La dépression la plus profonde, orientée NW-SE, est visiblement d'origine fluviale.

La Figure 28, celle du Creux, illustre un aspect un peu différent du problème. La dépression est creusée dans la région où dominent les diaclases transversales ou légèrement obliques. En amont, à mesure que les fissures axiales prennent de l'importance par rapport aux autres, elle s'estompe et passe insensiblement à la morphologie accidentée de la zone de charnière anticlinale. Dans ce cas comme dans les précédents, la subordination des combes karstiques aux diaclases paraît indiscutable.

Les conditions déterminantes de ces dépressions sont à peu près les mêmes que celles des ouvalas, c'est-à-dire une fissuration très prononcée, un pendage modéré et

la présence de niveaux friables. Mais il en est une autre qui explique la différenciation des deux types de dépressions; c'est la structure du réseau de diaclases. S'il existe plusieurs systèmes équivalents de fissures entrecroisées, l'érosion latérale s'exerce dans tous les sens avec la même efficacité. Le résultat est une ouvala ou une zone chaotique d'érosion massive.

Au contraire, s'il existe des faisceaux de diaclases prédominants bien déterminés, l'érosion, polarisée en quelque sorte dans leur direction, engendre une combe karstique.

C'est dans la chaîne du Risoux, que ces conditions sont le mieux réalisées, en raison de l'étendue des flancs à peine inclinés et du développement des marnes du Kimeridgien inférieur, mais surtout à cause de l'extraordinaire degré de fissuration. Ce découpage de la roche est bien visible en surface, mais il est apparu aussi au cours du forage, par la difficulté de récupérer les boues.[9]) C'est également lui qui pourrait expliquer la présence de Sidérolithique gréseux dans les crevasses du Séquanien. Quoi qu'il en soit, c'est au faîte du Risoux, où s'enchevêtrent plusieurs systèmes de diaclases, que se trouve le plus beau dédale karstique de la région, et sur ses flancs, que se sont creusées les combes karstiques les plus caractéristiques.

L'origine et l'évolution de ces dernières sont en quelque sorte inscrites dans la morphologie du Gros Pouille. Dans la partie supérieure, on assiste à l'organisation de la combe, par l'activité des dolines disposées suivant l'axe des diaclases. Puis des sillons de dissolution se dessinent et se rejoignent pour constituer une dépression unique mieux individualisée et, finalement, la large combe colmatée de sols résiduels et encombrée de moraine.

La présence de celle-ci est déjà l'indice d'un âge relativement ancien. En fait, les dimensions de ces dépressions, leurs formes émoussées, l'uniformité de leurs versants, impliquent une grande ancienneté. Tout porte à croire qu'elles ont commencé à se former lors du plissement jurassien et qu'elles appartiennent à l'évolution morphologique du Pliocène.

ÉVOLUTION DES FORMES STRUCTURALES

Le haut Jura plissé possède un relief conforme atténué, en ce sens que ses monts correspondent à des anticlinaux émoussés, où affleurent les terrains les plus anciens, tandis que ses vallées coïncident avec des synclinaux renfermant du Crétacé et par endroits de la molasse. Cette relation se retrouve aussi dans les plis secondaires et jusque dans les moindres ondulations de la série calcaire, comme le montre la Figure 32. Elle est également valable dans le sens longitudinal; les abaissements axiaux se traduisent par des modifications topographiques correspondantes. Enfin, elle s'applique même au jeu des cassures; dans la chaîne du Mont-Tendre, par exemple, les tronçons déplacés par les décrochements se trouvent topographiquement décalés les uns par rapport aux autres. En revanche, ce conformisme du relief et de la structure s'atténue et disparaît une fois les marnes argoviennes découvertes par l'érosion.

---

[9]) Communication orale de M. WINNOCK. On peut se demander si cette fissuration anormale n'est pas en relation avec le charriage de cet immense plateau-anticlinal, révélé également par le forage.

Dans les régions aplanies par une évolution morphologique précoce, la relation entre tectonique et topographie est moins apparente, du fait du nivellement plus prononcé des anticlinaux. Elle n'en existe pas moins. Il en est ainsi dans les Franches-Montagnes; sur les coupes dessinées par SUTER (1936), le synclinal Chaux d'Abel – Cerneux Veuzil est légèrement déprimé par rapport aux anticlinaux qui le délimitent. Cette remarque s'applique même à la région des plateaux; dans les profils de PROTCHE (1962), la surface du plateau d'Ornans épouse en les atténuant les déformations structurales.

On connaît déjà la théorie classique, suivant laquelle l'adoucissement du relief serait dû à l'arrasement des ébauches anticlinales, dans une période antérieure à la dernière phase orogénique. Les résultats de la présente étude nous permettent de proposer une autre explication.

1. L'évolution morphologique des anticlinaux

a) L'anticlinal du Noirmont (Fig. 31)

Il nous servira de point de départ. Ce pli est caractérisé par une remarquable ascension axiale, par laquelle sa charnière passe du Valanginien à l'Argovien sur une distance de 3 km. Cela nous a donné la possibilité de construire une série de profils qui permettent de reconstituer l'évolution morphologique de l'anticlinal. Les coupes 3 à 9 correspondent à l'ablation à la charnière, des étages Portlandien, Kimeridgien et Séquanien, soit près de 400 m de calcaire. Elles nous montrent aussi que cette érosion s'accompagne d'un aplanissement progressif du faîte, qui est réalisé à la coupe 7, suivi du creusement d'une dépression de plus en plus accusée, ébauche de la combe argovienne (10 et 11). Ainsi l'ablation n'est pas uniforme; minimum sur les versants, elle atteint son maximum à la charnière. Celle-ci porte en effet les traces d'une vigoureuse activité de dissolution, sous la forme de nombreuses dolines, de dépressions irrégulières et de surfaces chaotiques, indices d'une dissolution massive. Par endroits, elle présente même l'aspect d'une bande irrégulière, accidentée et caillouteuse, un peu déprimée.

b) Fissuration de la charnière

La cause de cette corrosion excessive est visible partout. C'est la densité du réseau des fissures. Les diaclases transversales y sont plus nombreuses qu'ailleurs; mais ce sont surtout les *diaclases axiales*, exceptionnelles sur les flancs, qui s'y multiplient (Fig. 33), et comme elles sont généralement ouvertes par l'effet de l'effort tectonique, elles contribuent à découper les bancs calcaires en blocs distincts (Fig. 34). Ces roches hâchées sont particulièrement abondantes dans le Risoux. On a pu remarquer encore que les diaclases axiales franchissent plus facilement que les autres les niveaux marneux.

A ces fissures, viennent s'ajouter encore des plans de cisaillement et des joints de stratification qui ont tendance à s'élargir dans les ployages anticlinaux.

Les charnières anticlinales constituent donc des masses tectonisées extrêmement perméables, comme l'a montré du reste le forage du Risoux, réunissant toutes les conditions d'une dissolution optimum, ainsi que le laisse entendre BIROT (1966, p. 88).

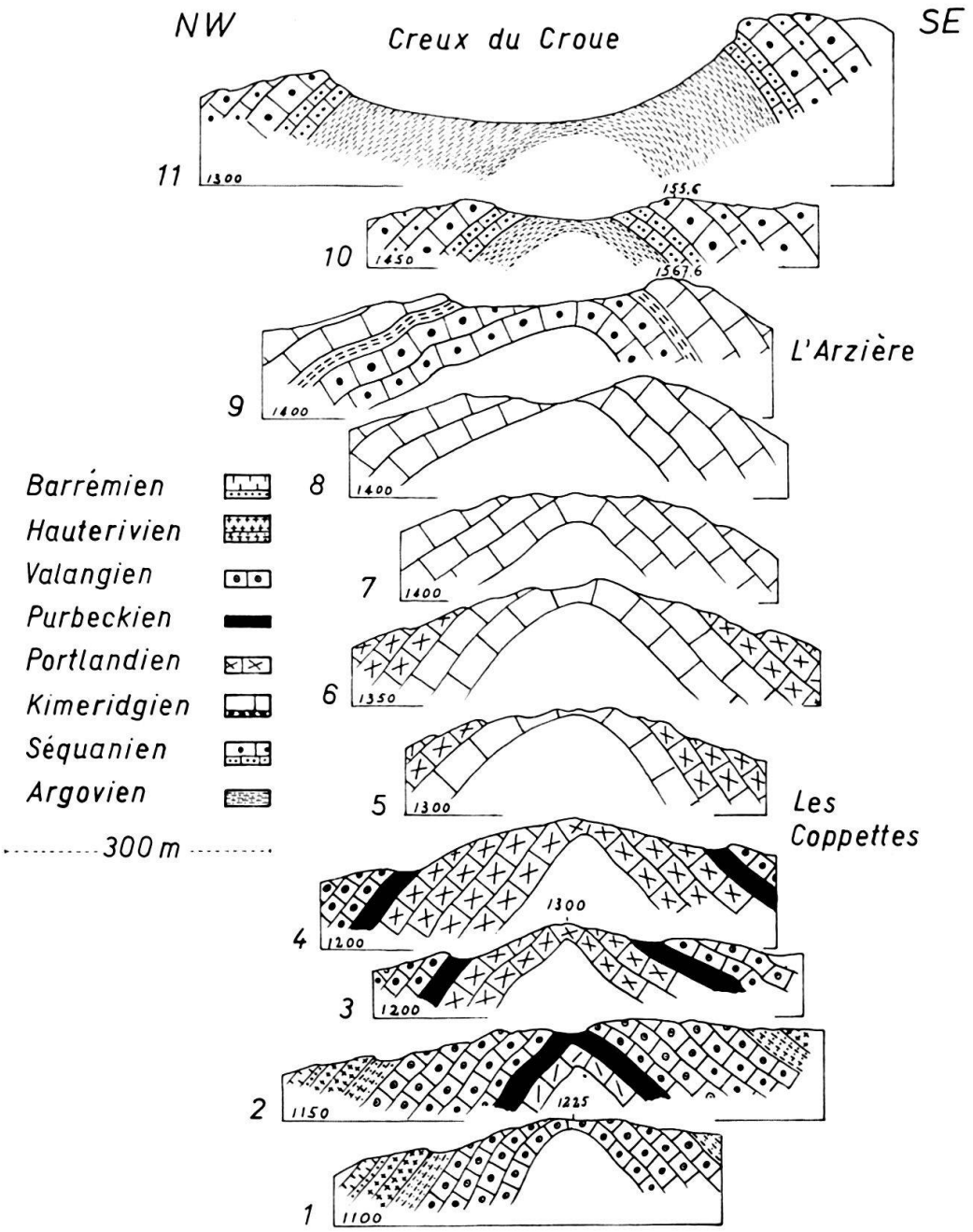

Fig. 31. *Profils de l'anticlinal du Noirmont montrant l'évolution morphologique de la charnière.* (Atlas géol. suisse, F. 430 Les Plats, 431 Marchairuz, etc. de A. Falconnier, 1950; coord. Noirmont: 498/149).

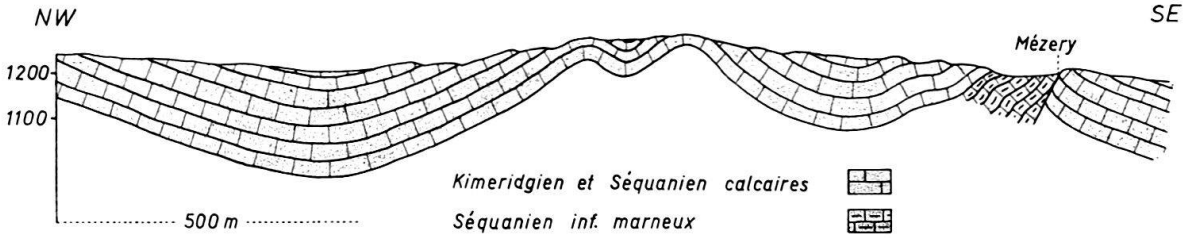

Fig. 32. *Profil géologique montrant la relation entre la structure et la topographie.* (Mézery, 501,7/158,2. Atlas géol. suisse, F. Vallée de Joux de D. Aubert, 1941).

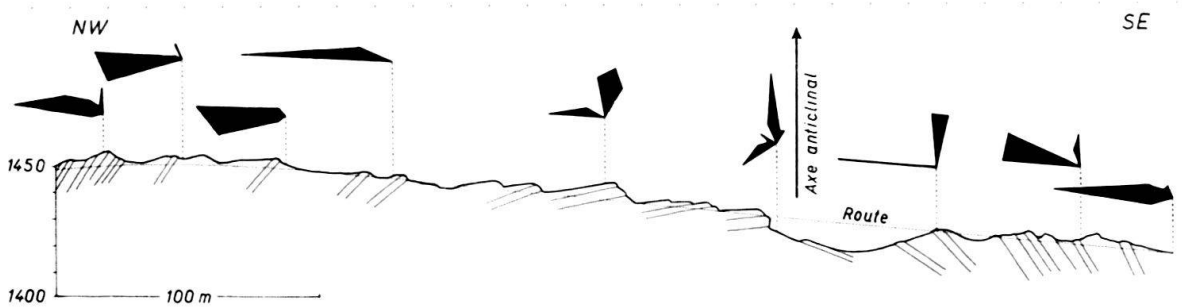

Fig. 33. *Col du Marchairuz. Morphologie anticlinale et direction des diaclases.* (F. Marchairuz, 508,9/156,4).

Les escarpements qui les entaillent en apportent la confirmation.

Sur la Figure 35, on distingue un banc de calcaire appartenant à une charnière anticlinale; deux systèmes de diaclases plus ou moins béantes en disloquent toute la masse. Quand il s'agit de faciès plus friables ou que les mailles de fissuration sont plus serrées, la désagrégation est encore plus prononcée. C'est ce qui se produit au-dessus du village de Baulmes (F. Ste-Croix, 530/182,5) où un genou anticlinal «vient en bas» et alimente les éboulis des Râpilles, dans lesquels A. Lombard (1939) croyait distinguer l'indice de mouvements récents.

On comprend donc que les escarpements anticlinaux alimentent d'importantes coulées d'éboulis, et qu'ils aient le plus souvent un relief en dents de scie, caractérisé par l'alternance de couloirs et de redans. Dans l'ensemble, leurs charnières se comportent comme des éléments peu résistants à toutes les formes d'érosion. Aussi sont-elles le plus souvent en retrait ou entaillées par des cirques, ou encore occupées par des bassins torrentiels. En définitive, c'est dans l'extrême fissuration du sommet des anticlinaux que réside la cause première de l'inversion du relief.

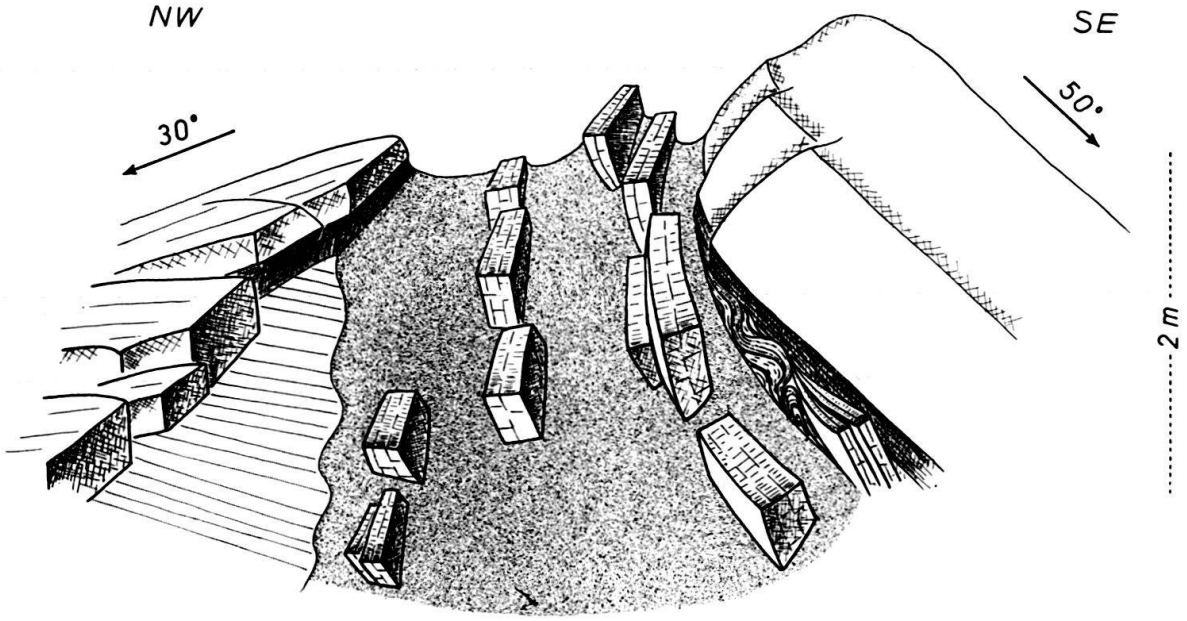

Fig. 34. *Charnière de l'anticlinal du Mont-Tendre découpée par des diaclases axiales.* (F. Marchairuz, 510,7/157,7).

c) Modelé de la zone charnière

Dans cette zone, l'érosion verticale par dissolution, définie à propos des dolines, est facilitée par le nombre et la capacité des fissures. Les bancs y sont donc défoncés par des dolines ou désorganisés par l'érosion massive. A partir de ces centres s'exerce l'érosion latérale, facilitée elle aussi par la fissuration, ainsi que par l'horizontalité des strates.

Ces deux formes d'érosion ont tendance à se propager suivant l'axe de l'anticlinal où se maintiennent les mêmes conditions favorisant leur activité. Transversalement, en revanche, elles sont bientôt ralenties par la diminution des diaclases et l'accentuation du pendage, car on sait que le recul des bancs est d'autant plus lent qu'ils se rapprochent davantage de la verticale. La dissolution maximum à la charnière, décroissante

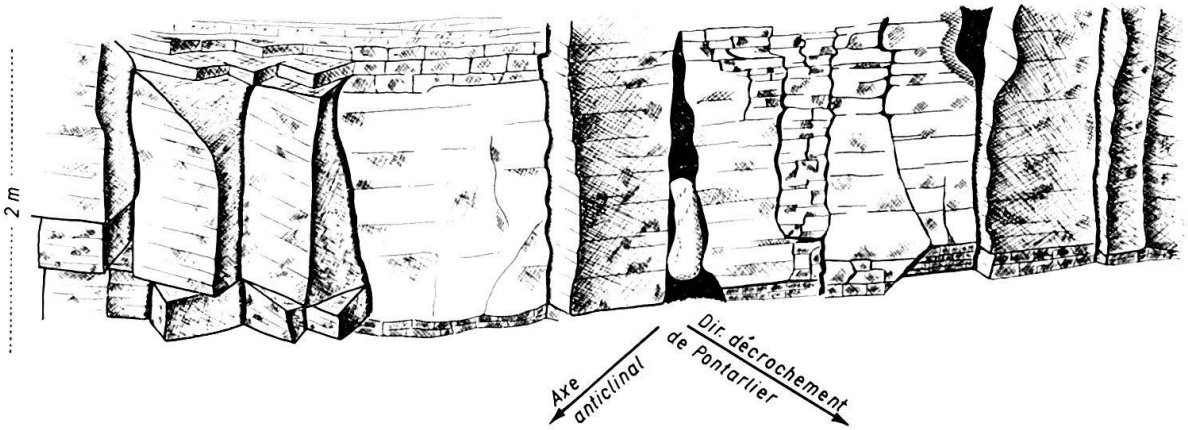

Fig. 35. *Banc disloqué de la charnière anticlinale du Morond*, chaîne du Mont-d'Or. (Cirque du Cernois, 517,3/178,7. Atlas géol. suisse, F. Orbe de D. AUBERT et M. DREYFUSS, 1963).

sur les flancs, entraîne automatiquement l'atténuation du faîte anticlinal, puis son nivellement, suivi du creusement d'un sillon axial. L'érosion d'un anticlinal calcaire progresse donc de haut en bas, contrairement aux lois du modelé fluvial.

d) Formes particulières

Elles s'expliquent par l'influence du rayon de courbure et des propriétés pétrographiques.

Chez les anticlinaux à petit rayon de courbure, l'érosion très efficace sur la charnière se réduit fortement sur les flancs. Leur relief évolue donc rapidement vers la formation d'un étroit sillon axial, délimité par deux crêts saillants, prolongés eux-mêmes par de longs versants déclives.

Les anticlinaux coffrés, caractérisés par une large voûte articulée à deux jambages subverticaux, évoluent différemment. L'érosion à la charnière n'est pas localisée comme dans le cas précédent; le recul des bancs peut donc se poursuivre sans grand ralentissement sur le dos du pli jusqu'aux jambages où le freinage devient efficace. C'est pourquoi la surface topographique très uniforme, épouse la voûte anticlinale, en tranchant les strates sous un angle très faible. Ce relief substructural est bien visible dans les cirques d'érosion du Creux-du-Van (F. Travers, 546/199) et du Mont d'Or (F. Orbe, 517/176), creusés l'un et l'autre dans des plis de ce genre.

Anticlinal portlandien. Sur la Figure 31, la topographie de l'anticlinal portlandien des profils 3 et 4, est beaucoup plus accentuée que celle du Valanginien des premières coupes. Ce rajeunissement du relief peut s'expliquer par la rapidité relative avec laquelle s'effectue l'ablation des marnes purbeckiennes et le dégagement de la voûte portlandienne. Or cette dernière surface est particulièrement résistante, ses diaclases étant encrassées par les résidus purbeckiens; elle ne peut donc évoluer que très lentement, d'autant plus que l'appareil karstique du Crétacé, dolines, etc., ne parvient pas à l'atteindre à travers le Purbeckien. A ce niveau, la corrosion doit en quelque sorte repartir à zéro. C'est donc le contraste entre la vulnérabilité des marnes purbeckiennes et la résistance de leur mur calcaire qui est à l'origine du profil substructural de l'anticlinal portlandien. Celui de Grati (F. Orbe, 521/172,8) au SE de Vallorbe en est un exemple démonstratif.

Les mêmes faits se produisent au niveau du Valanginien supérieur calcaire, par l'élimination des marnes hauteriviennes. On peut le vérifier dans l'anticlinal du Chalet Dernier (F. Orbe, 521,7/170). A un niveau stratigraphique inférieur, des conditions analogues se réalisent par l'ablation des marno-calcaires argoviens, qui dégage le noyau de Dogger au centre des grandes combes anticlinales.

2. L'évolution morphologique des synclinaux

a) Les grandes vallées synclinales façonnées par leurs cours d'eau, n'ont pas leur place ici. Seules entrent en considération celles qui sont soumises exclusivement au modelé karstique, c'est-à-dire les synclinaux secondaires, avec ou sans contenu crétacé. Le fait qu'ils renferment des terrains stratigraphiquement supérieurs à ceux des régions voisines, implique qu'ils ont subi une ablation moindre et qu'ils se comportent comme des éléments résistants. Le rapport entre la structure synclinale et le degré de résistance à l'érosion est extrêmement sensible, comme le montre la Figure 32. La moindre inflexion concave s'imprime dans la topographie par une dépression ou un replat renfermant des terrains plus jeunes que ceux des affleurements voisins.

b) Morphologie. Dans quelle mesure la morphologie des synclinaux trahit-elle ce caractère de résistance? La plupart des cuvettes de ce genre sont occupées par des dalles de lapiez plus ou moins structurales, continues, sillonnées de rigoles, par endroits de crevasses, mais pas partout. Le caractère le plus frappant est la rareté des dolines et des ouvalas. Celles qui existent bénéficient en général de l'influence de failles, de zones broyées ou de rides anticlinales secondaires. En revanche, les bassins fermés substructuraux ne manquent pas, mais ils évoluent peu, aussi bien en profondeur que latéralement, comme on l'a vu sur la Figure 26.

La charnière apparaît comme l'élément le plus résistant, le plus compact. Aussi se trouve-t-elle fréquemment en relief par rapport à ses flancs déprimés topographiquement. Cette disposition fait la transition avec les synclinaux perchés. Nous en avons étudié spécialement deux, le Mont-Fier qui domine la localité des Rousses (Jura, F. Les Rousses, 489,5/146,7) et le Mont-Châteleu (Doubs, F. Travers, 534,3/204,7) dont une des faces est représentée sur la Figure 36. Ces synclinaux perchés sont des blocs calcaires résistants reposant sur un piédestal d'Argovien. Leurs flancs se présentent comme de hautes murailles verticales, continues, presque rectilignes, bien différents des escarpements anticlinaux. Les diaclases majeures y sont espacées et,

dans les intervalles, la roche est fragmentée par d'innombrables diaclases capillaires qui la découpent en blocs anguleux soudés par un enduit tuffeux. Cette structure rend difficile la désagrégation. Aussi la masse a-t-elle tendance à s'ébouler par gros pans plutôt que de se disloquer pour alimenter des éboulis.

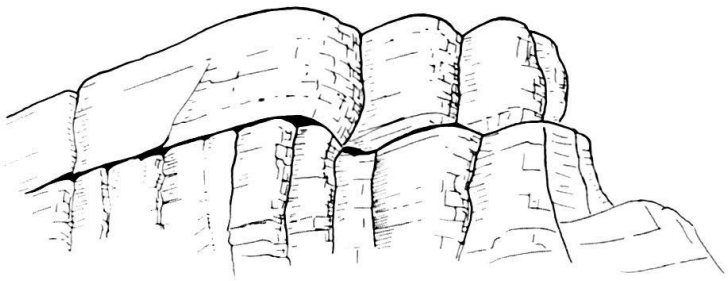

Fig. 36. *Escarpements séquaniens du synclinal perché du Mont-Châteleu.* (F. Travers, 534,3/204,7; carte géol. 1:50 000e, Morteau, 1968).

Une telle fissuration est vraisemblablement attribuable à la compression. On en retrouve une pareille dans les jambages anticlinaux très redressés, comme on l'a vu page 333, et dans la série monoclinale crétacée au pied immédiat du Jura, où les conditions de contrainte semblent avoir été comparables à celles des synclinaux. Quoi qu'il en soit, le synclinal se comporte comme une masse fragmentée et puissamment comprimée, presque dépourvue de fissures ouvertes, et par conséquent peu propice à la pénétration de l'action dissolvante. Une fois de plus, on constate que la vulnérabilité d'un calcaire est déterminée par la nature de ses diaclases.

c) Modelé. Ledéfonçage des bancs est difficile par manque de fissures suffisantes. Si toutefois il a lieu, l'érosion latérale s'exerçant à partir de ces points de pénétration sur des calcaires cohérents est peu efficace. C'est pourquoi les bassins fermés avortent et les dolines se développent mal. Elles devraient logiquement évoluer en profondeur. C'est bien ce que l'on observe dans le vaste synclinal valanginien des Leyseneys (F. Col de la Faucille, 496/142,5) où les ébauches de gouffres sont nombreuses et les dolines quasi absentes.

Reste l'érosion dorsale, gênée elle aussi par la cohésion des calcaires et par l'abondance de sols résiduels et colluviaux. C'est elle qui est à l'origine des lapiez qui tiennent une grande place dans les aires synclinales et qui correspondent à une évolution minime de la surface karstique.

3. Conclusion

De nombreuses observations ont permis d'établir que la dissolution est maximum sur les anticlinaux, décroît sur leurs versants et atteint son minimum au fond des synclinaux. Elle tend donc à atténuer la surface structurale et finira par la niveler. Le relief conforme actuel, à l'exclusion des combes argoviennes, n'est qu'une étape de cet aplanissement. Au demeurant, l'idée n'est pas nouvelle puisque MACHACEK en 1905 déjà, déclarait que l'érosion karstique a abaissé les anticlinaux jusqu'au niveau des synclinaux. Le facteur de différenciation de cette évolution est connu; c'est la répartition, la densité et la nature des diaclases.

Toutefois, la solution de ce problème en pose automatiquement un nouveau. Les précipitations sont pratiquement les mêmes sur les anticlinaux et les synclinaux adjacents. Rappelons que tel n'est pas l'avis de CORBEL (1956 et 1957a) qui voit dans l'excès de pluie et surtout de neige, la cause de l'usure des anticlinaux. Cette influence est sans doute valable si la dénivellation est considérable; elle devient négligeable lorsque cette condition n'est pas remplie et à plus forte raison quand la différence d'altitude est à l'avantage du synclinal. D'autre part, la concentration en carbonates des eaux de suintement ne diffère pas selon qu'on les recueille dans une zone anticlinale ou synclinale.

On peut donc se demander ce qui différencie réellement la dissolution en fonction des formes tectoniques et où figurent le déficit du synclinal et le bénéfice de l'anticlinal dans la comptabilité de la corrosion. Deux observations vont nous suggérer une explication.

Dans les escarpements anticlinaux, caractérisés par leur degré extrême de fissuration, on n'observe presque jamais de suintements. L'eau s'infiltre immédiatement et gagne la profondeur par la voie la plus directe. Dans la tranche des synclinaux au contraire, comme dans les séries monoclinales du pied du Jura, les suintements sont très nombreux. En l'absence de diaclases ouvertes, l'eau s'infiltre avec lenteur et tend à s'écouler latéralement, ce qui explique la morphologie particulière des parois caractérisée par la présence de niches d'érosion alternant avec des encorbellements.

Ces conditions variables de l'infiltration doivent entraîner des variations inverses de l'évapotranspiration, avec les répercussions que l'on sait sur la dissolution. Autrement dit, sur les anticlinaux, où l'évapotranspiration est réduite par la rapidité de l'infiltration, la dissolution et l'ablation doivent atteindre leurs plus fortes valeurs. Dans les synclinaux, c'est le contraire; la forte évapotranspiration causée par le retard de l'enfouissement de l'eau, réduit la corrosion en proportion.

Ces relations ne sauraient être valables que pour des moyennes établies sur de longues périodes et de grandes étendues. Faute d'avoir pu en vérifier l'exactitude, nous les présentons ici à titre d'hypothèse.

LES AUTRES FORMES D'ÉROSION

1. Les combes anticlinales

On appelle ainsi les dépressions creusées par l'érosion dans l'axe des anticlinaux jusqu'au mur marneux de la série calcaire. Les corniches rocheuses qui les encadrent, leur fond humide et gazonné, leur confèrent un aspect accidenté bien caractéristique, qui contraste avec le relief beaucoup plus uniforme des surfaces calcaires qu'elles dissèquent. Il en existe de nombreuses variétés, depuis la simple boutonnière argovienne de la Figure 39, jusqu'à la dépression complexe avec noyau de Dogger, échancré lui-même par un système de combes liasiques et triasiques. Mais elles peuvent se ramener à deux types, si l'on tient compte de la nature de leur écoulement. Les unes sont des combes fermées (Fig. 42), en ce sens que les eaux de surface disparaissent par des pertes, les autres, des combes drainées (Fig. 40) par des cours d'eau normaux qui s'en échappent par des ruz rejoignant les vallées synclinales ou par des gouttières axiales aboutissant directement aux cluses.

L'origine de ces combes n'est pas évidente. D'après la théorie classique de l'érosion normale (DE MARTONNE, 1926, p. 792), elles auraient été engendrées par l'érosion régressive torrentielle, s'appliquant sur les flancs anticlinaux pour atteindre finalement le substratum marneux dans la zone faîtière. Il est possible que les choses se soient passées ainsi dans certains cas invérifiables. Mais si c'était une règle générale, il existerait des témoins de cette évolution hydrographique. Or on n'en connaît guère et, pour les combes fermées, le problème ne se pose même pas.

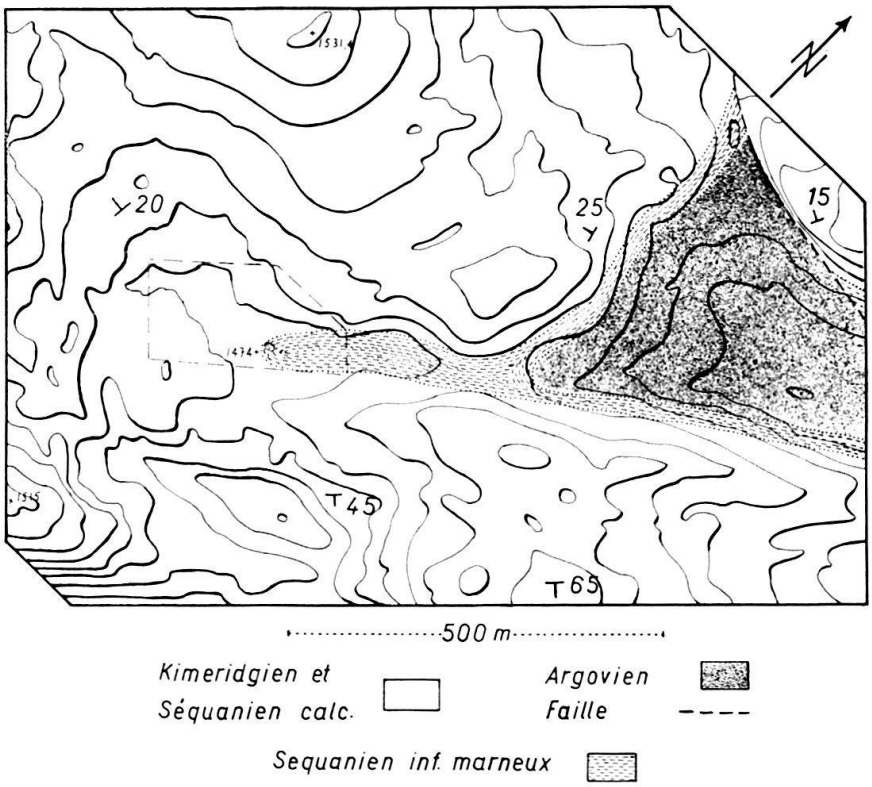

Fig. 37. *Combe anticlinale des Begnines.* Extrémité SW. (501,1/150,9; carte géol. Cf. fig. 31).

CAILLEUX et TRICART (1954, p. 129) renversent la question. Ils imaginent que c'est la présence de zones affaiblies par une érosion antérieure au plissement qui a déterminé les ployages anticlinaux, ce qui revient à repousser le problème dans le passé, sans le rendre pour autant plus facile à résoudre. BIROT (1954) est à peu près du même avis quand il déclare que la seule explication est un tronquage préalable. En ce qui nous concerne, l'origine des combes anticlinales s'inscrit sans difficultés dans l'évolution morphologique des anticlinaux.

La Figure 37 représente l'extrémité SW de la combe fermée des Begnines, dans le Jura vaudois. Dans le secteur gauche du dessin s'étend une dépression karstique irrégulière, creusée dans la charnière séquanienne. La Figure 38 en montre le détail morphologique, ses chaînes de dolines, ses crevasses, etc. Vers le NE, les bancs calcaires disparaissent et font place à un étroit sillon herbeux qui recouvre les marnes inférieures du Séquanien, puis s'élargit et s'ouvre dans la spacieuse combe argovienne.

Cet exemple montre que la combe anticlinale n'est pas confinée dans les faciès marneux. Elle existe déjà, elle se prépare par érosion karstique dans les calcaires surin-

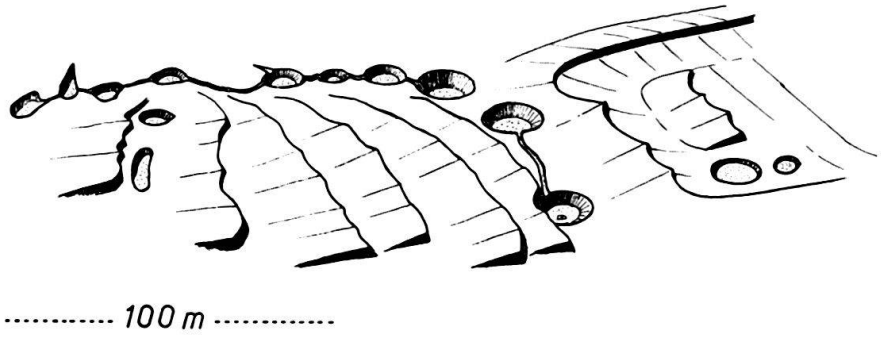

Fig. 38. *Esquisse morphologique de la zone encadrée de la figure 37.*

combants. C'est du reste ce que nous avions remarqué à propos de l'évolution morphologique des anticlinaux, illustrée par la Figure 31. Le creusement de la combe argovienne en est la dernière étape, celle où la corrosion défonce les bancs calcaires les plus profonds et dégage les terrains moins perméables de l'Argovien. Cet épisode, qui correspond à peu près à la Figure 39, est un tournant capital dans l'évolution morphologique de l'anticlinal, car dans la zone marneuse qui vient d'être découverte, le modelé normal succède à l'érosion karstique; l'altération se substitue à la dissolution, laissant un abondant résidu argileux; un réseau de drainage, superficiel ou sous-cutané, remplace l'infiltration immédiate, ce qui se traduit par la formation de sillons et de vallons délimités par des versants continus (BURGER, 1959, p. 128). Une rupture morphologique se produit alors entre la zone marneuse qui se creuse activement et les surfaces voisines restées calcaires, dont l'évolution se poursuit au rythme lent de la corrosion.

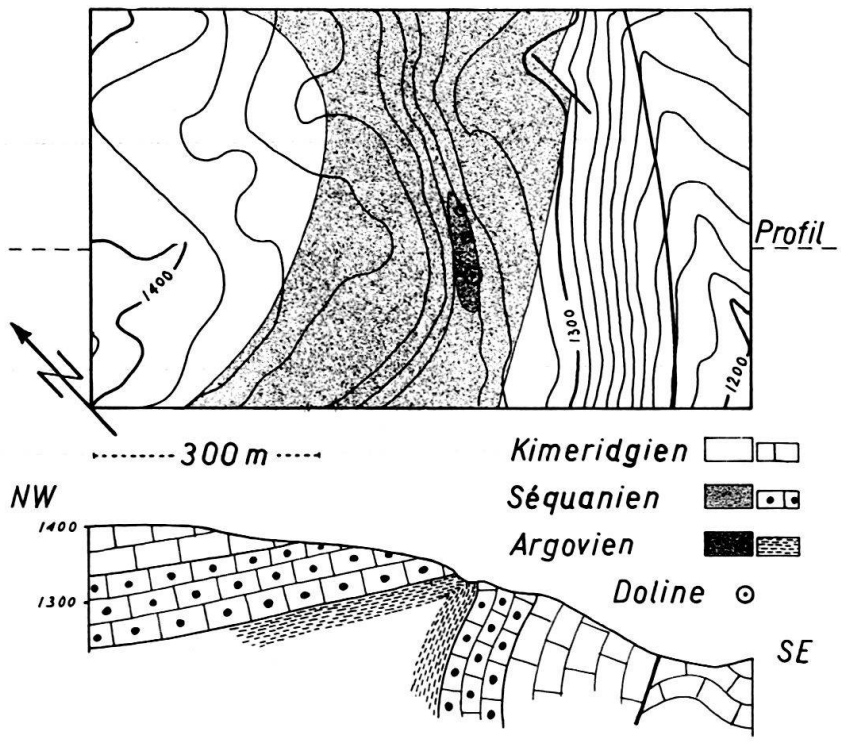

Fig. 39. *Ebauche d'une combe anticlinale, près de Bel Coster.* (524/178,8; carte géol. Cf. fig. 35).

Si les eaux de drainage de la combe parviennent à s'écouler par une brèche des versants, elles engendrent, un ruz, parfois plusieurs, chacun recueillant les eaux d'un secteur déterminé, et la combe se transforme en bassin torrentiel. Lorsqu'on considère la carte, on constate du reste que beaucoup de ces ruz ne sont jamais parvenus à rejoindre un collecteur, leurs ruisseaux ayant dû se perdre en route dans les fissures du calcaire. C'est la preuve que les ruz, du moins ceux-là, ont été creusés d'amont en aval et non par érosion régressive (Fig. 41).

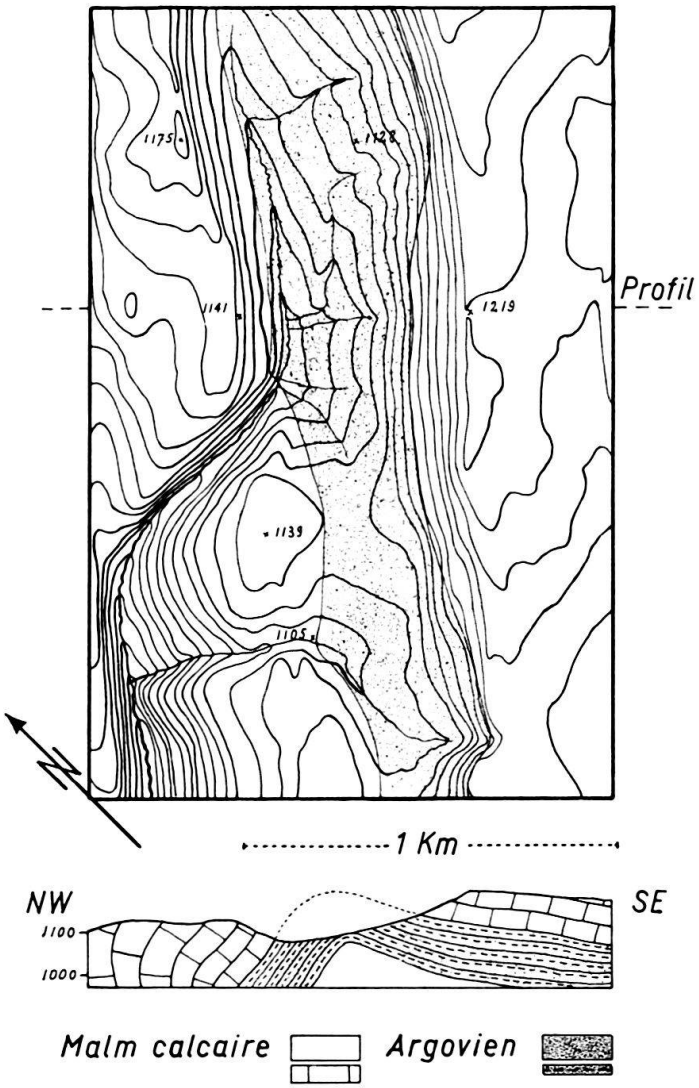

Fig. 40. *Combe anticlinale de la Petite Ronde.* (526/200. Atlas géol. suisse, F. 276 La Chaux, 277 Les Verrières de C. MUHLETHALER, 1928).

Dans d'autres cas, les eaux superficielles de la combe marneuse aboutissent à des pertes et l'écoulement s'organise en profondeur. Le résultat est alors une combe fermée. Ce régime se substitue souvent au premier, le ruz s'étant desséché au profit d'une circulation souterraine dont l'existence est signalée par des dolines oblitérant l'entrée du défilé rocheux (Fig. 41).

Il reste le problème de l'évacuation des résidus insolubles, bien plus volumineux que dans le cas de la corrosion des calcaires. Il n'y a pas de difficultés pour les combes

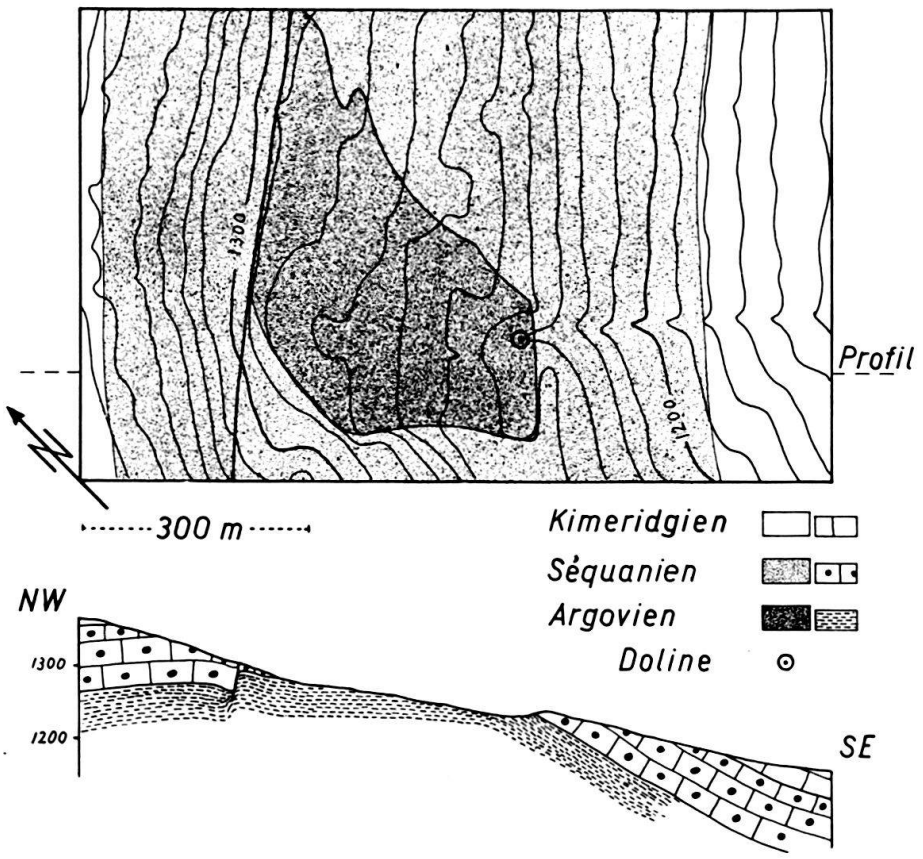

Fig. 41. *Début d'une combe anticlinale, à la Petite Têpe.* (508,3/167,3; carte géol. Cf. fig. 32).

drainées. Les autres en revanche sont exposées à l'occlusion des conduites souterraines, à la suite de quoi, l'eau seule réussit à s'infiltrer, les matières insolubles demeurant en surface et complétant le colmatage. Le phénomène d'autorégulation décrit ailleurs, intervient aussi dans ce cas; l'érosion est ralentie par la couverture de sols résiduels.

Dans les régions précédemment englaciées, cela ne se remarque pas, les combes fermées, comme celle de la Figure 42, ayant été curées par l'érosion glaciaire. Ailleurs, il n'existe plus à proprement parler de combes fermées; elles font place à des zones gazonnées à peine déprimées, parcourues de sillons d'érosion aboutissant à des pertes ou à des dolines, ou encore se perdant dans les lapiez voisins. Le modelé des combes anticlinales fermées s'inscrit donc dans le processus général d'aplanissement qui caractérise l'évolution du karst jurassien.

2. Cas particuliers

Le Creux du Croue (Fig. 43)

Ce pléonasme (Croue ou Crouaz signifie creux en patois), exprime assez bien le caractère exceptionnel de cette dépression. Dubois (1959, p. 297) la considère comme une encoche postpontienne. En fait, c'est une accentuation locale très prononcée de la combe anticlinale du Noirmont, représentée sur la Figure 31. Sa ressemblance avec un poljé apparaît sur la Figure 43: versants rocheux, source, fond marécageux, ruis-

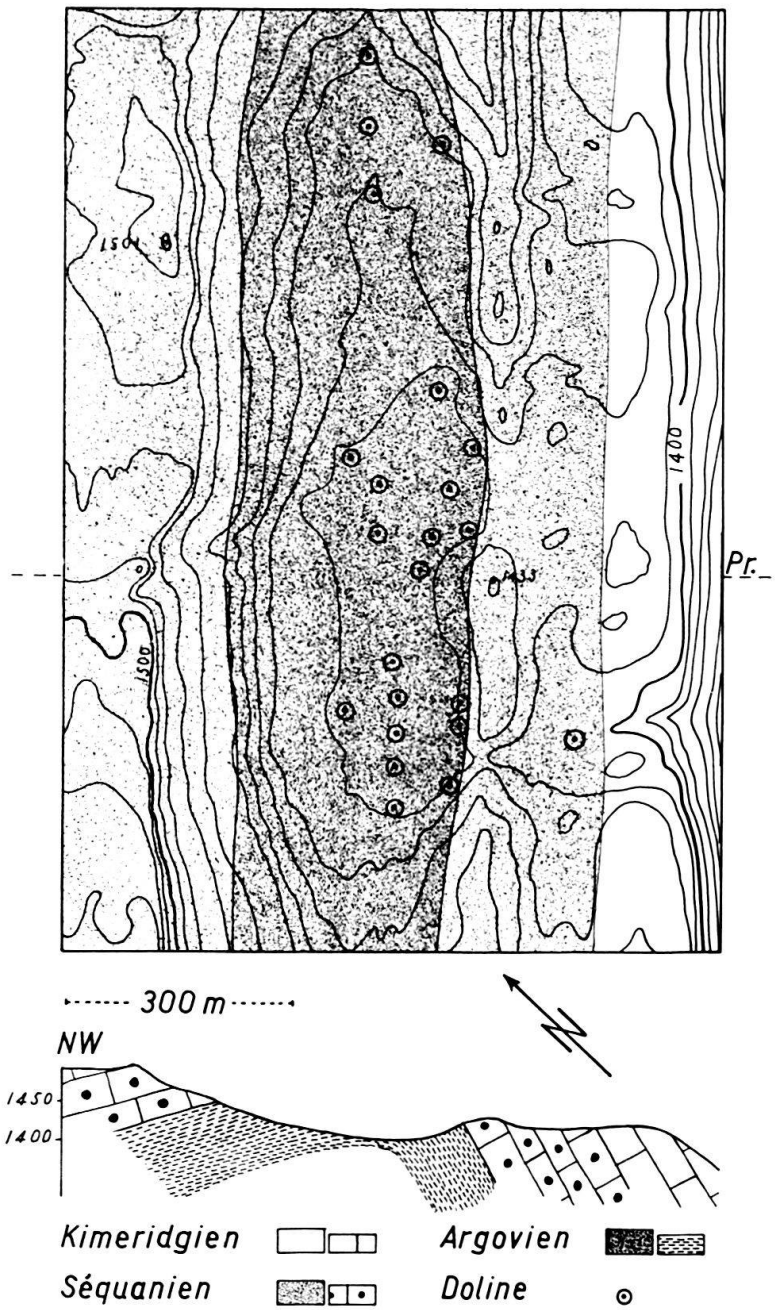

Fig. 42. *Combe anticlinale des Begnines.* Partie centrale. (502,5/152,3; carte géol. Cf. fig. 31).

seau de drainage et perte. Son rebord NW est échancré d'une brèche en relation confuse avec une gouttière du versant anticlinal. Est-ce peut-être un ancien ruz?

L'existence de cette surprenante excavation est probablement en relation avec l'importante faille qui la traverse. Cet accident a dû faciliter la dissolution des calcaires surincombants et la formation d'une ouvala initiale. Puis, une fois dégagés les marno-calcaires de l'Argovien, c'est vraisemblablement par cette fissure qu'a pu se faire, sans risque d'occlusion ni de colmatage, l'évacuation des résidus de dissolution et d'altération.

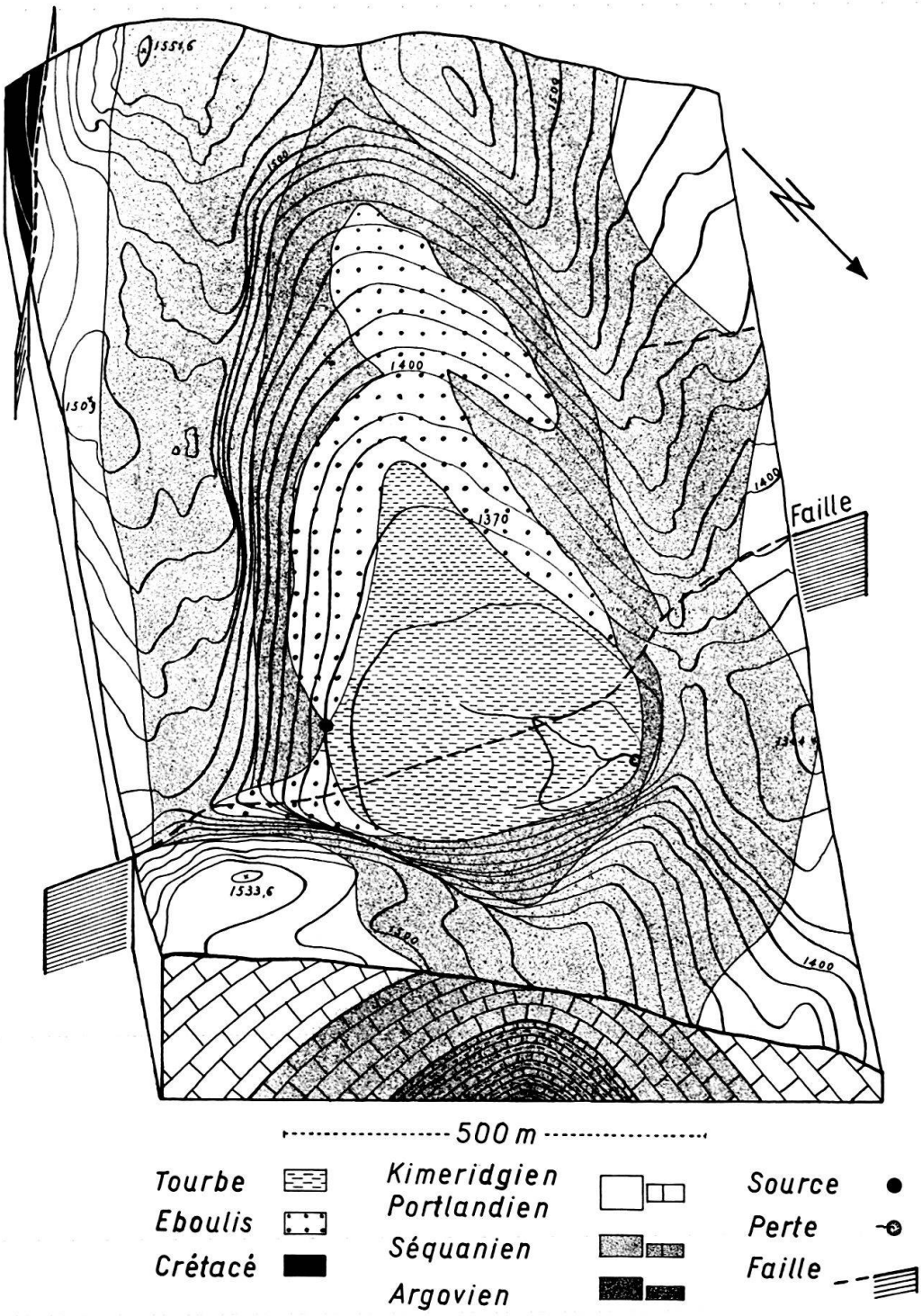

Fig. 43. *Bloc diagramme du Creux du Croue.* (499/150,3; carte géol. Cf. fig. 31).

Les Franches-Montagnes
(SUTER, 1936; SCHWABE, 1939; BOURQUIN, SUTER et BUXTORF, 1946)

Ce territoire a les caractères d'un vaste plateau d'érosion au relief peu accidenté et limité de trois côtés par de profondes dépressions. Les coupes établies par SUTER (1936) montrent une surface topographique légèrement conforme, comme nous l'avons signalé plus haut, tranchant une série de plis de faible amplitude.

Les partisans de la théorie morphogénétique jurassienne classique y trouvent un exemple particulièrement démonstratif de la véracité de leur point de vue. Ils considèrent donc les Franches-Montagnes comme une ancienne surface d'érosion, une pénéplaine tertiaire à peu près figée, à peine déformée par la tectonique plus récente. Il faut bien reconnaître que l'apparence est en leur faveur; cette topographie émoussée tronquant les anticlinaux, correspond bien à l'idée qu'on peut se faire d'une surface d'érosion sénile.

Mais elle pourrait s'expliquer tout aussi bien, et à moindres frais si l'on peut dire, par l'action prolongée de la dissolution. Il a été établi que le relief plissé calcaire, soumis à l'action des eaux corrosives, tend vers un aplanissement toujours plus prononcé, en raison de la supériorité de l'ablation anticlinale. Les Franches-Montagnes constituent le plus bel exemple d'un aplanissement tel qu'on peut l'imaginer. Dès lors, on peut se demander si elles représentent bien un héritage tertiaire, une pénéplaine incompréhensiblement conservée, ou si elles ne seraient pas plutôt le résultat d'une longue évolution karstique. Avant d'accepter cette hypothèse, il faut expliquer pour quelles raisons le nivellement y est plus prononcé qu'ailleurs.

Cela tient à l'amplitude relativement faible des plis, mais surtout au fait que l'emplacement des Franches-Montagnes coïncide avec la zone de passage des marno-calcaires argoviens au faciès organogène calcaire du Rauracien et avec la limite méridionale des marnes oxfordiennes. L'Argovien y est déjà plus calcaire, et par conséquent plus résistant, que dans la zone plus interne. C'est ce que montrent les profils géologiques de SUTER (1936) et de BOURQUIN (1946), où les combes argoviennes habituelles font place à des surfaces planes ou convexes, voire à des nervures saillantes. De son côté, l'Oxfordien est encore si mince qu'il ne détermine que des dépressions insignifiantes. Ces passages de faciès se voient admirablement sur les planches de ZIEGLER (1962).

Privées d'intercalations marneuses, les Franches-Montagnes se comportent comme un bloc calcaire, à la surface duquel la corrosion a pu se maintenir sans qu'aucun obstacle ne vienne en perturber l'aplanissement. On en trouve la confirmation dans l'absence de combes drainées et de ruz, si nombreux dans les régions voisines où l'Argovien a son faciès normal. Pourtant les ravins d'érosion ne manquent pas sur les versants du Doubs au N, et de la Ferrière à l'W. Mais aucun ne s'épanouit dans sa partie supérieure pour former une combe de quelque importance.

La même topographie de plateau, sans échancrures argoviennes ou oxfordiennes, se retrouve tout le long de la zone de transition de l'Argovien au Rauracien, par exemple, sur le large dos de l'anticlinal de Pouillerel (FAVRE, 1911) en arrière du Locle et de la Chaux-de-Fonds, dans la région de Morteau ainsi que dans les anticlinaux situés au N et au NW de Pontarlier, dont un exemplaire est représenté sur la Figure 44.

CONCLUSIONS

Le karst jurassien est caractérisé par le contraste des grands traits de sa topographie avec les détails de son relief. Vu de loin, son domaine ne présente que des formes adoucies, des lignes subhorizontales et des horizons fuyants, significatifs d'un degré d'usure avancé. De près, les mêmes surfaces révèlent une morphologie peu évoluée, dolines de petite taille, bassins fermés peu profonds, etc.

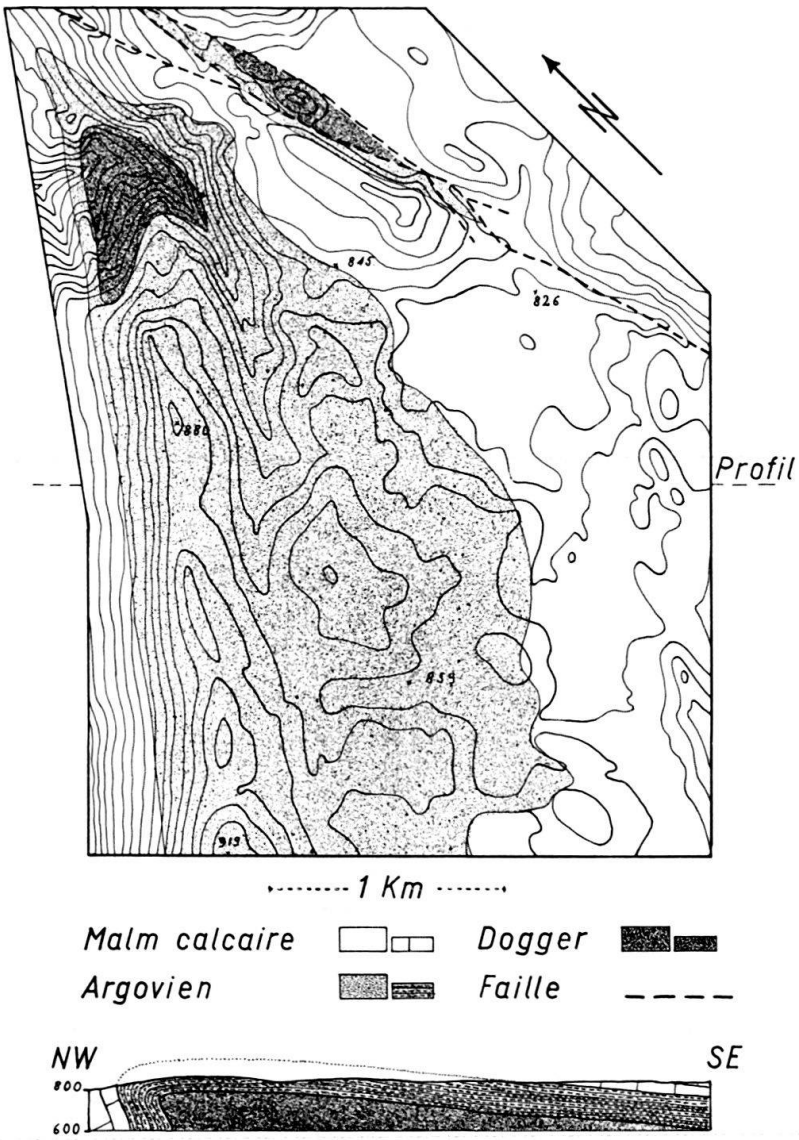

Fig. 44. *Combe anticlinale de la Vrine.* (Quadril. Lambert 904,2/228,3; cartes géol. 1:50 000e Pontarlier et Ornans).

Le même contraste se dessine entre la morphologie des calcaires et celle des dépressions façonnées par les eaux superficielles, combes, canyons et cluses.

Ces oppositions sont généralement expliquées par l'existence de deux cycles d'érosion distincts, l'un antérieur, l'autre postérieur au plissement principal du Jura. L'étude des phénomènes et des formes karstiques actuels et des lois qui les régissent, nous permet d'envisager une autre solution qui sera précisée dans un travail ultérieur, en tenant compte dans la mesure du possible, des variations paléoclimatiques.

Pour l'instant, bornons-nous à esquisser l'évolution morphologique du Jura telle qu'elle nous apparait à la fin de cette étude.

1. Ablation calcaire

En dépit des apparences, le karst jurassien est le siège d'une activité érosive non négligeable. Des mesures ont montré que l'ablation superficielle du calcaire par disso-

lution équivaut à 0,05 mm par an, soit 5 cm par millénaire. Cela signifie que la surface topographique, loin d'être figée par le karst comme on l'a prétendu, s'abaisse et évolue d'une façon appréciable.

2. Faible composante verticale de l'ablation

La pénétration des eaux agressives est conduite par les diaclases et entravée par les résidus insolubles. Dans la série jurassienne, la minceur, l'hétérogénéité et l'impureté des bancs calcaires, la fréquence des niveaux marneux, qui contribuent à perturber les réseaux de diaclases et fournissent les éléments des sols résiduels, donnent finalement l'avantage aux facteurs modérateurs. C'est pourquoi l'approfondissement des dolines et autres dépressions de dissolution est précocement ralenti, voire interrompu.

3. Forte composante horizontale

L'érosion frontale qui attaque la tranche des bancs est favorisée par les mêmes propriétés des calcaires. Aussi des auréoles d'érosion se développent-elles concentriquement autour des dolines et d'une façon générale à partir de tous les points de défoncement des bancs. On peut donc dire que *la corrosion décape davantage qu'elle ne creuse.*

4. Aplanissement

L'ablation est conditionnée par la tectonique. Maximum aux charnières des anticlinaux, décroissante sur leurs flancs, elle atteint sa valeur la plus faible au fond des synclinaux. Ainsi le relief s'atténue dans le sens d'un aplanissement progressif, cause de l'aspect émoussé de la topographie calcaire jurassienne.

5. Juxtaposition des modelès karstiques et fluviaux

Une fois l'Argovien marneux dégagé par l'ablation des calcaires surincombants, le ruissellement et l'écoulement superficiels interviennent et contribuent à creuser des vallées fluviales enclavées dans les régions calcaires. Cette juxtaposition des deux modelés est à l'origine du contraste qui oppose la morphologie des croupes calcaires et celle de leurs combes anticlinales, et que l'on retrouve dans la rupture topographique des canyons et des cluses.

6. Evolution morphologique ultérieure

La base de la série sédimentaire jurassienne étant essentiellement marneuse, on peut prévoir que l'érosion fluviale finira par l'emporter sur le modelé karstique. Les vallées argoviennes, puis liasiques et triasiques et les canyons, occupant toujours plus de place, le modelé karstique se trouvera confiné sur les interfluves en voie de régression. En dernier lieu, il ne restera que quelques blocs calcaires témoins dominant un réseau de vallées creusées dans le substratum imperméable.

Dans le Jura actuel, on peut observer tous les degrés de cette évolution morphologique. La partie centrale de la haute chaîne, celle que nous avons étudiée, représente la phase la plus jeune, caractérisée par l'aplanissement des voûtes calcaires et le développement plus ou moins avancé des combes anticlinales.

Les Franches-Montagnes correspondent à un état de nivellement plus avancé, sans vallées d'érosion pour des raisons locales exposées plus haut.

Dans le Jura oriental, l'étroitesse des plis et le caractère plus marneux des faciès ont déterminé une évolution plus précoce. La couverture calcaire a fait place à des massifs isolés par un réseau de vallées jurassiques et triasiques.

Enfin, le Jura lédonien ou du Vignoble, c'est-à-dire la bordure occidentale de la chaîne en marge de la Bresse, illustre parfaitement la limite décrite ci-dessus. Les calcaires ne forment plus que quelques éminences disséminées dans un relief de vallées et de collines liasiques et triasiques.

Cette étude a été volontairement limitée au Jura plissé central. Ses conclusions ne sont donc pas applicables sans autre à l'ensemble du Jura. Nous avions songé à les confronter avec la structure et la morphologie des plateaux, pour essayer d'en expliquer le modelé par les lois de l'évolution karstique actuelle. Nous préférons en laisser le soin à nos collègues français, familiarisés avec l'étude de ces régions.

RÉSUMÉ

L'objet de ce travail est l'étude du karst jurassien, plus précisément celle de son évolution et de ses lois.

Les diaclases constituent le facteur fondamental de la dissolution, car c'est de leur nombre et de leur capacité que dépend la surface de contact de l'eau et de la roche. Elles différencient l'érosion qui s'exerce sur la tranche et le toit de chaque banc. La première, (ér. frontale) étant plus efficace que la seconde (ér. dorsale), il en résulte que les bancs ne s'émoussent pas; ils reculent. Cette érosion karstique régressive explique la plupart des particularités du relief calcaire.

D'autre part, le sol joue le rôle d'élément régulateur de la corrosion. Jeune, perméable et riche en humus, il la favorise; plus évolué, c'est-à-dire épaissi et chargé de résidus peu perméables, il contribue à restreindre l'infiltration au bénéfice de l'évapotranspiration et au détriment de la dissolution.

Facilitée et dirigée par les diaclases, stabilisée par le sol, l'érosion karstique décape plus qu'elle ne creuse, aplanit le relief au lieu de l'accentuer. C'est pourquoi, les dépressions karstiques restent de dimensions modestes.

Le façonnement des lapiez, dans lequel intervient l'action conjuguée du gel et de la dissolution, s'est achevé sous une couverture de sol. Les dolines, considérées trop souvent comme des curiosités morphologiques, sont en réalité des phénomènes qui défoncent les bancs calcaires à leurs points faibles, puis, en s'élargissant à partir de ces centres, les démolissent par érosion frontale. Plusieurs générations de dolines se succédant dans le même périmètre, engendrent un bassin fermé d'érosion, une ouvala. Si le Jura ne possède pas de poljé au sens strict du terme, les bassins fermés synclinaux y tiennent une grande place.

Dans les grandes lignes, le relief jurassien calcaire est conforme à la structure. Le tronquage des anticlinaux peut s'expliquer par les lois de l'érosion karstique. La dissolution est maximum aux charnières où le réseau des diaclases est le plus dense, décroît sur les flancs en raison de l'inclinaison plus prononcée des bancs, et atteint sa valeur minimum au fond des synclinaux.

L'origine des combes anticlinales s'inscrit dans cette évolution. Une fois découvertes les marnes argoviennes, le ruissellement se substitue à la corrosion sur leurs affleurements et y creuse des dépressions orientées dans l'axe tectonique.

L'ablation superficielle par dissolution est de l'ordre de 0,05 mm/an, valeur relativement faible, mais appréciable à l'échelle géochronologique. Il est donc faux de croire que les surfaces calcaires sont immuables et de dire qu'elles sont immunisées par le karst. En réalité, le Jura calcaire subit une usure appréciable, dans le sens d'un nivellement toujours plus prononcé, du moins tant que les marnes sous-jacentes ne sont pas dégagées.

Cette explication, en particulier celle de l'aplanissement des anticlinaux, ne pourrait-elle remplacer la théorie traditionnelle qui exige l'intervention d'une pénéplaine tertiaire hypothétique, déformée après coup? Ce problème sera envisagé dans un travail ultérieur.

ZUSAMMENFASSUNG

In dieser Arbeit studiert der Verfasser den Karst des Jura, insbesondere seine Entwicklung und seine Entwicklungsgesetze.

Für die Auflösung der Kalke ist die Klüftung von grundlegender Bedeutung: Kluftdichte und Kluftvolumen bestimmen die Grösse der Kontaktfläche zwischen Gestein und Wasser. Die Klüftung bestimmt auch die selektive Erosion der Kalkbänke. Auf der Dachfläche der Bänke ist sie weniger stark (Dachflächenerosion = «érosion dorsale») als auf der Stirnseite der Bänke (Stirnerosion = «érosion frontale»). Da die Stirnerosion stärker ist als die Dachflächenerosion, wird die steilstehende Stirn der Bänke nicht *abgerundet*, sondern vielmehr rückwärts verschoben. Aus dieser regressiven Erosion des Karstes kann die Mehrzahl der Besonderheiten des Karstreliefs erklärt werden.

Anderseits wirkt der Boden als ein Regulator für die Korrosion. Junge, wasserdurchlässige und humusreiche Böden werden stärkere Korrosion hervorrufen als ältere, mächtigere und undurchlässigere Böden. Diese letzteren behindern die Wasserinfiltration und befördern die Verdunstung, setzen also die Auflösung der Kalke herab.

Die durch die Klüftung erleichterte und durch die Böden regulierte Verkarstung wirkt sich viel stärker in der flächenhaften Denudation (Abtragung) als in der vertikalen Vertiefung des Reliefs aus. Aus diesem Grund haben die Karstwannen (Dolinen, usw.) nur geringes Ausmass.

Die Bedeckung mit Boden bringt die Karrenbildung, die im wesentlichen auf die konjugierte Aktion der Kalkauflösung und der Frostwirkung zurückzuführen ist, zum Erliegen. In den Dolinen, die häufig nur als morphologische Sonderformen betrachtet werden, sind die Kalkbänke stets dort, wo sie weniger widerstandsfähig sind, durchlöchert; ferner stellt man als allgemein gültige Regel fest, dass die Kalkbänke vom Mittelpunkt der Doline aus seitwärts durch Stirnerosion weggelöst sind (érosion frontale). Mehrere, im gleichen Bereich nebeneinander liegende Dolinengenerationen können eine geschlossene Karstwanne, eine sogenannte Uvala, bilden. Im Jura befinden sich keine eigentlichen Poljen, im streng genommenen Sinn des Wortes, eher haben wir es mit geschlossenen Synklinalwannen zu tun.

In grossen Zügen ist das jurassische Kalkrelief konkordant zur Struktur. Die Abstumpfung der Antiklinalen kann durch die Erosionsgesetze des Karstes erklärt werden. Die maximale Auflösung findet auf den Antiklinalscharnieren statt, wo die Klüftung sehr dicht ist. Die Kalkauflösung nimmt in den Antiklinalflanken, wo die Schichtung steiler ist, rasch ab, und erreicht ihren Minimalwert in den Synklinalen.

Auch die Bildung der Antiklinaltäler («combes anticlinales») gehört zu dieser Entwicklung. Werden die Argovienmergel in den Gewölbekernen durch die Karsterosion erreicht, dann wird die Korrosion durch Flusserosion ersetzt und diese letztere vertieft die längs der Antiklinalaxen orientierten Täler.

Die Grössenordnung der oberflächlichen Ablation durch Kalkauflösung beträgt 0,05 mm/Jahr.

Dieser Wert ist verhältnismässig gering, aber im geochronologischen Massstab doch ganz bedeutend. Es ist falsch zu glauben, dass das Kalkrelief unabänderlich ist, und es ist ebenso falsch zu sagen, dass der Karst das Kalkrelief gegen Abänderungen schützt. Tatsächlich ist die Ablation des Kalk-Jura bedeutend, im Sinne einer immer fortschreitenden Einebnung, zumindest so lange allfällig unterliegende Mergelschichten nicht zutage treten.

Könnten diese Erklärungen, insbesondere die der stets fortschreitenden Einebnung der Antiklinalen, nicht die traditionellen Theorien ersetzen, die von einer hypothetischen tertiären und nachher verformten Rumpffläche (Peneplain) ausgehen? Dieses Problem wird in einer späteren Arbeit eingehender erläutert.

BIBLIOGRAPHIE

ARBENZ, P. (1913): *Über Karrenbildungen*. Neujahrsbl. Natf. Ges. Zürich *115*.

AUBERT, D. (1943): *Monographie géologique de la vallée de Joux*. Mat. Carte géol. Suisse (n.s.) *78*, 134 p.

– (1965): *Calotte glaciaire et morphologie jurassienne*. Eclogae geol. Helv. *58*/1, 555–578.

– (1966): *Structure, activité et évolution d'une doline*. Bull. Soc. neuch. Sc. nat. *89*, 113–120.

– (1967): *Estimation de la dissolution superficielle dans le Jura*. Bull. Soc. vaud. Sc. Nat. *69*/8, 365–376.

AUDETAT, M., GUIGNARD, J. P. (1958): *La spéléologie dans le Jura suisse*. Actes 2ème congrès intern. Spéléol. *1*/1, 257–273.

BACH, R. (1950): *Die Standorte jurassischer Buchwaldgesellschaft mit besonderer Berücksichtigung der Böden.* Bull. Soc. Bot. suisse *60*, 50–152.

BAUER, F. (1964): *Kalkabtragungsmessungen in den österreichischen Kalkhochalpen.* Erdkunde *18/2*, 95–102.

BELL, E. (1931): *Monographie de la vallée du Doubs entre les Brenets et Biaufond.* Bull. Soc. neuch. Géogr. *40*, 3–136.

BIROT, P. (1954): *Problèmes de morphologie karstique.* Ann. Géogr. *58*, 161-192.

– (1959): *Précis de Géographie physique générale.* Colin, Paris, 1 vol., 396 p.

BIROT, P., HENNIN, S., GUILLIEN, Y., DELVERT, J. (1962): *Contribution à l'étude de la désagrégation des roches.* C.D.U., Paris, 231 p.

BIROT, P. (1966): *Le relief calcaire.* C.D.U., Paris, 238 p.

BÖGLI, A. (1951): *Probleme der Karrenbildung.* Geogr. Helv. *6*, 191–204.

– (1954): *Das Verhalten von Karbonaten in der Natur.* Die Höhle. Ztschr. f. Karst u. Höhlenkunde *5* (3/4), 36–44.

BOURGEAT, ABBE (1895): *Quelques observations nouvelles sur les lapiez. . .dans le Jura.* Bull. Soc. géol. Fr. (3ème s.) *22*, 414–420.

BOURQUIN, PH., SUTER, H., BUXTORF, A. (1946): *Notice explicative de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25 000, F.114 Biaufond – 117 St. Imier.* Kümmerly & Frey, Berne, 56 p.

BRÜCKNER, E. (1902): *Notice préliminaire sur la morphologie du Jura suisse et français.* Arch. Sc. phys. et nat. (4ème pér.) *14*, 633–642.

BURGER, A. (1959): *Hydrogéologie du bassin de l'Areuse.* Bull. Soc. neuch. Géogr. *52*/1, 304 p.

CAILLEUX, A., TRICART, J. (1954): *Cours de Géomorphologie. Géomorphologie structurale.* C.D.U., Paris, 330 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.

CAVAILLE, A. (1953): *L'érosion actuelle en Quercy.* Rev. Géomorph. dyn. *4*, 57-74.

CHABOT, G. (1927): *Les plateaux du Jura central.* Pub. Fac. lettres Strasbourg *41*, 350 p.

CHEVALIER, P. (1953): *Erosion ou corrosion.* Actes 1er congrès intern. Spéléol., 35–39.

CORBEL, J. (1956): *Le karst du Vercors.* Rev. Géogr. Lyon *31*/3, 221–241.

– (1957a): *Les karsts du nord-ouest de l'Europe.* Rev. Géogr. Lyon, publ. hors série, 541 p.

– (1957b): *Karsts haut-alpins.* Rev. Géogr. Lyon *32*/2, 135–158.

– (1959): *Erosion en terrain calcaire.* Ann. Géogr. *68*, 97–120.

– (1964): *Les karsts des régions polaires.* Rev. belge Géogr. *88* (1/2), 83–103.

– (1965): *Karsts de Yougoslavie.* Rev. Géogr. Est *3*, 245–294.

DREYFUSS, M. (1956): *Circulation sous-cutanée et glissements actifs.* Ann. Sc. Univ. Besançon (2ème s.) *4*, 3–5.

– (1959): *Existence d'une topographie karstique du type lapiaz sous des alluvions tertiaires à Besançon.* C.R. Soc. géol. Fr. *8*, 208–209.

DUBOIS, M. (1959): *Le Jura méridional.* Sedes, Paris, 643 p.

DUCHAUFOUR, P. (1960): *Précis de pédologie.* Masson, Paris, 438 p.

FAVRE, J. (1911): *Description géologique des environs du Locle et de la Chaux-de-Fonds.* Eclogae geol. Helv. *11*/4, 369–476.

GEZE, B. (1953): *Révision de la feuille de Séverac.* Bull. carte géol. Fr. *50* (237), 195–205.

– (1965): *Les conditions hydrogéologiques des roches calcaires.* Chron. Hydrogéol. B.R.G.M. *7*, 9–39.

HETTNER, A. (1912): *Aus dem Schweizer Jura. Eine morphologische Skizze.* Geogr. Zschr. *18*, 515–521.

JACOT-GUILLARMOD, C. (1909): *Carte des bassins fermés du Jura.* Serv. topogr. fédéral.

LEHMANN, O. (1932): *Die Hydrographie des Karstes.* Enzyklop. Erdk., 212 p.

LEUENBERG, R. (1950): *Beitrag zur Kenntnis der Humuskarbonaten und Rendzinen im Schweizer Jura.* Mit. Agrikulturchem. E.T.H., 85 p.

LOMBARD, A. (1939): *Influences tectoniques sur le modelé du bassin du Léman.* Bull. Ass. géogr. franç. *123*, 128–137.

MACHACEK, F. (1905): *Der Schweizer Jura.* Petersmanns geogr. Mitt. *150*, 147 p.

MARGERIE DE, E. (1909): *La structure du Jura.* Actes Soc. Helv. Sc. nat. *1*, 40–68.

MARTONNE DE, E. (1926): *Traité de Géographie physique 2*, 499–1057, Colin, Paris.

MOOR, M. (1952): *Die Fagion-Gesellschaften im Schweizer Jura.* Beitr. z. geobot. Landesaufn. *31*, 201 p.

PARDE, M. (1931): *L'Ain. Etude hydrologique.* Bull. Soc. nat. Ain *45*, 45–79.

PILLICHODY, A. (1922): *Bas-fonds exposés au gel.* Bull. Soc. vaud. Sc. nat. *54*, 326–336.

PROTCHE, G. (1962): *Etude géologique de la région l'Hôpital-du-Gros-Bois – Saint-Juan (Doubs).* Dipl. 3ème cycle, Fac. Sc. Univ. Besançon, 114 p.

RENAULT, P. (1965): *Principes de Pétrographie karstologique.* Spel. Karso. *1*, 35–41.

– (1967): *Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléologie* (suite). Ann. Spéléol. *2*, 210–267.

RICHARD, J.-L. (1961): *Les forêts acidophiles du Jura.* Mat. levé géobot. Suisse *38*, 164 p.

ROLLIER, L. (1894): *Sur les lapiez du Jura.* Bull. Soc. neuch. Sc. nat. *22*, 54–65.

ROQUES, H. (1962): *Considérations théoriques sur la chimie des carbonates.* Ann. Spéléol. *17*/1, 11–41; *17*/2, 241–286; *17*/3, 463–467.

– (1963): *Sur la répartition du CO_2 dans les karsts.* Ann. Spéléol. *18*/2, 141–184.

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. (1941): *L'influence du climat sur la composition chimique des eaux souterraines vadoses.* Bull. Soc. géol. Fr. (5ème s.) *11* (7/9), 267–290.

– (1962): *Les eaux souterraines.* Masson, Paris, 642 p.

SCHWAB, E. (1939): *Morphologie der Freiberge.* Bull. Geogr. Ges. Basel *5*, 135 p.

SMYK, B., DRZAL, M. (1964): *Untersuchungen über den Einfluss von Mikroorganismen auf das Phänomen der Karstbildung.* Erdkunde *18*/2, 102-113.

SUTER, H. (1936): *Geologische Beschreibung der Kartengebiete Les Bois und St. Imier.* Mat. Carte géol. Suisse (n. s.) *72*, 39 p.

THEOBALD, N. (1957): *Pertes et résurgences, entonnoirs de dissolution et entonnoirs d'ablation.* Ann. Sc. Univ. Besançon (2ème s.) *7*, 41–48.

TRICART, J. (1954): *Les dépôts quaternaires de la région des chaînons (F. Pontarlier au 1:50 000e).* Bull. Carte géol. Fr. *52*/241, 123–136.

– (1955): *Modelé karstique dans les Causses.* Rev. Géomorph. dyn. *6*/5, 193–201.

– (1957): *Les formations quaternaires de la feuille de Mouthe au 1:50 000.* Bull. Carte géol. Fr. *55*/252, 3–16.

VANDENBERGHE, A. (1964): *Remarques sur les théories karstiques.* Bull. B.R.G.M. *2*, 33–50.

VERDEIL, P. (1961): *Principes généraux de la karstification.* Spelunca (4ème s.) *1*, 42–56.

– (1962): *Note préliminaire sur une classification climatique des karsts.* Actes 2ème Congrès intern. Spéléol. *1*, 49–61.

WINNOCK, E. (1961): *Résultats géologiques du forage Risoux I.* Bull. Ass. suisse géol. pétrol. *28*/74, 17–26.

ZIEGLER, M.A. (1962): *Beiträge zur Kenntnis des unteren Malm im zentralen Schweizer Jura.* Diss. Univ. Zürich, 1962. Buchdruck Winterthur A.G., 55 p.

Manuscrit reçu le 20 février 1969