

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 68 (1975)
Heft: 1

Artikel: L'évolution du relief jurassien
Autor: Aubert, Daniel
Kapitel: 2: Les théories morphogénétiques
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-164376>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 02.04.2025

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

Deuxième partie

LES THÉORIES MORPHOGÉNÉTIQUES

La première partie nous a permis de rassembler des faits. Dans la deuxième, nous allons les utiliser pour essayer d'expliquer le relief actuel considéré comme l'aboutissement des événements qui se sont succédés depuis l'émersion du Crétacé supérieur. Il s'agit donc, en fait, d'établir une théorie morphogénétique du Jura. J'exposerai tout d'abord brièvement les théories traditionnelles, auxquelles souscrivent la grande majorité des géologues et des géomorphologues, puis je développerai une explication personnelle, que quelques auteurs ont déjà exprimée plus ou moins implicitement.

Théories traditionnelles

Elles s'inspirent généralement de celle de BRÜCKNER (1902) et se fondent sur trois aspects du Jura :

- La surface d'érosion qui émousse le profil des anticlinaux et tranche obliquement les strates calcaires.
- Le contraste entre la topographie émoussée, sénile en apparence, des aires calcaires et la fraîcheur des formes fluviales.
- La présence de cailloutis siliceux allochtones disséminés sur ces surfaces.

Il n'est pas question d'exposer la substance de chacune de ces théories. Contentons-nous de citer les principaux travaux qui en contiennent l'énoncé : MACHAČEK 1905; FAVRE 1911; CHABOT 1927; BELL 1931; SCHWAB 1939; DREYFUSS 1949; DREYFUSS & GLANGEAUD 1950; ANNAHEIM 1951; BIROT 1954; DUBOIS 1959; A. GUILLLAUME 1961. Pour le reste, on peut se référer aux listes bibliographiques de BARSCH (1969) et, pour le Jura français, de CAIRE (1963).

D'une façon générale elles envisagent deux cycles d'érosion successifs conformément au schéma de la figure 21. La surface calcaire actuelle qui enveloppe les croupes et les plateaux, serait donc une survivance de la pénéplaine¹⁰⁾ du premier cycle, ultérieurement ployée et soulevée par le second, puis partiellement disséquée par des canyons, cluses et autres dépressions d'origine fluviale. Sur cette trame commune, on a tissé presque autant de variantes qu'il y a d'auteurs, portant sur le nombre de cycles et leur importance relative, sur l'âge des périodes d'aplanissement et des phases orogéniques, à quoi viennent s'ajouter des retouches pour expliquer des particularités locales. Ainsi la morphogenèse des plateaux peut se satisfaire d'un second cycle réduit à un soulèvement et à quelques ajustements. En dépit de cette dispersion, la «théorie de la pénéplaine» a acquis aux yeux de beaucoup la valeur d'un dogme.

Pourtant cette infailibilité vient d'être mise en doute par LAUBSCHER (1962) pour lequel l'existence de deux phases de plissement est inconcevable, ainsi que par BARSCH (1969) qui n'admet pas que les Franches-Montagnes soient une ancienne pénéplaine. Ces idées rejoignent celles de quelques anciens particulièrement perspicaces : ALB.

¹⁰⁾ Pour des raisons de commodité, j'emploie le terme de *pénéplaine* même si dans l'esprit de certains auteurs il ne s'agit que d'une surface d'érosion évoluée.

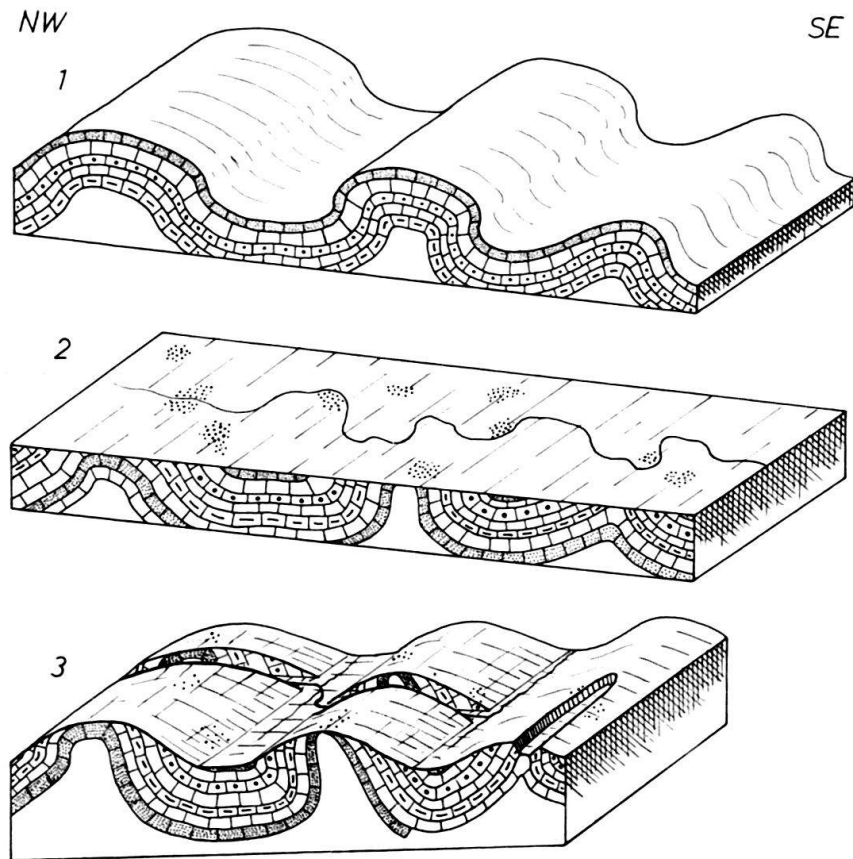


Fig. 21. Schéma illustrant les théories traditionnelles.

1^{er} cycle: 1 Structure initiale. 2 Pénéplaine et alluvions. 2^e cycle: 3 Rajeunissement tectonique. Conservation de la pénéglaïne déformée. Creusement des canyons, cluses et combes anticlinales. On a laissé de côté la molasse et négligé l'érosion antérieure au 1^{er} plissement.

HEIM (1919); HETTNER (1912); BLACHE (1929); JARANOFF (1935); et surtout DE MARGERIE (1909) dont l'opinion catégorique pourrait figurer dans les conclusions de ce travail: «Je ne crois pas aux épisodes de pénéglaïne et de plissements alternés.»

Critiques. A mon avis, les théories traditionnelles sont le résultat d'une illusion d'optique, celle que l'on éprouve en considérant le paysage jurassien d'un point dominant. Dans son uniformité et ses lignes fuyantes on croit distinguer les restes d'une pénéglaïne, mais en y regardant de plus près, on s'aperçoit qu'il s'agit d'une surface rigoureusement conforme, plaquée sur la structure dont elle reproduit en les émoussant, les moindres ondulations comme l'a relevé GOCHT (1961) dans le Jura neuchâtois.

A part les dépressions marneuses et les vallées d'érosion fluviale, la topographie calcaire s'est donc réalisée en fonction de la tectonique. Une relation aussi étroite s'explique facilement dans le cas d'une orogénèse unique; elle est incompatible avec l'existence de deux phases tectoniques, à moins que les plis de la seconde ne coïncident exactement avec ceux de la première, comme dans la figure 21, ce qui est difficilement concevable dans la réalité. D'autre part, dans la première partie de ce travail, on a décelé les traces d'un seul véritable plissement, celui du Tardipontien. Il est vrai qu'on ignore à peu près tout ce qui s'est passé au Pliocène; mais de toute manière,

l'existence d'un deuxième plissement, et par conséquent d'un second cycle, est purement hypothétique.

La théorie traditionnelle considère les surfaces sécantes actuelles comme des éléments de la pénéplaine datant du premier cycle, ce qui implique la conservation de cette dernière. Or une topographie ne se conserve pas à moins d'être fossilisée par des sédiments; jamais achevée, elle poursuit son évolution, même si les conditions de l'érosion se modifient. Ainsi la surface actuelle est bien l'héritière de celles qui l'ont précédée, mais elle n'est identique à aucune. Cette confusion s'explique par la ténacité d'une vieille idée selon laquelle l'érosion fluviale est seule capable de réaliser un aplanissement, et par la méconnaissance des effets de l'ablation karstique. CHABOT (1927, p. 325) par exemple déclare qu'elle égratigne le relief et DUBOIS (1959, p. 343) prétend même qu'elle l'immunise!

Du reste, si la pénéplaine s'était réellement maintenue, ses traits spécifiques, comme des réseaux de vallées, auraient dû se conserver. Or rien de tel n'existe; c'est donc que l'érosion subséquente a été capable de les effacer.

Les cailloutis siliceux épars sur les plateaux et jusque sur les anticlinaux, constituent le principal atout des théories traditionnelles. Que ces alluvions aient été déposées par les rivières qui ont façonné d'anciennes surfaces, personne n'en doute, et nous en avons vu un exemple au Miocène. En revanche, comme l'ont déjà remarqué JARANOFF (1935) et LAUBSCHER (1962), leur situation actuelle n'a aucune valeur stratigraphique, en ce sens que la surface où ils se trouvent aujourd'hui n'est pas celle sur laquelle ils ont été déposés primitivement. Ce sont des matériaux résiduels qui se sont abaissés en même temps que les calcaires sous-jacents. DREYFUSS (1959) a montré en effet que la dissolution est possible à travers une nappe d'alluvions.

Théorie de l'aplanissement karstique

Ces théories encombrées d'hypothèses ne sont pas nécessaires; le modelé du Jura peut s'expliquer plus simplement par l'application des causes actuelles, autrement dit par les lois de la karstification sur les surfaces calcaires et par celles de l'écoulement des eaux superficielles sur les terrains imperméables et dans les talwegs.

Evolution actuelle du relief

L'évolution du karst jurassien ayant fait l'objet d'un travail préalable (AUBERT 1969), on peut se contenter d'en souligner deux conclusions: la dissolution a pour effet d'émousser puis de niveler les anticlinaux, et elle tend davantage à aplanir le relief qu'à le défoncer.

En revanche l'érosion par les eaux courantes dans les zones calcaires nécessite quelques remarques. Le réseau hydrographique est extrêmement lâche et délimite de vastes interfluves. Les bassins fluviaux comprennent généralement des vallées synclinales reliées par des vallées d'érosion, cluses ou canyons, qui, malgré leur aspect souvent impressionnant, n'occupent qu'une place minime dans l'ensemble, tout au moins dans les régions typiquement calcaires comme les plateaux et le haut Jura interne. Leurs cours d'eau sont alimentés par les nappes phréatiques des synclinaux, par des émergences et par le drainage des combes et des replats marneux intercalés dans les surfaces calcaires. L'évolution de ces zones imperméables est plus rapide que la corrosion des

territoires adjacents, mais leur approfondissement s'interrompt automatiquement une fois dégagés les calcaires sous-jacents qui soutirent les eaux superficielles et rétablissent le régime karstique.

Il en résulte une sorte d'impuissance hydrographique, du fait que les collecteurs sont incapables d'étendre leur bassin d'alimentation, leurs affluents étant condamnés à disparaître quand reprend l'écoulement en profondeur. Les rivières elles-mêmes sont exposées au même danger quand elles coulent sur un lit calcaire, comme le Doubs qui subit des pertes en aval de Pontarlier au profit de la Loue. L'érosion par les eaux courantes est donc en quelque sorte paralysée. Localisée dans d'étroits talwegs, elle ne peut s'organiser durablement dans les interfluves, ni disséquer le domaine de l'érosion karstique.

Au Tertiaire les conditions ne différaient guère de celles d'aujourd'hui. Les roches étaient les mêmes avec en plus les marnes, grès et craies du Crétacé et par endroits la molasse. Le climat était plus chaud et généralement humide. Or ce sont le climat et les caractères pétrographiques qui déterminent le modelé. Celui du Tertiaire devait donc rappeler celui du Jura actuel, avec les mêmes procédés d'érosion et dans des conditions comparables, à l'exception de celles qui dépendent de la structure.

Ces considérations sont à la base de la *théorie de l'aplanissement karstique*, qui peut être énoncée dans les termes suivants :

- Le relief jurassien est le résultat de l'action conjuguée de l'érosion karstique et de l'érosion fluviale, dans des conditions comparables à celles d'aujourd'hui.
- Toutefois l'érosion karstique est le facteur de contrôle; c'est elle en définitive qui a déterminé l'évolution spécifique du relief du Jura.

Ces idées étaient déjà celles de HETTNER (1912) et de JARANOFF (1935) qui les ont exposées très sommairement.

Il s'agit maintenant de les mettre à l'épreuve des faits révélés par l'étude du Tertiaire, et de voir dans quelle mesure elles peuvent expliquer l'évolution morphologique du Jura jusqu'à son état actuel. *A priori* elles présentent l'avantage de n'exiger qu'un cycle d'érosion, le seul qui soit connu.

L'évolution du relief avant le plissement tardipontien

Il ne reste aucun vestige de la surface initiale, dégagée par la régression du Crétacé supérieur. Ce devait être déjà un glacis légèrement incliné au SW, avec une couverture crétacée bien plus étendue qu'aujourd'hui. C'est ce que révèle l'extension des galets néocomiens du sidérolithique (fig. 1), ainsi que les profils stratigraphiques de STEINHAUSER & CHAROLLAIS (1971); en les extrapolant, on constate que le Berriasien devait s'étendre au-delà d'Oltén.

Evolution tectonique

A l'Eocène, le Jura était une série monoclinale faiblement redressée à l'E, tranchée à l'W par la subsidence bressane et déprimée à la hauteur du fossé rhénan. Dans l'ensemble, cette structure s'est peu modifiée jusqu'à la fin du Miocène, comme le montre la faible discordance des terrains tertiaires. Pourtant le Jura n'a jamais été inerte. A toutes les périodes, des structures locales s'y sont inscrites, notamment à l'Oligocène. Certaines de ces déformations furent précoces comme le bassin de Delémont, le

Mormont et le Vuache, d'autres tardives comme la cuvette du Locle. Il s'en produisit d'éphémères, ainsi la gouttière neuchâteloise, et de durables, à Saint-Point et à Sainte-Croix qui font encore figure de bassins. Beaucoup semblent avoir été des cassures, mais il existait aussi des ébauches de plis comme le Salève.

Au cours des temps, ces structures s'intégrèrent toujours mieux dans la tectonique générale de la chaîne.

Evolution morphologique

Elle a été précoce dans l'E et d'autant plus tardive qu'on s'éloigne vers le SW. Ce décalage peut s'expliquer par l'amincissement des niveaux et leur moindre résistance dans la zone orientale. Il pourrait aussi provenir d'une émergence anticipée dans l'E, qui aurait eu le triple avantage de réduire la durée de la sédimentation, d'augmenter d'autant celle de l'érosion, et d'expliquer l'importance du sidérolithique dans cette région.

Chaque point de l'aire jurassienne a passé successivement par trois étapes morphologiques, déterminées par les progrès de l'ablation de l'E en direction de l'W: le relief des craies, des grès et des marnes du Crétacé supérieur et moyen; celui des calcaires et marnes du Crétacé inférieur; et enfin le karst des calcaires jurassique (fig. 22). Dans la zone interne cette évolution a été perturbée par la présence de la molasse. Ces étapes n'ont pas été synchrones; dans l'E les deux premières étaient achevées à l'Eocène, tandis que la première est encore en cours dans les craies de Lains (Jura W) et aux abords du lac de Saint-Point.

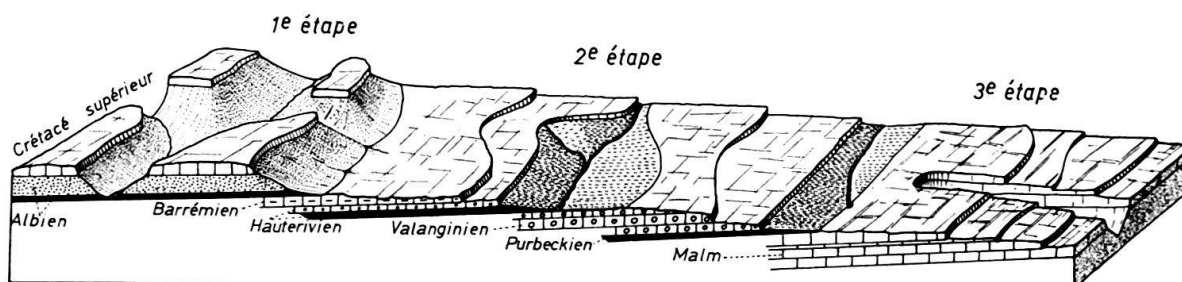


Fig. 22. Schéma de l'évolution du relief avant le plissement.

Dans la *première étape* l'érosion eut d'abord un caractère semi-karstique dans la craie du Cénomanien, puis franchement fluvial dans les grès et les marnes sous-jacents. Le premier relief du Jura fut donc un relief de vallées. Les silex, fragments de Cénomanien, grains de quartz et de glauconie sont les témoins de cet épisode. La série de la station d'épuration du Lieu en est un autre (fig. 8).

Cette phase a pris fin avec le dégagement du Barrémien. A l'Eocène, c'était chose faite au pied du Jura et en quelques points de la chaîne. Lors de la transgression oligocène, l'érosion avait déjà entamé le Crétacé inférieur dont les débris se retrouvent dans les sédiments avec des fragments de Cénomanien et de grès verts. Ainsi les terrains les plus élevés disparaissent progressivement, découvrant des surfaces toujours plus étendues de Crétacé inférieur.

La *deuxième étape*, qui se substitue progressivement à la première, est caractérisée par un modelé polygénique, les niveaux calcaires étant soumis à la dissolution comme

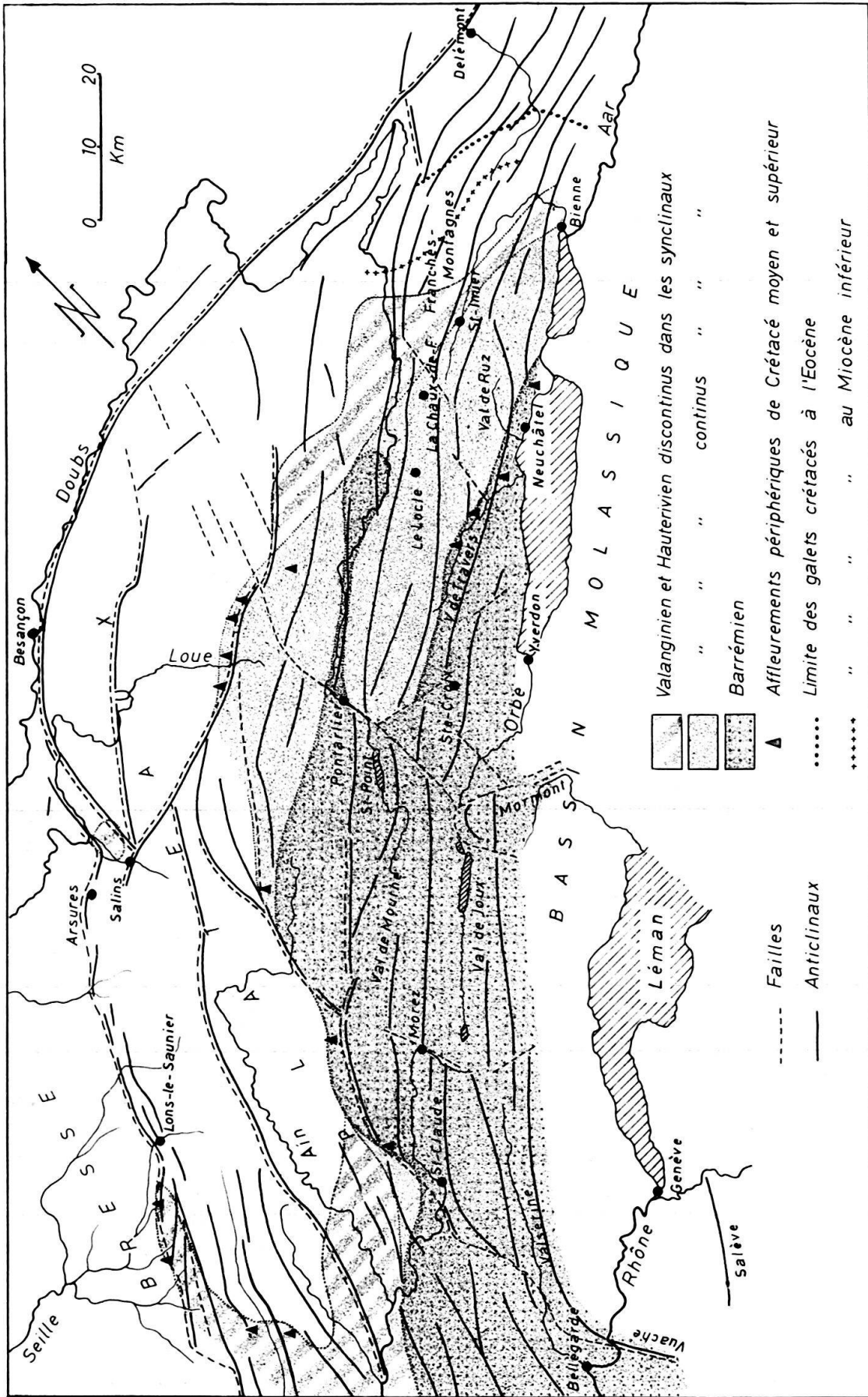


Fig. 23. Répartition actuelle du Crétacé.

l'a révélé le lapié des Verrières (p. 33), et les surfaces imperméables, au ruissellement. Le relief rappelait sans doute celui des brachysynclinaux actuels, avec leurs plateaux calcaires karstifiés et leurs dépressions marneuses façonnées par les eaux superficielles. Les progrès de cette phase d'érosion apparaissent dans la répartition actuelle des affleurements de Crétacé de la figure 23 et dans les commentaires qui l'accompagnent.

Lors de la *troisième étape*, le problème morphologique se simplifie en raison de l'épaisseur et de l'homogénéité des calcaires du Malm. L'érosion karstique prend le dessus au détriment de l'érosion fluviale confinée dans d'étroites vallées. C'est à peu près ce que l'on observe aujourd'hui sur le plateau d'Ornans (fig. 25) qui possède encore une frange de Crétacé avec quelques vestiges d'un réseau hydrographique, en dehors desquels les calcaires jurassiques sont partout livrés à la karstification, à part le canyon de la Loue et ses dépendances.

Dans le Jura oriental, cette étape est localement dépassée, une partie importante des calcaires jurassiques ayant disparu, à la suite de quoi le relief karstique a fait place à un réseau de vallées liasiques et triasiques. A l'opposé, sur la marge W de la chaîne, les événements ont pris un autre cours par le recul de la bordure bressane au détriment du plateau jurassien.

Les figures 1, 4 et 15 permettent de constater dans les trois périodes, que les affleurements de chaque étage sont continus et se succèdent dans l'ordre de leur position stratigraphique, à part quelques défauts attribuables à des accidents tectoniques. Cela implique une uniformité topographique comparable à celle des zones tabulaires actuelles, dont le relief particulier s'explique par l'érosion frontale des têtes de bancs subhorizontaux (AUBERT 1969). Au Tertiaire, le recul successif des horizons stratigraphiques de l'E à l'W a dû avoir les mêmes conséquences, et la figure 1 montre que cette évolution était déjà en cours lors de la sédimentation du sidérolithique.

En revanche, à l'échelle de l'affleurement, la morphologie était accidentée avec le plus souvent le caractère d'un karst (fig. 3, 14, 18). Le même contraste existe dans le relief actuel. Il semble donc que l'évolution ancienne obéissait aux mêmes lois que l'actuelle.

La surface d'érosion précédant le plissement

L'étude des sédiments pontiens a permis d'imaginer quelques aspects du Jura à la veille de son plissement: le plateau jurassien, le talus et le piedmont bressans, le karst des Arsures, la rivière des sables vosgiens. Pour en découvrir d'autres il faudrait déplisser la chaîne et restaurer la couverture sédimentaire. La figure 23 va nous permettre de le faire.

Au S de la ligne Bienne-Loue, le Crétacé existe en bandes ininterrompues dans tous les synclinaux. Cela signifie qu'avant d'être plissée, cette région possédait une couverture crétacée à peu près continue, qui ne s'est conservée ensuite que dans les synclinaux. Plus au N, au-delà d'une zone de transition, il n'existe aucune trace de ces terrains. Leur limite au moment du plissement est donc bien déterminée.

Au NW, le Crétacé existe en affleurements continus pincés dans des chevauchements, à partir desquels il empiète sur les plateaux, puis se retrouve au-delà, près de Salins, et au S de Lons-le-Saunier, ainsi que dans la brèche des Arsures sous forme de galets. Avant le plissement ces plateaux devaient donc posséder une partie de leur couverture crétacée. Si elle a disparu, c'est faute de synclinaux pour la conserver.

Au moment de se plisser, le Jura situé au S du parallèle de Bienne était donc recouvert en grande partie par les calcaires et les marnes du Crétacé inférieur et se trouvait par conséquent dans les conditions d'érosion de la deuxième étape, à l'exception toutefois des zones occupées par la molasse ou le Crétacé supérieur et moyen, qui en étaient encore à la première. En revanche, les régions septentrionales et externes, ainsi que les boutonnières de la zone précédente où les calcaires jurassiques avaient été dégagés, connaissaient le régime karstique de la troisième.

Rien ne prouve que la surface pontienne ait été une pénéplaine. Toutefois la succession du S au N du Barrémien, du Néocomien et du Malm de la figure 23, correspond à une surface d'érosion uniforme tranchant la série stratigraphique sous un petit angle (fig. 24, profil 1). La topographie pontienne était donc comparable aux surfaces basses et substructurales éocènes, oligocènes et miocènes dont elle était issue. Cette continuité du relief dans le temps implique une ablation relativement uniforme, comme celle que l'on observe aujourd'hui dans les régions calcaires non plissées.

Remarquons encore que jusqu'ici il n'existe pas de divergences fondamentales entre ces considérations et les conceptions des théories traditionnelles.

Estimation de l'ablation antérieure au plissement

L'ablation qui a pu être calculée à l'Oligocène grâce à des conditions particulières, n'excédait pas 5 mm par millénaire, c'est-à-dire une valeur extrêmement faible. Le même procédé n'étant pas applicable aux autres périodes, on ne peut se risquer à estimer l'ablation globale qu'avec une extrême prudence. Considérons la zone située au S de Bienne et admettons qu'en moyenne la moitié de sa couverture de Crétacé inférieur avait disparu au Pontien. Cela fait une centaine de mètres, auxquels il faut ajouter l'Albien et le Cénomaniens qui mesurent 20 m à Saint-Point, 30 à 50 m dans la Bresse, puis le Turonien et le Sénonien qui atteignent 50 m toujours en Bresse. Au-dessus s'étagaient sans doute d'autres niveaux du Crétacé supérieur dont on ignore tout, à part le Maestrichtien du lac de Bienne. Enfin il faut tenir compte des dépôts molassiques. Au total cela ne doit pas dépasser une épaisseur de 300 à 350 m, correspondant à une ablation de 5 à 6 mm par millénaire, équivalente à celle qui a été calculée pour l'Oligocène¹¹).

Ce résultat n'a pas d'autre prétention que d'exprimer numériquement ce que révèle l'observation directe, à savoir que le Jura n'a subi qu'une ablation relativement faible avant son plissement.

Le principal obstacle qui s'est opposé aux progrès de l'érosion durant cette longue période réside dans la résistance de la dalle urgonienne, raison pour laquelle elle occupe de si grandes étendues sur les surfaces d'érosion successives (fig. 1, 4 et 15) et aujourd'hui encore dans les brachysynclinaux et au pied du Jura près d'Orbe. Cette qualité ne provient pas seulement de l'épaisseur de ses bancs et de l'homogénéité de ses calcaires, peu propices à l'évolution des dolines qui constitue le principal procédé de l'érosion karstique; elle tire également son origine de la position de cet horizon au mur d'une série marneuse. On a remarqué, en effet, dans le karst actuel (AUBERT 1969), que les bancs calcaires dégagés d'un toit marneux offrent peu de prise à la corrosion et se

¹¹) Il est intéressant de constater que cette valeur de l'ablation est du même ordre de grandeur que celles de la Floride et du Yucatan calculées par CORBEL (1959).

laissent difficilement dégrader. Le sommet du Valanginien et du Portlandien, surmontés l'un et l'autre de couches marneuses, jouissent des mêmes propriétés.

D'autre part, avant le plissement, les calcaires devaient être peu fissurés sauf dans les régions précocement tectonisées. Or on sait que la fissuration constitue le facteur le plus efficace de l'activité érosive. Le climat lui-même est aussi responsable du retard de l'ablation en raison de sa stabilité relative. Le climat chaud et humide qui s'est maintenu durant ces périodes a dû engendrer un sol épais et compact favorisant l'évapotranspiration au détriment du lessivage.

Si l'érosion « dorsale » a été faible, l'érosion « frontale », c'est-à-dire sur la tranche des bancs, s'est révélée beaucoup plus efficace, conformément à ce que l'on peut observer actuellement dans le Jura. Le profil n° 3 de la figure 20, tirée de LIENHARDT (1962), montre en effet que le talus du plateau jurassique en bordure de la Bresse, a reculé de plusieurs kilomètres au cours de l'Oligocène et du Miocène.

L'évolution du relief après le plissement (fig. 24)

La couverture sédimentaire jurassienne, peu déformée, mais amincie en biseau par l'érosion, a subi au Tardipontien un plissement qui lui a donné sa structure actuelle. Le charriage sur la Bresse et la direction des stries sur les surfaces de friction, montrent qu'il s'agissait d'un mouvement tangentiel. Il en est résulté des faisceaux d'anticlinaux accompagnés de fractures, à peu près parallèles, entre lesquels s'intercalent des synclinaux de plus en plus spacieux du côté externe, passant à des bassins tectoniques et finalement à des plateaux presque tabulaires. Enfin cette structure est découpée par des décrochements transversaux et se complique de charriages profonds (AUBERT 1971).

La *surface d'érosion pontienne* a naturellement épousé ces déformations qui sont à l'origine des grands traits de la topographie actuelle, monts, vallons, plateaux, etc. En outre cette phase tectonique a déterminé un soulèvement général de la chaîne qui se mesure à l'altitude de la molasse dans les synclinaux internes – 1300 m à la Gitte près de Sainte-Croix, 1345 m près de la Faucille (MICHEL 1955) – comparée à celle du pied de la chaîne. Elle a provoqué encore un *renversement topographique* déjà ébauché au Miocène, en ce sens que la pente générale initiale, inclinée de l'extérieur vers l'intérieur, a fait place à une surface de pente contraire, raccordée au bassin molassique par une brusque dénivellation de plusieurs centaines de mètres.

Il n'y a aucune raison de penser que l'érosion s'est interrompue ou même ralentie après le plissement, comme le sous-entendent les théories traditionnelles. Elle s'est poursuivie, mais dans des conditions différentes en raison de l'influence d'un nouveau paramètre, la structure plissée. Jusqu'alors, s'appliquant à une série à peine dérangée, elle devait être à peu près uniforme; dès lors, elle s'exerce sur des calcaires déformés par des plis et disloqués par des fissures, qui introduisent dans le processus d'évolution morphologique, un *facteur de différenciation*.

Le problème qui se pose est donc de comprendre comment la surface initiale ployée par la tectonique tardipontienne, a évolué pour aboutir au relief que nous avons sous les yeux, dont on sait qu'il est caractérisé par son conformisme.

Les lois actuelles du karst jurassien sont connues (AUBERT 1969), et leur application aux périodes antérieures se justifie car les conditions qu'elles requièrent étaient

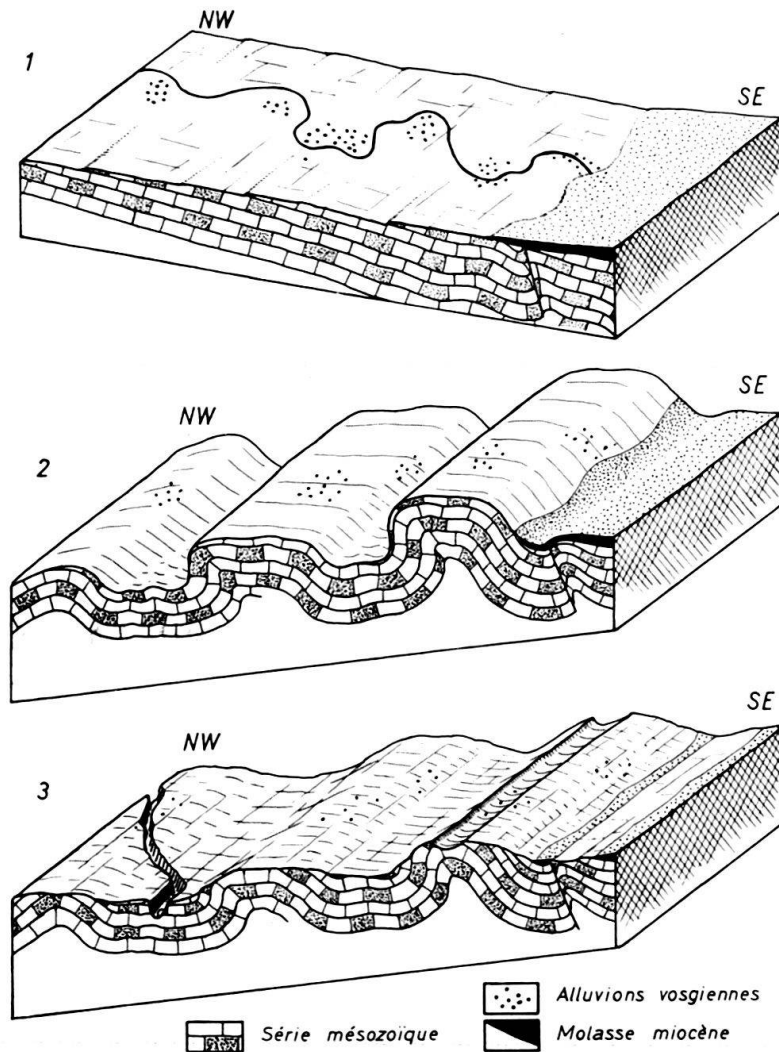


Fig. 24. Schéma illustrant la théorie de l'aplanissement karstique.
 1 Surface pontienne. 2 Structure tardipontienne. 3 Relief actuel.

déjà réalisées, sauf pendant les glaciations. Or, il a été établi que l'érosion est maximum sur les anticlinaux, décroît sur leurs flancs et devient presque négligeable dans les synclinaux. Appliquée à la surface tardipontienne, cette loi explique donc d'une manière satisfaisante l'aplanissement progressif des voûtes anticlinales et l'origine de la topographie conforme qui en est la conséquence.

Dans les zones crétacées, ce façonnement a pris d'abord la forme d'un décortilage des anticlinaux par l'élimination des niveaux marneux et calcaires. Puis l'ablation du Purbeckien, par laquelle cette phase a pris fin, a dégagé les calcaires résistants du Portlandien en rétablissant une surface presque structurale. A partir de ce moment, une fois découverte la série jurassique, l'érosion karstique a contribué à émousser progressivement les anticlinaux jusqu'au dégagement des marno-calcaires argoviens, dans lesquels se sont creusées ensuite les combes anticlinales.

La morphologie particulièrement fraîche et le relief rigoureusement conforme des chaînons internes, que MACHAČEK (1905) attribuait à un plissement plus récent, peuvent s'expliquer par le dégagement tardif de leur noyau jurassique, retardé par l'épaisseur de la couverture crétacée et molassique. Du reste ils en possèdent encore des résidus

sous forme de poches karstiques pleine d'argiles sableuses renfermant des débris de Spongiaires, de Bryozoaires et des dents de poissons d'origine crétacée.

Une autre loi du relief calcaire actuel veut que les dépressions karstiques ne s'approfondissent pas indéfiniment et que par conséquent la dissolution tende, dans l'ensemble, à aplanir la topographie. C'est l'explication du contraste relevé ci-dessus entre l'uniformité de la surface considérée dans ses grandes lignes et les accidents de sa morphologie.

Le bouleversement topographique consécutif au plissement tardipontien a été la cause d'une *révolution hydrographique* déjà ébauchée au Miocène, qu'il est difficile de se représenter, comme LINIGER (1953, 1966) a eu la possibilité de le faire dans le Jura oriental. L'augmentation d'altitude a eu pour effet l'encaissement des rivières et le creusement des canyons. L'inversion de la pente et l'édification des anticlinaux ont dû provoquer des changements de cours, l'abandon d'anciennes vallées, la formation des cluses, etc. D'autre part la surélévation, la fissuration et le dégagement des séries calcaires ont certainement favorisé l'infiltration, la circulation karstique et par conséquent le façonnement d'un *relief souterrain*. La plupart des cavités qui perforent actuellement les massifs jurassiens sont donc postérieures au plissement. Dans la période antérieure, la faible altitude et la proximité de la zone noyée devaient être peu favorables à la circulation profonde, dont il n'existe, à ma connaissance, que deux témoins, les galeries de Génissiat et les grottes du Salève, auxquelles il faut ajouter les poches de sidérolithique, décrites dans la première partie de ce travail.

Estimation de l'ablation postérieure au plissement

L'analyse des eaux d'infiltration a permis d'estimer l'ablation superficielle actuelle à 50 mm par millénaire¹²⁾, ce qui équivaut, pour la période postérieure au plissement, à une épaisseur de 250 m¹³⁾ (AUBERT 1969). Cette valeur probablement excessive, a l'avantage de montrer que l'ablation calcaire est loin d'être négligeable comme on a tendance à le croire. En outre elle n'est pas uniforme; maximum sur les charnières, elle se réduit dans les synclinaux, où elle a été incapable de faire disparaître le Barrémien qui pourtant y affleurerait déjà au Miocène.

Une autre méthode permet de la calculer approximativement. Dans la haute chaîne, l'Infracrétacé, qui remplit encore tous les synclinaux, devait recouvrir la plus grande partie du territoire au moment du plissement. Cela étant admis, on peut calculer que la surface actuelle de l'anticlinorium du Mont-Tendre, qui sépare la vallée de Joux du bassin molassique, est le résultat d'une ablation de 400 m en moyenne, comprenant le Crétacé inférieur et une partie du Malm, sans tenir compte de la molasse. En revanche, celle des synclinaux peut être négligée. Comme ils sont beaucoup plus étroits que les anticlinaux, l'ablation moyenne de doit pas être inférieure à 250 – 300 m.

Ces deux résultats remarquablement convergents nous montrent donc que l'ablation totale consécutive au plissement, équivaut à peu près à celle des trois grandes périodes précédentes.

¹²⁾ Ces résultats viennent d'être confirmés par les patientes analyses de J.-J. Miserez (Géochimie des eaux du karst jurassien. Thèse Univ. Neuchâtel, à l'impression).

¹³⁾ Dans mes travaux précédents je l'estimais à 500 m. Cette réduction de moitié est la conséquence de celle de la durée du Pliocène admise dans les publications récentes.

Le même rapport apparaît en bordure de la Bresse. La figure 20 nous avait permis d'estimer à plusieurs kilomètres le recul du plateau durant l'Oligocène–Miocène. Elle révèle aussi que l'escarpement de Dogger s'est retiré de 5 à 8 km depuis la mise en place du charriage, et que pendant ce temps, la surface du plateau a été débarrassée de son Jurassique supérieur.

Il est donc clair que l'érosion a été incomparablement plus efficace après le plissement qu'avant. On en connaît déjà les causes: la fissuration consécutive à la tectonisation, qui stimule tous les procédés d'érosion; l'instabilité climatique qui se dessine au Pliocène, puis prend toute sa signification au Quaternaire. L'érosion glaciaire et périglaciaire d'une part, l'érosion karstique et fluviale de l'autre, alternent à plusieurs reprises, dégradant à chaque coup le modelé précédent pour imprimer le leur. Ainsi la dissolution bénéficie de l'ablation des vieux sols compacts et de la fragmentation des calcaires par le gel et le rabottage glaciaire, qui, à leur tour, profitent de l'élargissement des fissures de corrosion.

Les plateaux

Dans le Jura, il existe des plateaux à peu près partout. Les uns sont des surfaces d'érosion qui émoussent les structures plissées; les Franches-Montagnes en constituent le type le plus achevé. D'autres comme ceux de Pontarlier–Nozeroy et de Levier, ne sont en réalité que de spacieux synclinaux peu déprimés et à fond plat. Les vrais plateaux, les seuls que nous envisageons, correspondent à des zones subtabulaires. Ils appartiennent donc à la catégorie des plateaux structuraux.

Ce sont de larges étendues calcaires, étagées et raccordées les unes aux autres par des talus d'érosion ou d'étroits faisceaux tectoniques. Des canyons les dissèquent et des reculées en entaillent les bords. Leur relief est analogue au modelé général de la chaîne, c'est-à-dire uniforme et aplani dans les grandes lignes, accidenté dans le détail, et au surplus empâté par une couverture pédologique. Les surfaces réellement horizontales y tiennent peu de place et la morphologie est typiquement karstique avec ses dolines, ses bassins fermés, ses croupes émoussées et ses dédales de «combes karstiques». On y observe aussi par endroits des vallées sèches d'origine fluviale, mais peu importantes et apparemment récentes (cf. AUBERT 1969, fig. 30).

Pour les *théories traditionnelles*, les plateaux matérialisent l'ancienne pénéplaine; elles les considèrent comme des vestiges à peine dérangés de cette vieille surface et expliquent leur étagement par la succession des cycles d'érosion. Toutefois chaque plateau est complexe et renferme des surfaces secondaires qui exigent des hypothèses d'appui faisant intervenir des déformations tardives de la pénéplaine. C'est surtout CHABOT (1927) qui a développé ces idées et à part BLACHE (1929) et BENEVENT (1932) qui les ont vivement critiquées, ses successeurs n'ont fait que les reprendre ou les adapter aux nouvelles conceptions tectoniques du Jura. Par exemple, pour DREYFUSS & GLANGEAUD (1950), dont l'opinion est partagée par la plupart des géologues français, le plateau le plus élevé, celui d'Ornans, appartenait à une surface miocène inclinée vers la mer molassique, tandis que celui de Montrond situé en contre-bas du premier, est l'héritage d'une surface pontienne inclinée dans l'autre sens à la suite d'un mouvement de bascule. De son côté, CAIRE (1963) considère que les plateaux résultent d'une pédiplanation en climat semi-aride, succédant au plissement pontien et suivie de retouches tectoniques.

Les remarques relatives aux théories traditionnelles s'appliquent aussi à leurs variantes des plateaux; il n'y a donc pas lieu d'y revenir sauf sur un point qui ne concerne que ces derniers. Il s'agit du nivellement de leurs failles transversales ou obliques, considéré comme une preuve de l'ancienneté de l'aplanissement. Or ces cassures ont des stries à peu près horizontales. Il s'agit donc de décrochements dont le rejet, appliqué à des séries elles-mêmes horizontales et homogènes au surplus, a été bien incapable d'engendrer d'importantes dénivellations topographiques.

En revanche les plateaux possèdent un caractère que négligent les théories traditionnelles, mais sur lequel BLACHE (1929) a insisté; *ils sont conformes à la structure* au même titre que les régions plissées. En effet, ils correspondent sans exception à des séries subtabulaires ou faiblement plissées et il ne peut s'agir d'une coïncidence fortuite, car la réciproque est également vraie. Toute structure proche de l'horizontale en roche calcaire, qu'elle appartienne à un synclinal, au dos d'un anticlinal coffré ou à un palier quelconque, détermine une surface à peu près plane qui se modifie aussitôt que les bancs se redressent ou s'infléchissent. Cette relation se vérifie jusque dans les détails comme on peut le constater sur les figures 25, 27 et 28, ainsi que dans les profils établis par PROTCHÉ (1962), au bord du plateau d'Ornans.

Pour expliquer les accidents morphotectoniques des plateaux, les théories traditionnelles sont embarrassées. Ou bien elles les considèrent comme des monadnocks, autrement dit des morceaux trop résistants pour avoir été nivelés; ou bien elles les attribuent à des déformations tardives. En réalité les plateaux ne constituent qu'un cas particulier du relief jurassien, celui des couches horizontales; par conséquent ils peuvent s'expliquer comme les autres formes topographiques par les lois de l'évolution actuelle du relief. C'est ce que nous allons essayer de montrer.

Evolution des plateaux

Au cours des premières périodes du Tertiaire les plateaux ont dû subir, comme les régions plissées, quelques déformations tectoniques, notamment les accidents cassants de l'Oligocène. En revanche, situés au-delà des transgressions molassiques, ils sont restés en permanence exposés à l'agression karstique, fluviale, voire éolienne. Les conditions pétrographiques et climatiques étant les mêmes partout, le résultat topographique fut sans doute analogue à celui de la zone interne, à savoir une surface pontienne tranchant sous un angle très petit la série stratigraphique. On sait qu'elle a été soulevée et basculée vers l'extérieur lors du plissement tardipontien. C'est donc au cours de cet événement que se sont différenciées les zones tabulaires destinées à devenir les plateaux; c'est également à partir de là que notre opinion s'écarte des conceptions traditionnelles.

La surface pontienne ne s'est pas mieux conservée sur les plateaux qu'ailleurs. Elle a continué à évoluer comme auparavant, par les mêmes procédés d'érosion et en fonction d'une structure à peine modifiée, avec pourtant des influences nouvelles, une fissuration accrue, une altitude plus élevée et un climat moins stable. Dans les régions typiquement calcaires, on peut observer aujourd'hui une évolution morphologique comparable, à petite échelle (AUBERT 1969; p. 334 et 338). Si le pendage est faible, l'érosion frontale l'emporte sur l'érosion dorsale et les têtes de bancs, au lieu de s'émousser, reculent et s'espacent les unes des autres (érosion karstique régressive). Elles forment alors un relief de minicuevas dont la surface générale coupe les plans

de stratification sous un angle d'autant plus faible que le pendage est plus petit. Dans ce processus, toute intercalation marneuse accélère le recul de son toit et retarde celui de son mur, contribuant ainsi à augmenter l'intervalle des têtes de bancs et du même coup à accentuer encore l'aplanissement topographique.

L'origine des plateaux doit obéir aux mêmes lois. Elle est donc conditionnée par l'existence d'une série faiblement inclinée et favorisée par celle d'un niveau marneux. Or il existe dans le Jurassique supérieur deux assises marneuses qui peuvent entrer en ligne de compte, le Purbeckien dont l'ablation dégage les *plateaux de Malm*, et l'Argovien-Oxfordien qui est à l'origine de *ceux de Dogger*.

Le *plateau d'Ornans* est caractéristique du premier type. Il s'étend sur une série faiblement inclinée au S, comprise entre le faisceau de Mouthiers et la ride de Mamirolle, de part et d'autre de la Loue. Au-delà de Vercel son extrémité orientale progressivement rétrécie par des anticlinaux marginaux, se réduit finalement à un synclinal qui s'intègre à la zone plissée à l'E de Pierrefontaine (fig. 15). C'est un bel exemple de subordination de la topographie à la structure.

La figure 25 représente une tranche de ce plateau à l'E de la Loue dont les ravins latéraux entaillent le bord du bloc-diagramme. On peut y distinguer, comme sur le troisième profil de la figure 26, plusieurs régions significatives. A droite un plan incliné, presque structural, récemment dégagé par le recul du Crétacé et du Purbeckien. Puis à partir d'un faîte, une surface sécante inclinée au N, portant des cuestas de plus en plus délabrées; c'est le résultat de l'érosion karstique régressive. Enfin dans la moitié septentrionale, où la karstification devient prépondérante, s'ajoutent encore des accidents dus à l'influence de failles et de flexures. Le petit dôme de Fallerans, par exemple, correspond à une flexure.

Cette analyse révèle la complexité du façonnement d'un plateau (fig. 26). Il débute par le dégagement de la surface calcaire, se poursuit par l'érosion karstique régressive

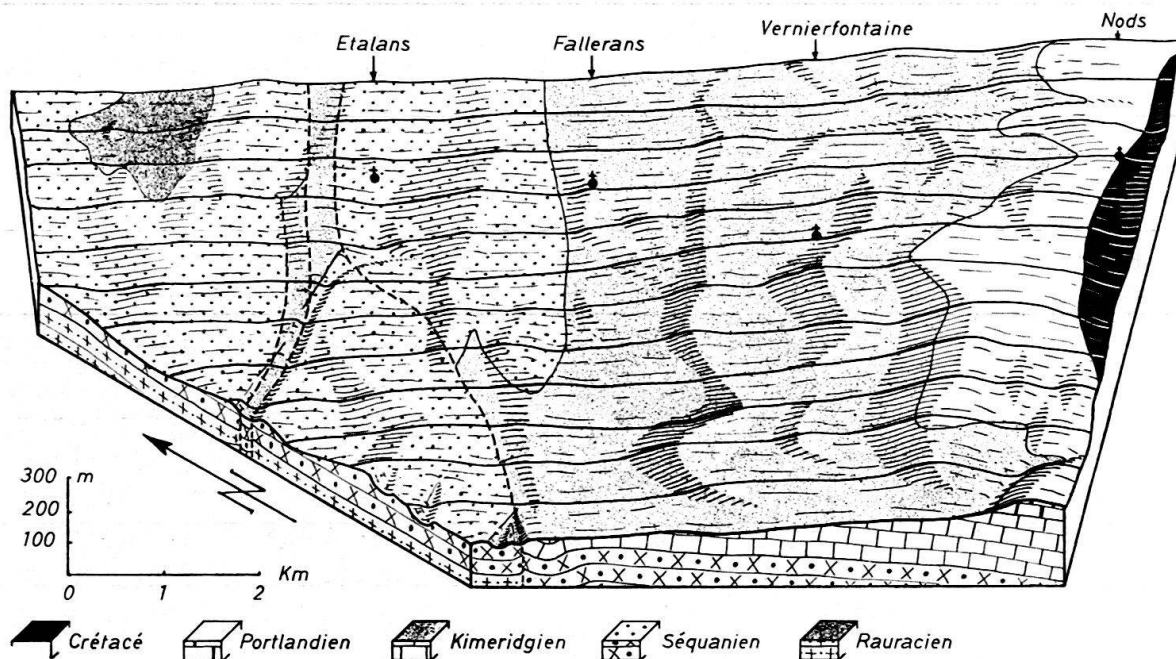


Fig. 25. Relief et structure du plateau d'Ornans (d'après les cartes géologiques au 1:50000 d'Ornans et de Vercel).

déterminée par la stratification et le pendage et qui se traduit par une succession de cuestas, et enfin se complète par une érosion karstique apparemment désordonnée, dirigée en réalité par les réseaux de fissuration. Dans l'ensemble, *le plateau est donc une surface de dégagement évoluée.*

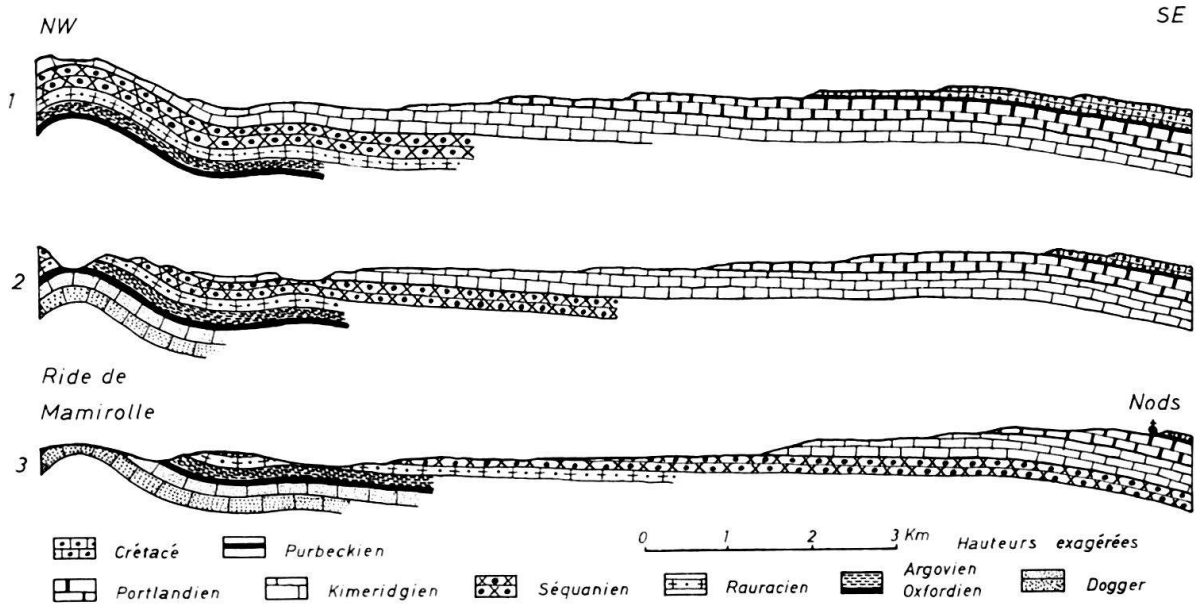


Fig. 26. Schéma de l'évolution du plateau d'Ornans. 1 Relief au Tardipontien. 2 Etat intermédiaire. 3 Relief actuel.

Parmi les *plateaux de Dogger*, celui de *Lons-le-Saunier* servira de modèle. La figure 27 en représente une bande transversale comprise entre la chaîne de l'Heute à l'E et les premières dislocations de l'arc lédonien à l'W, avec la pittoresque reculée de Ladoye. Son origine s'explique comme celle du précédent par l'ablation régressive du Jurassique supérieur, facilitée par l'assise des marno-calcaires argoviens et des marnes oxfordiennes, dont un lambeau subsiste adossé à la chaîne de l'Heute. Cette opinion est partagée par MATHIS (1973) qui considère ce plateau comme une surface de dégagement.

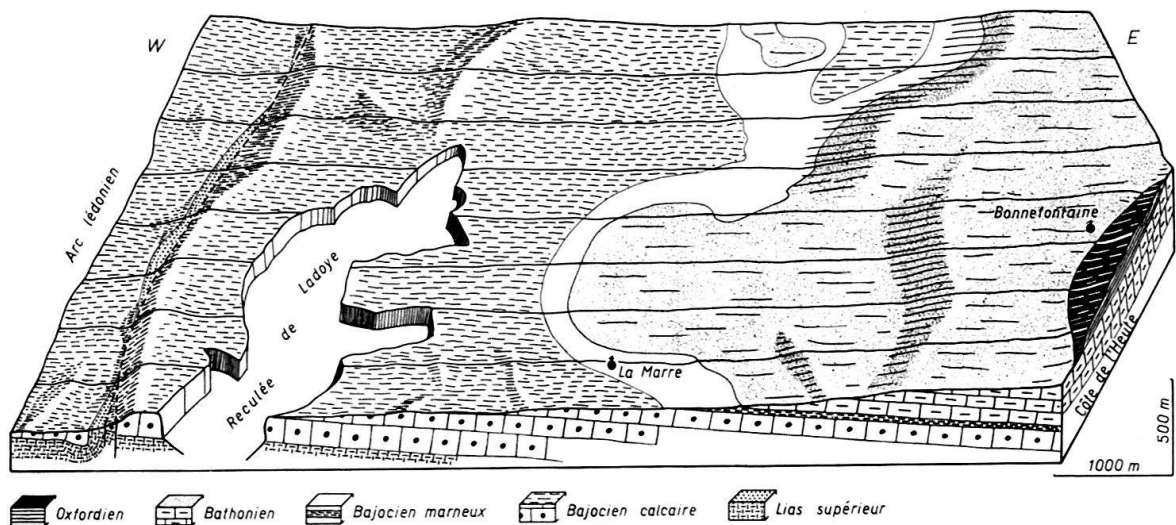


Fig. 27. Plateau de Lons-le-Saunier (d'après la carte géologique au 1:50000 de Lons-le-Saunier).

Sa topographie moins accidentée que celle d'Ornans comprend de grandes étendues substructurales et des cuestas moins saillantes. En revanche les dépressions karstiques peu apparentes sur le dessin, sont nombreuses mais jamais profondes. Cette uniformité peut provenir de la rapidité du dégagement explicable par l'altérabilité des marnes de l'Oxfordien. Elle pourrait être due également à la résistance et à la stratification des calcaires oolithiques et récifaux du Bajocien–Bathonien, qui se prêtent moins bien que ceux du Malm au recul régulier des têtes de bancs. Au bord occidental du dessin, on remarque encore une ride anticlinale en relief qui confirme ce qui a été dit plus haut sur le conformisme des plateaux.

Le plateau de Montrond mériterait presque le nom de bassin, car c'est une large dépression structurale comprise entre la ride de Mamirolle et le faisceau externe, au SE de Besançon (fig. 15). Il comprend trois secteurs bien distincts: au milieu un plateau de Malm occupé en partie par le marais de Saône, et à chaque extrémité un plateau de Dogger. Leur raccord se fait par des talus d'érosion de l'Argovien et de l'Oxfordien. La figure 28 représente justement, au premier plan une partie du plateau

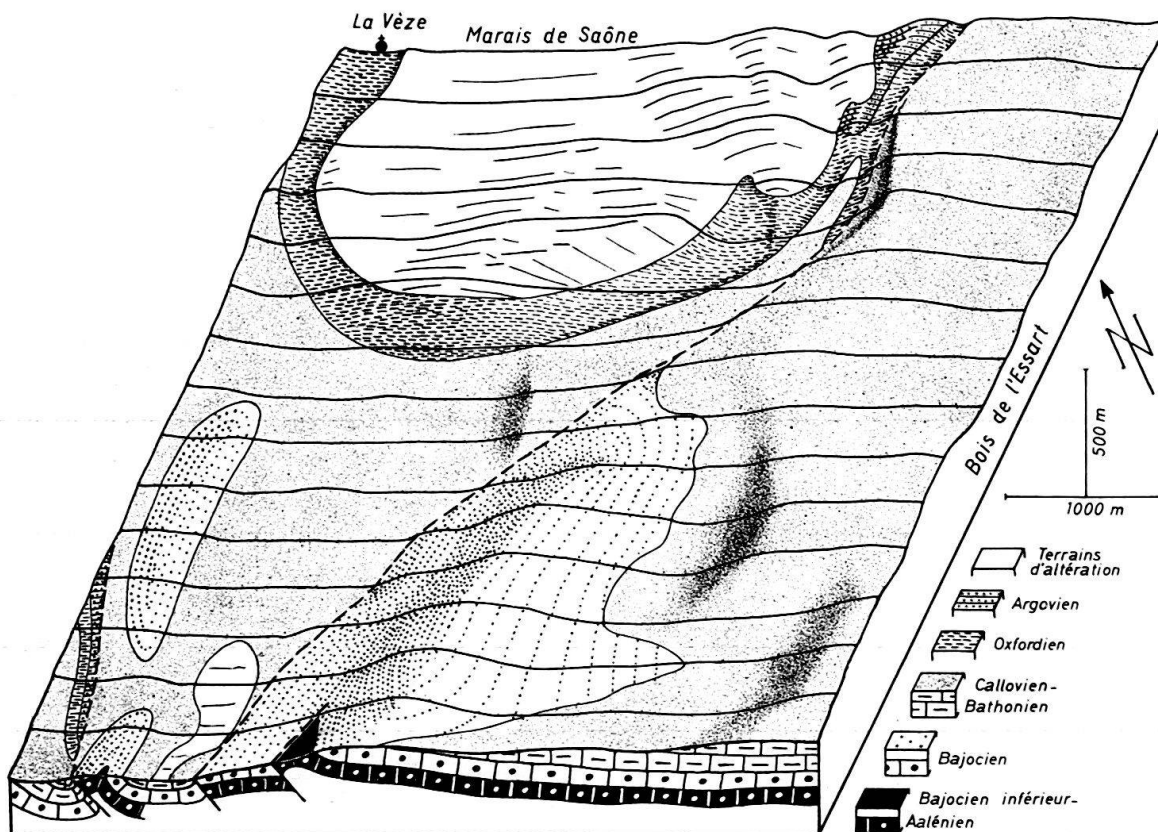


Fig. 28. Plateau de Montrond (d'après la carte géologique au 1:50000 de Besançon).

occidental de Dogger, à un niveau plus élevé celui de Malm recouvert d'argiles résiduelles, et entre les deux une rampe ou une combe oxfordienne. On distingue aussi les effets des plis et des failles du Dogger sur la morphologie.

Les compartiments de Jurassique moyen se développent aux dépens de ceux du Malm par le recul du talus d'érosion. Cette évolution est parfaitement visible un peu plus au S dans la région de Mérey, où le Malm du plateau d'Ornans et le Dogger de

celui de Montrond se juxtaposent normalement sans accident tectonique intermédiaire (fig. 29). La morphologie est d'une netteté saisissante. Les deux surfaces planes,

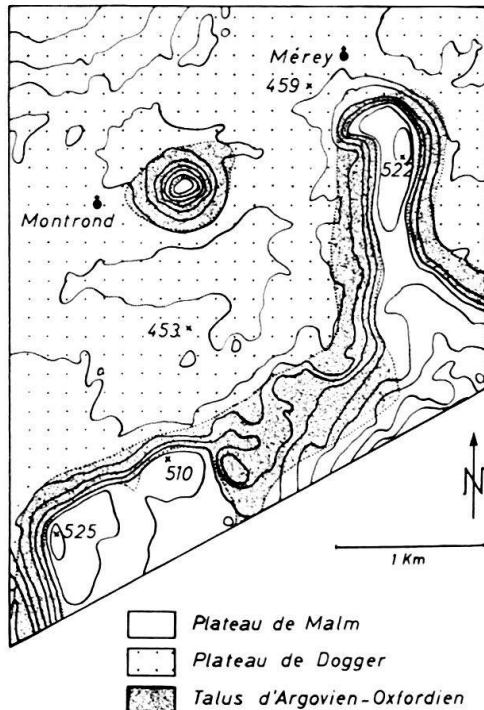


Fig. 29. Plateau de Montrond. Raccord du Dogger et du Malm (d'après la carte géologique au 1:50000 de Besançon).

dénivelées de 70 à 80 m l'une par rapport à l'autre, se raccordent par un versant d'érosion qui échancre le plateau de Malm et circonscrit la butte de Montrond. Des éboulis, des glissements de terrain et des rigoles de ruissellement témoignent de l'activité érosive actuelle, qui dégrade l'Oxfordien, repousse le Malm et dégage le Dogger. L'absence d'un réseau hydrographique prouve que les résidus subissent sur place une altération chimique, à la suite de quoi les carbonates sont entraînés en profondeur tandis que les insolubles se retrouvent dans les argiles à chailles qui empâtent la surface du Bathonien et du Bajocien (CAIRE 1967).

L'évolution topographique des plateaux n'est en définitive que l'intégration de celle des bancs calcaires. Dans les deux cas, l'érosion mécanique de la tranche des bancs (érosion frontale) est complétée par l'altération et la dissolution des produits de cette désagrégation.

Le même phénomène se retrouve à un niveau inférieur dans le Jura lédonien. Le plateau de Lons-le-Saunier se rétrécit par le recul de l'escarpement Bajocien-Bathonien, facilité par les marnes liasiques et keupériennes sous-jacentes. S'il existait plus bas une importante série calcaire, on assisterait au dégagement d'un plateau de Trias.

BIBLIOGRAPHIE

- ALABOUVETTE, B. (1965): *Etude géologique de la région de Saint-Laurent (Jura)*. – Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Univ. Besançon.
- ALTHAUS, H.E. (1947): *Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz*. – Matér. Géol. Suisse, Sér. géotech. 26/1.
- ANNAHEIM, H. (1951): *Morphochronologische Parallelen*. – Geographica helv. 6, 205–210.