

PREMIÈRE PARTIE

HISTOIRE GÉOLOGIQUE DU HAUT-JURA NEUCHÂTELOIS

PAR JEAN-PAUL SCHAER

CHAPITRE 2

LES ANCIENS PAYSAGES DU JURA NEUCHÂTELOIS

Par l'étude attentive des faunes, des particularités physiques et minéralogiques des roches sédimentaires, il est possible de reconstituer les conditions dans lesquelles celles-ci se sont formées. Cette approche évocatrice, très didactique qui a reçu le nom de **paléogéographie** se pratique depuis fort longtemps dans le Jura (gravure p. 17). Elle vise d'abord la reconstitution du paysage ancien d'un site donné. En restant dans les assises de même âge, tout en examinant leur extension latérale, on parvient à saisir la complexité géographique régionale qui peut être représentée sous forme de carte (fig. 2.1, p. 28). Celle-ci situe la distribution des mers, les types de dépôts et leur situation par rapport aux zones continentales. Ces reconstitutions, basées sur des analogies avec les environnements sédimentaires actuels, comportent toujours une part d'interprétation. Elles sont cependant très utiles pour situer l'état des connaissances et pour suivre l'évolution de l'environnement régional.

La figure 2.2 (p. 29) donne une vue générale de la suite des roches rencontrées en surface dans le Jura neuchâtelois, ainsi que celles qui doivent se trouver plus en profondeur jusqu'au niveau de la discordance hercynienne; elles sont placées dans leur succession chronologique, avec une figuration faisant ressortir leur regroupement par unité lithologique, soulignant les oppositions entre marnes et calcaires et la présence des ensembles évaporitiques. L'ensemble des formations reconnues en surface est épais de près de 1000 m; celles qui n'ont pas encore été atteintes par l'érosion doivent avoir une épaisseur à peu près comparable. Plus en profondeur encore, des roches cristallines semblables à celles qui affleurent dans le Massif central français, les Vosges, la Forêt-Noire, doivent être présentes. Ce sont les parties profondes d'une ancienne chaîne de montagnes qui, durant le Carbonifère et le Permien (entre trois cent cinquante et deux cent quarante millions d'années), couvrait une large partie de l'Europe. Au cours des

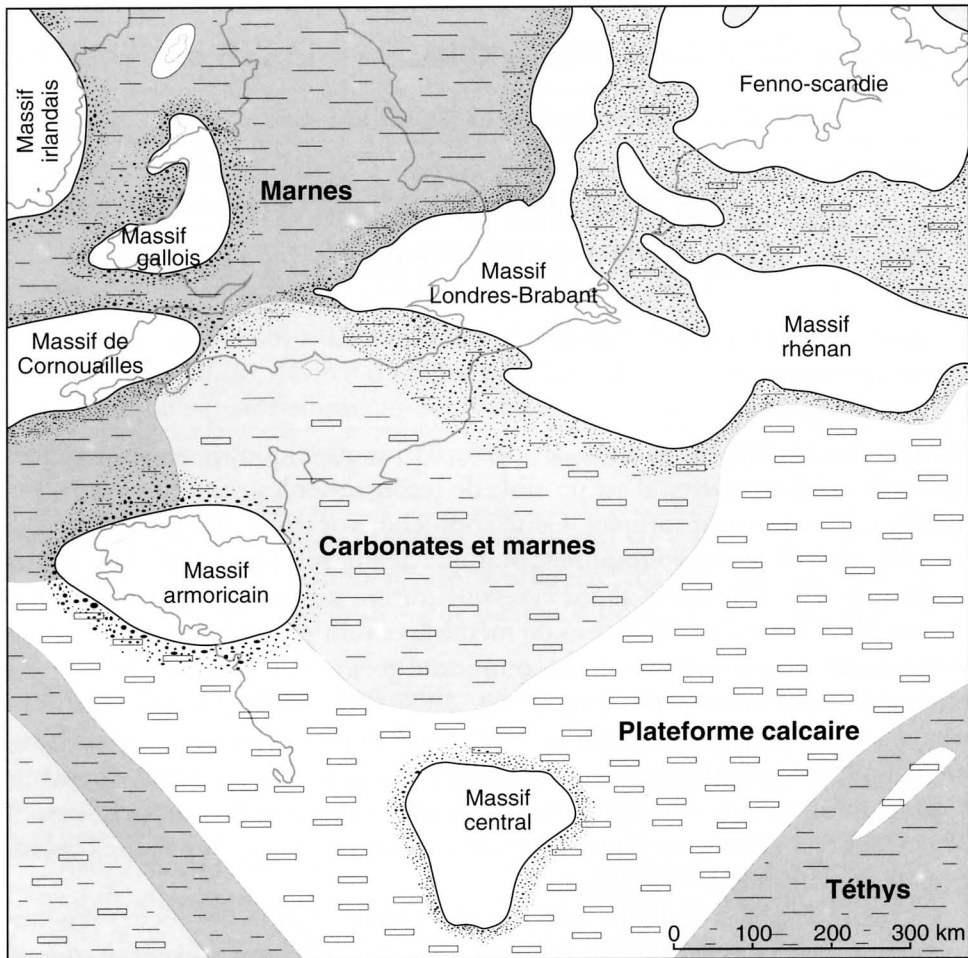
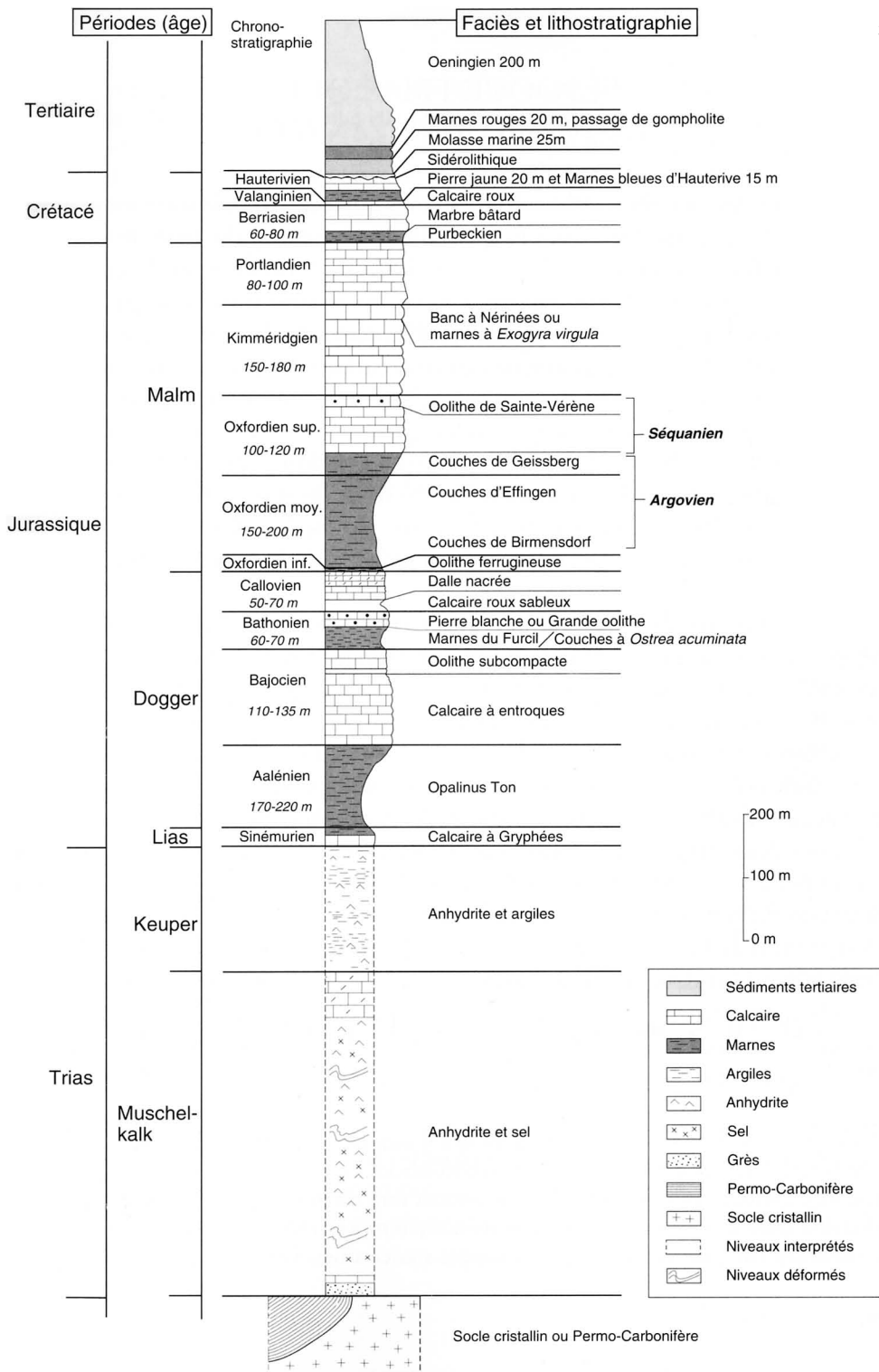


Fig. 2.1 Paléogéographie d'une partie de l'Europe de l'ouest durant la fin du Jurassique, vers cent cinquante millions d'années (d'après P.A. Ziegler, 1990).

temps, elle fut profondément érodée et nivelée, puis recouverte en discordance par des roches sédimentaires. Ainsi, comme dans une large partie de la France et de l'Allemagne, on trouve dans le Jura un soubassement formé de roches cristallines anciennes; c'est le socle, sur lequel s'est déposée, à l'horizontale, une suite de couches qui en forment la couverture.

Fig. 2.2 Suite des assises sédimentaires du Jura neuchâtelais. Le graphisme de celles qui sont visibles en surface, est renforcé par rapport à celles cachées en profondeur, dont les épaisseurs et la nature restent incertaines (données A. Sommaruga, 1996). ▷



L'ÉPOQUE TRIASIQUE (230-200 MILLIONS D'ANNÉES)

Dans le Jura, les premières assises sédimentaires qui recouvrent le socle sont constituées par des grès quartzitiques rouge violacé, peu épais, du type de ceux qui ont servi à l'édification des cathédrales de Bâle, de Strasbourg et de nombreux bâtiments importants de ces régions. Ces roches se sont formées dans un environnement steppique de grandes plaines alluviales, envahi ensuite par une mer très peu profonde où se déposèrent alors des carbonates puis des marnes et des évaporites. Ces dernières roches ont une telle importance pour le plissement du Jura qu'il a paru nécessaire de s'y arrêter quelque peu. Au cours des dernières décennies, les sondages effectués pour la reconnaissance du sel dans la région bâloise, ceux de la CEDRA dans le nord-est de la Suisse, ainsi que ceux de l'exploration pétrolière dans le Jura français, ont permis d'améliorer sensiblement nos connaissances sur ces roches qui ne sont pratiquement jamais visibles en surface.

Durant la seconde partie de la période triasique, à deux reprises, de larges régions de l'environnement du Jura se sont trouvées placées dans des situations favorables à la formation d'évaporites, tout d'abord à l'époque du Muschelkalk moyen, vers deux cent vingt millions d'années, puis au Keuper, vers deux cent dix millions d'années. Entre ces deux événements, durant le Muschelkalk supérieur, sous l'effet probable d'une montée générale du niveau marin, la présence de calcaires fossilifères évoque l'existence de conditions marines franches. Dans les séries évaporitiques du Muschelkalk, les couches de sel gemme exploitées sur les bords du Rhin, à Schweizerhalle, ont des épaisseurs voisines de 30 m. En direction du sud-ouest, leur puissance augmente. Elles disparaissent par contre en direction de l'est (Zurich) ou vers le sud (Berne, Fribourg) (Jordan, 1992). Dans le nord-est de la Suisse, les assises évaporitiques du Keuper épaisses de près de 100 m ne contiennent que des sulfates (gypse et anhydrite); dans le Jura français et sur la bordure de la Bresse par contre, elles englobent des assises de sel (NaCl) qui ont souvent plus de 100 m de puissance.

Les paysages dans lesquels se sont déposées toutes ces séries avec gypse, anhydrite et sel sont le reflet des conditions changeantes rencontrées, en climat aride, en bordure de mer, dans des milieux qui pouvaient alternativement être marins, lagunaires ou même continentaux. Dans ce dernier cas, des étendues d'eau temporaires se trouvaient alimentées par le ruissellement superficiel ou par des nappes souterraines. Ces paysages, de faible relief,

étaient de ce fait très sensibles aux changements du niveau des mers et aux influences de la tectonique. On y trouve donc une large gamme de roches sédimentaires, qui, en dehors des évaporites proprement dites, s'étend des grès aux calcaires et dolomies en passant par des niveaux charbonneux, des argilites. Les roches triasiques du Jura neuchâtelois pourraient, d'après A. Sommaruga (1996), avoir une puissance de 600 à 800 m, avec un important développement du Muschelkalk évaporitique.

LE JURASSIQUE (200-140 MILLIONS D'ANNÉES)

Après la formation des dépôts triasiques, la région du Jura est recouverte pendant une très longue période par la mer (fig. 2.3, p. 36), celle du Jurassique d'abord puis, au-delà d'un court intervalle d'émersion, par celle du Crétacé. Le paysage marin dans lequel se forment les roches qui nous sont familières, fait alors partie du domaine épicontinental relativement stable de l'Europe de l'ouest (fig. 2.1, p. 28). Durant toute la période jurassique, la région même du Jura est le siège d'une sédimentation carbonatée qui se trouve de temps en temps contaminée par des apports détritiques d'origine continentale, essentiellement argileux. Les roches qui se forment sont dépendantes de la bathymétrie, des courants et de la productivité biologique. La variabilité temporelle de ces paramètres conduit à des alternances répétées de roches carbonatées relativement pures et de faciès marneux. Suivant une ancienne tradition, le grand ensemble des roches jurassiques est avantageusement divisé en trois parties qui, de bas en haut, se nomment Lias, Dogger et Malm. Dans la région du Locle et de La Chaux-de-Fonds, la base du système ou Lias, épais de quelque 100 m, n'est presque jamais visible en surface car ces assises n'ont pas encore été dégagées par l'érosion. Elles ont, par contre, été reconnues dans les tunnels passant sous la Vue des Alpes.

Le Dogger

En continuité avec le Lias, mais encore très peu affleurantes dans le Jura neuchâtelois, les couches à *Opalinus* forment un ensemble argilo-marneux sombre qui englobe quelques niveaux marno-calcaires. Du point de vue hydrogéologique, cet imperméable isole les circulations du Dogger de celles des niveaux plus profonds.

Dans la région neuchâteloise, entre la base et le sommet du Dogger, respectivement de l'Opalinus à la Dalle nacrée qui sont des formations de faciès constant et homogène, se placent des assises se distinguant au contraire par de rapides et nombreuses variations latérales de composition et de puissance. D'une manière générale, dans la région du Locle et de La Chaux-de-Fonds, cet intervalle épais d'un peu plus de 200 m est, avant tout, formé de calcaires. Ils occupent le cœur affleurant des principaux reliefs régionaux (photo A, p. 48 a et fig. 3.1, p. 68 a); au nord, on les rencontre presque en continuité, depuis La Rançonnière jusqu'au-delà de Pouillerel; au sud, ils percent le bombement morphologique situé au nord-est des Entre deux Monts; plus à l'est encore, ils occupent les pentes qui s'étendent au-dessus des Petites Crossettes en direction du Mont Cornu.

Dans ces assises, les ammonites ne sont pas assez fréquentes pour assurer une bonne datation chronostratigraphique. L'usage veut pourtant qu'on utilise les noms des étages Bajocien et Bathonien, localement limités par des changements de faciès plus ou moins nets et corrélables. Ceux-ci sont souvent marqués par des niveaux marneux qui, plus altérables, forment des paliers, voire de petites combes. Les calcaires bajociens et bathoniens renferment très souvent des oolithes, ces petites sphères (0,5 à 2 mm) à couches calcaires concentriques très typiques, évoquant par leur aspect et leur groupement les œufs de poisson. Actuellement, comme aux Bahamas, de telles roches se forment avant tout en milieu marin agité, pas très profond. Par la diversité de ses calcaires, le Dogger offre un assez bon échantillonnage de la variété des faciès qu'on peut rencontrer sur une plate-forme carbonatée: calcaires fins, calcaires construits récifaux (Bajocien inférieur, pas directement visible dans les environs de La Chaux-de-Fonds et du Locle), calcaires bioclastiques et calcaires à entroques. Ces derniers sont constitués par des débris de crinoïdes reconnaissables à leur symétrie pentaradiée et à la cassure brillante des cristaux de calcite relativement gros dont ils sont formés.

La Dalle nacrée, d'âge callovien, qui coiffe le Dogger de ses 35 à 40 m de calcaires biodétritiques brun-roux, à stratification entrecroisée, représente une roche issue d'une barre sableuse formée par l'accumulation de débris plus ou moins fins d'une faune variée à bryozoaires, échinodermes, huîtres auxquels se mêlent des proportions variables de matériel oolithique. Dans les bancs supérieurs où existent des niveaux de silex, la stratification parallèle, le développement de terrier annoncent un retour à des conditions de sédimentation plus calmes.

Le passage aux roches sus-jacentes du Malm est marqué, dans l'ensemble du canton de Neuchâtel, par des dépôts peu épais de calcaires et marnes à oolithes ferrugineuses qui sont souvent très fossilifères mais rarement affleurantes. Les ammonites récoltées dans ces niveaux attestent que durant une période prolongée, la sédimentation fut très réduite et marquée par des périodes d'érosion, avec remaniement des faunes. La nature des niveaux condensés ayant enregistré ces événements est ainsi d'âge et de nature variables d'un point à un autre.

Le Malm (160-140 millions d'années)

Le Jurassique supérieur ou Malm est formé de deux complexes lithologiques ; à la base se trouve un ensemble marneux de pratiquement 200 m surmonté par une masse calcaire dont la puissance est proche de 400 m. Dans le Jura interne, les marnes sont essentiellement groupées sous la dénomination d'Argovien, alors que les calcaires sont divisés successivement en Séquanien, Kimméridgien, Portlandien, pour essayer, avec ces deux derniers termes, de se raccorder à la terminologie stratigraphique internationale. Globalement, le Malm du Jura neuchâtelois débute par des sédiments déposés en milieu relativement profond et calme, alimentés par des apports détritiques qui se mêlent à des boues calcaires. Il se termine par des calcaires massifs qui montrent une évolution vers des dépôts de moins en moins profonds, aboutissant à des émergences passagères.

Le Malm du Jura neuchâtelois est divisé en formations lithostratigraphiques. On fait débiter celle du Séquanien au-delà des derniers niveaux marno-calcaires argoviens qui passent assez rapidement à des faciès oolithiques calcaires, localement associés à des récifs coralligènes. Vers le haut, on étend traditionnellement cette formation jusqu'à une importante barre oolithique dite Oolithe de Sainte-Vérène ; elle est ici moins typique et moins puissante que dans sa localité type près de Soleure. La formation sus-jacente, celle du Kimméridgien, comprend essentiellement des niveaux de calcaires massifs ; elle s'étend jusqu'à une couche peu épaisse de marno-calcaires contenant de petites huîtres (Banc à *Ostréa virgula*) ; ce niveau assez rarement visible s'observe dans les affleurements bordant la route de la partie supérieure de la Combe Girard et au nord de la Maison Monsieur.

Les marnes argoviennes

Les roches regroupées dans cette formation ne donnent que très rarement des affleurements naturels de quelque importance. Formées essentiellement de termes marneux, les roches sont le plus souvent recouvertes par des zones herbeuses (photo B, p. 48 a) où la morphologie révèle localement de nombreux petits glissements superficiels. En d'autres endroits, d'importantes zones d'ébouillements provenant des falaises calcaires voisines les masquent presque totalement d'un tapis étendu sur lequel est souvent installée la forêt.

Lors du percement des importants tunnels, ou lors d'autres travaux de génie civil, cette formation a cependant pu être reconnue en détail. On s'aperçoit que dans l'épaisse monotonie marneuse se situent des horizons plus carbonatés, marno-calcaires et même calcaires. Ceux-ci sont surtout présents à la base et au sommet de la formation. Les premiers, groupés

sous le nom de Spongicien, sont des calcaires fins à spongiaires (entiers ou en fragments), associés à des lamellibranches, des brachiopodes et des échinodermes. Vers le sommet de l'Argovien, Persoz et Remane (1973) ont reconnu des récifs de spongiaires qui furent lentement envasés par des apports de boues calcaro-argileuses. De part et d'autre de ces niveaux fossilifères, la sédimentation terrigène, riche en quartz fin, associée à des boues carbonatées, s'est déposée alors que le bassin présentait sa plus grande profondeur ne dépassant certainement que de peu 200 m.

Dans le Jura neuchâtelois et bien au-delà, les importantes assises de l'Argovien marneux jouent un rôle essentiel du point de vue de l'hydrologie en formant un écran imperméable important entre les aquifères du Dogger et ceux du Malm; cette barrière compte cependant un certain nombre de points faibles probablement occasionnés par des accidents tectoniques. Les épais niveaux argileux de l'Argovien sont aussi l'un des éléments dominants de la morphologie régionale. Lorsque l'érosion les dégage au sommet d'une voûte anticlinale, comme cela se présente dans la région des Entre deux Monts, on observe, entre deux crêtes calcaires couvertes de forêts, une dépression au relief mou, couverte de prairies, qui se trouve drainée par un petit ruisseau (photo B, p. 48a). Ici, l'imperméabilité des assises maintient la plus grande part de l'écoulement en surface. Le travail de l'érosion fluviale, même avec les faibles débits qu'engendrent ces petits bassins, est important parce que concentré. Mais c'est surtout dans les régions où les assises marneuses et calcaires se trouvent en position redressée que le contraste morphologique, entre paysage calcaire et marneux, apparaît le plus clairement. De telles situations sont illustrées par la Combe de Monterban, au nord du Locle (photo A, p. 48a), par celle plus étroite du Châtelard près des Brenets, ou mieux encore par celle située au sud de la Roche aux Cros (photo A, p. 24a). Dans toutes ces situations, un profond sillon d'érosion s'est développé sur les niveaux marneux, eux-mêmes bordés par les reliefs escarpés des calcaires résistants du Malm.

Le Jurassique supérieur calcaire

Les assises calcaires de cet ensemble sont constituées d'un empilement de bancs décimétriques à métriques sédimentés sur une plate-forme de mer épicontinentale où la profondeur d'eau a très souvent varié avec, au cours du temps, une tendance générale vers l'émersion. Dans la phase initiale, durant le Séquanien, des récifs coralligènes, puis des barres oolithiques évoquent des milieux marins francs mais relativement peu profonds. Au cours du Kimméridgien, ils évoluent vers

une situation de mer ouverte, épisodiquement balayée par les courants, puis vers des conditions de plus en plus confinées qui finissent par devenir lagunaires. Durant le Portlandien, la tendance à l'émergence est très présente; elle conduit à un appauvrissement de plus en plus marqué des faunes, au développement de tapis algaires encroûtants, à la formation de niveaux dolomitiques et à des brèches de remaniement ainsi que des niveaux avec traces d'émergence.

Des assises marno-calcaires couronnent le Malm. Elles ne sont que rarement affleurantes car elles sont, là où elles existent encore, recouvertes par la végétation et les éboulis. Le gypse trouvé dans une fouille, entre Le Locle et le Col des Roches, mais surtout les fossiles identifiés dans ces niveaux, essentiellement des algues calcaires et des ostracodes, sont le reflet d'une sédimentation dans un milieu saumâtre, et dans des lacs qui soulignent la tendance émergitive qui se poursuit au-delà de la fin du Jurassique. On regroupe cette formation marno-calcaire épaisse de près de 20 m, sous la dénomination de Purbeckien. Comme les calcaires qui la constituent présentent des aspects assez semblables à ceux du Malm, on les a souvent associés à ces derniers, mais les études récentes les placent dans le Crétacé. Dans la vallée du Locle et de La Chaux-de-Fonds, la formation purbeckienne ne forme pas un horizon continu car elle a été érodée en plusieurs endroits avant le dépôt des formations plus jeunes qui la surmontent. Le faible développement des terrains crétacés (cf. ci-dessous) qui succèdent à ces niveaux marno-calcaires réduit leur rôle hydrologique, contrairement à ce qu'on observe dans les parties sud du canton.

L'évolution régressive, qui a accompagné la sédimentation de près de 400 m de calcaires, s'est étendue sur environ quinze millions d'années. Au départ, la plate-forme se trouvait sous une tranche d'eau qui ne dépassait pas 50 m. Au cours du temps, celle-ci s'est graduellement réduite pour devenir insignifiante et la sédimentation a été influencée par l'effet des marées. Durant cette période du Jurassique supérieur, on admet que, mondialement, le niveau marin s'est abaissé, de quelques dizaines de mètres peut-être. Ce n'est donc pas ce dernier phénomène qui permet de rendre compte de l'épaisseur de la série calcaire du Malm supérieur. Celle-ci est avant tout fonction de l'abaissement régional du fond marin; c'est donc la subsidence qui a contrôlé l'importance de la sédimentation, tandis que les variations du niveau marin, celles de la productivité des carbonates ont apporté de légères modulations à ce phénomène.

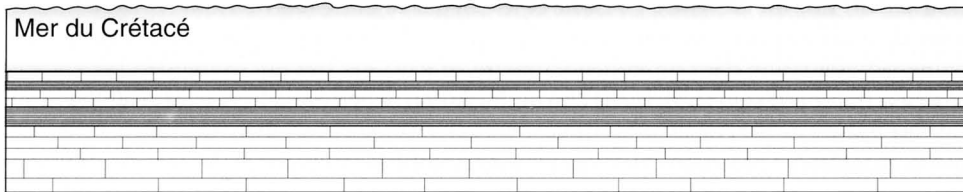
Les calcaires du Jurassique présentent principalement deux types de morphologie. Là où les assises sont relativement peu inclinées, elles forment de larges croupes qui, si l'érosion est assez profonde, se terminent, en direction du cœur de l'anticlinal, par un escarpement marqué, qualifié de crêt. La région du Communal de la Sagne, avec sa descente rapide en direction des Entre deux Monts, illustre cette situation dont les plus beaux exemples locaux sont représentés par les crêts du Chasseron et du Chasseral dominant tous deux vers le nord la dépres-

sion de leur **combe** argovienne. Les reliefs plus escarpés de la Roche aux Cros (photo A, p. 24a), et de sa continuation bordant la vallée de La Sagne vers le sud-ouest, ceux des Roches Voumard-Col des Roches, ainsi que le rocher de La Caroline près des Brenets sont associés à des situations où les assises calcaires et résistantes se trouvent être en position verticale.

120 millions d'années

Crétacé, mer épicontinentale

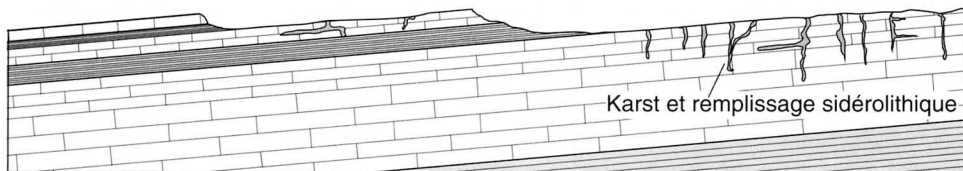
Nord



50 millions d'années

Eocène, faciès continental, érosion et dépôts sidérolithiques

Nord



20 millions d'années

Bras marin entre Alpes et Jura

Nord

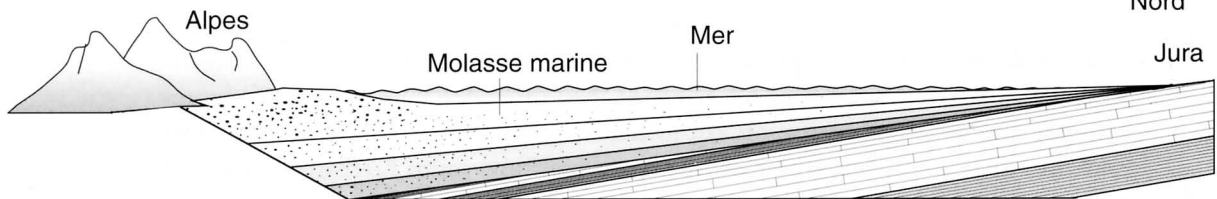


Fig. 2.3 Schéma de l'évolution du paysage de la bordure alpine au Jura, entre cent vingt et vingt millions d'années.

LE CRÉTACÉ (135-65 MILLIONS D'ANNÉES)

Au début des temps crétacés, la paléogéographie de l'Europe de l'ouest subit de profondes modifications. Les îles étendues qui se situaient dans les mers du Jurassique entre l'Irlande et le massif de Bohême se transforment en une vaste étendue continentale. Celle-ci borde la marge septentrionale de la Téthys dont un golfe s'avance en direction de Paris à travers le Jura. Actuellement dans cette dernière province, les terrains crétacés ne sont préservés qu'à l'ouest de Bienne. L'épaississement croissant des différentes formations vers Genève et les Alpes françaises s'explique par un basculement relatif du fond marin dans cette direction.

Dans le Haut-Jura neuchâtelois, à la suite d'une sédimentation lacunaire et d'érosions ultérieures, les terrains du Crétacé sont mal représentés. Ainsi sur le flanc nord du synclinal du Locle et de La Chaux-de-Fonds, les assises du Valanginien et de l'Hauterivien, qui sont déjà discontinues au sud de la vallée, sont là presque partout absentes. De ce fait, les niveaux marneux de l'Hauterivien inférieur, hydrologiquement important dans le bas du canton, ne jouent ici qu'un rôle très mineur. Les vestiges de l'évolution crétacée posthauterivienne ont presque totalement disparu de la région du Locle et de La Chaux-de-Fonds. Il paraît donc superflu de s'y arrêter.

LES TEMPS TERTIAIRES (65-1,7 MILLIONS D'ANNÉES)

Les régions méridionales de l'Europe sont, au cours du Crétacé, le siège d'un bouleversement très important. Alors qu'elles formaient depuis l'époque triasique une marge passive où s'accumulaient souvent d'épaisses séries sédimentaires, elles deviennent, dès le Crétacé supérieur, une zone en compression d'où sortiront finalement les Alpes. La vague orogénique en formation progresse depuis ces régions méridionales en direction de l'Europe. Au cours du Tertiaire, elle va avoir une influence de plus en plus marquée sur le développement des régions comme le Jura qui, jusqu'alors, appartenaient à l'Europe stable. Après le bombement éocène qui fera sortir toute la région alpine frontale de la mer, on assistera à la formation de bassins d'avant-pays dans lesquels se sédimenteront les

Molasses. Celles-ci, épaisses au pied des Alpes, s'étendront jusque dans la région de La Chaux-de-Fonds en n'y formant que de minces dépôts. C'est au cours du Miocène supérieur, essentiellement à partir de treize millions d'années, que la poussée alpine provoquera dans l'ensemble du Jura le plissement de la couverture des assises sédimentaires.

Durant le début des temps tertiaires, à l'**Eocène**, le Jura se trouve bien à l'avant des zones alpines perturbées; il fait partie d'un large domaine continental qui s'étend du front actuel des Alpes jusque dans la région parisienne. Ce vaste pays connaît alors un climat équatorial qui permet le développement de sols latéritiques. Dans les zones basses de ces paysages au **relief très modéré**, dans les fentes karstiques des assises calcaires, se déposent les produits de l'altération connus sous le nom de Sidérolithique (fig. 2.3, p. 36). Dans le Jura de Suisse orientale, dans la vallée de Delémont ainsi qu'au pied de la première chaîne, ces sédiments eurent une assez grande importance économique locale étant associés à des sables quartzeux et à des pisolithes ferrugineux qui furent exploités. Dans le Haut-Jura neuchâtelois, ils n'ont été reconnus qu'à la faveur de travaux de génie civil (sortie sud de La Chaux-de-Fonds, tunnel des Crosettes).

Durant l'**Oligocène** (35-25 millions d'années), l'érosion active des Alpes dépose à son front, dans une plaine alluviale drainée vers l'est, un prisme de sédiments détritiques. Ces Molasses épaisses au pied de la chaîne s'étendent jusqu'au Jura, mais ne pénètrent, avec leur détritisme typiquement alpin, que peu dans le domaine de la future chaîne. Elles sont encore bien représentées dans le Val de Ruz et le Val de Travers, mais sont absentes des régions du Locle et de La Chaux-de-Fonds, soit parce qu'elles ne s'y sont pas déposées, soit qu'elles y furent érodées ultérieurement.

Si la première solution est retenue, il faut envisager qu'un relief, modeste peut-être, séparerait alors la plaine molassique des régions du Jura situées plus au nord. C'est la solution défendue par D. Aubert (1975) après son étude de l'ensemble des dépôts rapportés à l'Oligocène; au-delà des premiers plis, à l'intérieur du Jura, ils sont toujours d'origine locale et non alpine; ils sont discordants sur diverses formations allant du Crétacé au Jurassique. Cette interprétation, qui demande encore des confirmations sur l'âge précis des dépôts, conduit à proposer que l'amorce de la structuration du Jura pourrait être plus ancienne qu'on ne l'envisage traditionnellement.

Les paysages qui limitent le Jura à l'ouest et au nord subissent, dès la fin de l'Eocène, durant l'Oligocène et au-delà, des perturbations qui conduisent à la formation des fossés d'effondrement de la Bresse et du Rhin. Ces zones subsidentes où s'accumulent plusieurs kilomètres de sédiments, deviennent alors des zones de drainage obligé et d'appel sédimentaire pour accueillir les produits d'érosion qui se forment dans le Jura.

Dans la région du Locle et de La Chaux-de-Fonds, durant le début du **Miocène**, vers vingt millions d'années, se déposent des grès, des marnes, accompagnés de quelques niveaux conglomératiques de la Molasse marine (fig. 2.3, p. 36); on y a trouvé des dents de requin et une riche faune côtière. Ce sont les dépôts septentrionaux locaux d'un important chenal marin qui, au front des Alpes, s'étend de Vienne à la Méditerranée.

Comme ils n'ont été reconnus, ni dans le Val de Ruz, ni dans la Vallée de Joux, Aubert (1975) estime, qu'à cette époque déjà, des reliefs se situaient au niveau des premières chaînes du Jura interne. Dans les conglomérats de la Molasse marine, Favre (1911) signale des galets de quartz et quartzites, ainsi que des roches ignées provenant très probablement des Vosges, qui formaient déjà relief; ce matériel exogène est accompagné par des galets calcaires d'origine locale, du Crétacé et du Malm; ils prouvent que l'érosion s'était déjà enfoncée de plus de 100 m dans une pile sédimentaire, probablement partiellement déformée.

A La Chaux-de-Fonds et au Locle, la partie supérieure de la Molasse marine passe en continuité aux Marnes rouges dans lesquelles les fossiles peu fréquents ou de peu d'utilité ne permettent pas d'assurer une bonne datation. Les niveaux conglomératiques à galets anguleux de calcaires crétacés et surtout de Malm, présents de part et d'autre de la vallée de La Chaux-de-Fonds et sur le flanc nord de celle du Locle, sont considérés par Favre comme étant contemporains des Marnes rouges (fig. 2.4, p. 40). Connus sous le nom local de Gompholites, Favre (1911) les décrit comme une formation créée par des éboulis de pente qui s'accumulaient au pied de falaises surplombant l'étendue d'eau dans laquelle se sédimentaient les Marnes Rouges. Pour cet auteur, il s'agit des premiers indices du plissement du Jura alors que M. Burkard (communication orale) les associe à des reliefs formés par des failles normales, donc produites en régime d'extension. Entre Le Locle et La Chaux-de-Fonds, les brèches gompholitiques sont souvent consolidées par un ciment calcaire qui enrobe les galets d'un encroûtement concentrique pouvant être coloré en rouge. Localement, il est beaucoup moins abondant, et, de ce fait, les gompholites sont susceptibles de jouer le rôle d'aquifère dont le potentiel d'emmagasinement peut être augmenté par la dissolution sélective de galets laissant de gros vides dispersés dans cette formation.

LE LAC TERTIAIRE

Vers dix-sept millions d'années, le bras marin qui s'était étendu antérieurement entre les Alpes et le Jura disparaît. Il est remplacé par une plaine alluviale dans laquelle le drainage régional se fait en direction de la vallée du Rhône et de la Méditerranée (fig. 2.5, p. 44). Les sédiments qui s'y accumulent, regroupés sous

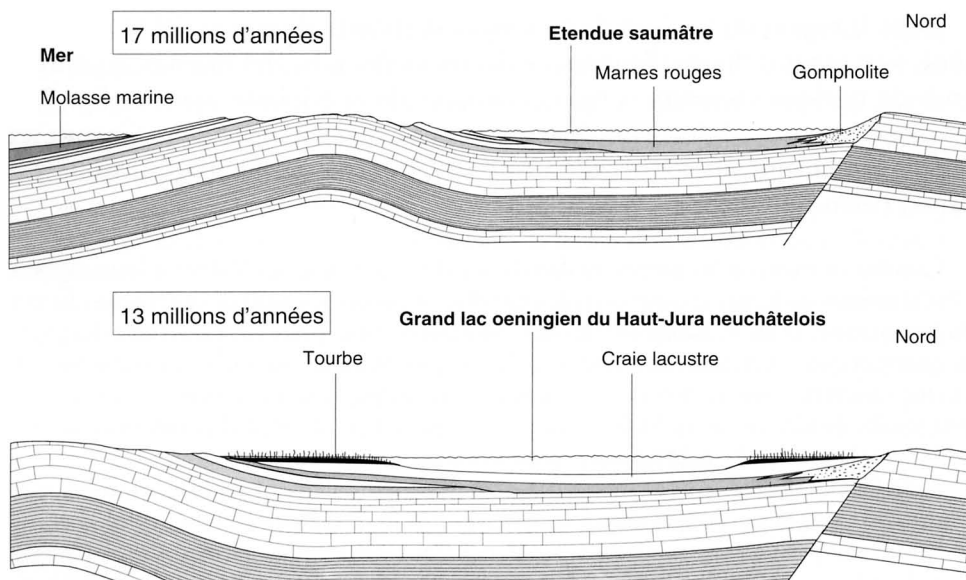


Fig. 2.4 Schéma de l'évolution des paysages du Jura neuchâtelois au-delà de la dernière influence marine et durant la formation du grand lac oeningien (treize millions d'années).

le nom de Molasse d'eau douce supérieure, proviennent avant tout de l'érosion des Alpes, mais on y observe également des apports provenant de provinces lointaines comme la Bohême ou d'autres plus proches comme les Vosges et la Forêt-Noire. En Suisse romande, entre les Alpes et le Jura, l'érosion ultérieure a fait disparaître toutes ces roches; elles sont, par contre, conservées au-delà d'une ligne allant du Napf à Schaffhouse en passant par Baden. Sur les bords du Lac de Constance, la localité d'Oehningen, en Allemagne, est connue depuis fort longtemps pour la richesse de la faune et de la flore trouvées dans les calcaires d'eau douce associés à cette formation. Ce matériel a permis de présenter des reconstitutions assez précises du climat de l'époque. Il évoque un environnement comparable à celui qui existe de nos jours à Madère, avec des hivers doux et des étés pas trop chauds, favorables à une végétation dont la moitié comporte des arbres à feuilles persistantes.

Dans le Jura, entre la région neuchâteloise et l'extrême est de la chaîne, en plusieurs points, on connaît des sédiments lacustres d'origine locale qui se sont formés entre quinze et dix millions d'années. Dans la vallée de La Chaux-de-Fonds, depuis la sortie est de la ville jusqu'au Crêt-du-Loche, ils forment une

bande de terrains continue, de quelque 300 à 400 m de large, qui s'enfle au niveau du Locle jusqu'à près de 2 km, avant de disparaître au-delà du Col des Roches, un peu au-dessous du Prévoux. Composées essentiellement de craies lacustres, ces roches donnent à ce secteur du Jura des caractéristiques hydrologiques et morphologiques si particulières qu'il paraît nécessaire d'en présenter la genèse. De plus, on y trouve des indices permettant de dater l'évolution structurale régionale.

La découverte du lac

C'est le célèbre géologue allemand Léopold von Buch qui, le premier, a reconnu qu'un lac assez étendu avait occupé le synclinal du Locle et de La Chaux-de-Fonds. Tout au début du XIX^e siècle, il avait été chargé par le roi de Prusse, prince de Neuchâtel, de reconnaître le potentiel économique des charbons que les habitants du Locle avaient découverts dans les environs de cette localité. Ses investigations lui permirent d'identifier parfaitement « l'oasis » locloise, et d'en expliquer la genèse et les principales caractéristiques. Il remarque ainsi que contrairement au pays environnant, Le Locle ne souffre ni de sécheresse, ni de manque d'eau. Il explique cette situation par la présence de roches calcaires particulières qui sont absentes dans les autres parties du Jura; blanches, légères, elles sont si poreuses qu'elles en sont presque spongieuses; elles ont la faculté d'emmagasiner les eaux de pluie qu'elles restituent sous la forme de petites sources situées au pied des pentes. Les niveaux charbonneux se rencontrent en couches peu épaisses dans cette formation; ils sont sans grand intérêt car ce ne sont que des tourbes à peine transformées. Elles se sont sédimentées dans un lac ainsi que l'attestent les nombreux fossiles de gastéropodes terrestres associés. La visite du grand von Buch en pays neuchâtelois ne fut donc pas un succès pour l'avenir minier du canton, elle a, par contre, été le point de départ d'une belle tradition géologique.

Age et extension

Bien que connus et étudiés depuis fort longtemps, les sédiments lacustres tertiaires des vallées du Locle et de La Chaux-de-Fonds n'ont été datés avec précision que depuis peu. Traditionnellement, ils sont rapportés à l'œningien, terme assez vague qui regroupe les formations de la Molasse d'eau douce supérieure présentant des analogies pétrographiques et de flore avec ce qui se rencontre à Oehningen. Les études entreprises par Kälin (1993) lui ont permis, grâce à l'analyse des dents des petits mammifères récoltés dans les roches du Locle, d'en fixer l'âge à treize millions d'années. Pendant la sédimentation et par la suite surtout,

ces assises furent déformées, plissées par l'accentuation de la structure synclinale dans laquelle le lac s'est formé. L'érosion ultérieure n'a conservé que les sédiments situés dans la zone médiane de la vallée.

De ce fait, il est difficile de reconnaître l'extension originelle de l'ancien lac. Des roches offrant des analogies pétrographiques et de faunes avec celles rencontrées au Locle ont été signalées en plusieurs points des environs, lors de sondages, de travaux d'excavation, ou d'affleurements temporaires (Les Ponts, Les Brenets, La Brévine, Les Bayards, Entreportes près de Pontarlier, au Russey) (Aubert, 1975). On peut envisager que toutes ces localités se rattachent à un très grand lac qui se serait étendu sur plus de 50 km entre le décrochement de Pontarlier et celui de La Ferrière. L'absence de continuité entre les affleurements actuels serait alors la conséquence d'érosions entre les diverses parties du bassin. Une autre solution consiste à proposer que, lors du plissement du Jura, une suite de lacs temporaires, plus ou moins contemporains, se seraient formés dans les différents synclinaux voisins; parmi ceux-ci, celui du Locle et de La Chaux-de-Fonds aurait connu un développement de plus longue durée conduisant à des dépôts particulièrement importants qui, de ce fait, seraient aujourd'hui encore préservés. A ce jour, il paraît bien difficile de trancher entre ces hypothèses qui pourraient bien toutes deux contenir une part de vérité.

Dans les vallées de La Chaux-de-Fonds et du Locle, les anciens sédiments lacustres sont rarement visibles, cachés par des dépôts plus récents et surtout par un tapis végétal presque continu. Il n'est, de ce fait, pas aisé d'établir des corrélations entre les affleurements. Cette tâche devient pratiquement impossible lorsqu'on tente des comparaisons entre les sédiments crayeux dispersés dans les synclinaux voisins. Il paraît ainsi peu probable que, dans un proche avenir, on puisse dessiner les contours quelque peu certains du lac où ont pris naissance ces roches.

Les sédiments lacustres

C'est Kübler (1962a) qui a présenté l'étude la plus récente et la plus complète de ces assises lacustres. Il a pu montrer que l'épaisseur des sédiments conservés dépasse 200 m. Il s'agit pour l'essentiel de craies lacustres blanches, parfois grises, très poreuses et assez mal stratifiées. Tous les observateurs, depuis von Buch (1802), ont souligné qu'on y rencontre de fréquents niveaux charbonneux, entre tourbe et lignite (photo A, p. 24b). Ces derniers sédiments, d'origine végétale, bien représentés dans les $\frac{2}{3}$ supérieurs de la série, sont plus rares mais cependant présents jusque dans les niveaux les plus anciens. Très fréquents et souvent répétés sur le flanc nord de la vallée, ils ont également été observés au sud de la vallée, à La Jaluse et à la Combe Girard, etc. Ils représentent d'anciens dépôts

tourbeux qui s'accumulaient au-delà des rives basses. Au cours de son histoire, l'étendue du lac fut variable; elle était parfois si réduite que les zones de marais pouvaient s'étendre jusque dans la zone centrale de l'actuelle vallée. La richesse en gastéropodes terrestres et d'eau douce de très nombreux niveaux de craies (photo B, p. 24b), ainsi que leur association répétée à des horizons carbonneux, paraissent également indiquer la fréquence d'une sédimentation en eau peu profonde.

Les eaux, qui parvenaient au lac par l'intermédiaire du réseau hydrographique régional, étaient riches en carbonates dissous prélevés dans le paysage environnant. Elles ne tardaient pas à en précipiter une notable proportion par perte de CO_2 due à l'élévation de la température, ainsi qu'à l'absorption de ce gaz par le phytoplancton et par l'intense évaporation qui existait sur ce plan d'eau (voir ci-dessous). Les roches qui se formaient alors sont très riches en carbonates, souvent au-delà de 90% selon Kübler (1962b). Dans sa fine analyse pétrographique, cet auteur note que cette composante dominante est associée à de constantes mais faibles teneurs de quartz très fin, de feldspaths et d'argiles, ces derniers constituants pouvant même être exceptionnellement dominants dans quelques niveaux marneux. Pour l'essentiel, tous ces minéraux ont été prélevés dans l'arrière-pays marno-calcaire environnant; aucun apport ne provenait du bassin molassique du Plateau suisse (Kübler, 1962b) dont le lac était protégé par les reliefs du Jura naissant. Les teneurs élevées en strontium des sédiments carbonatés, ainsi que la présence occasionnelle du minéral argileux attapulгите, sont pour Kübler des signes évidents de la forte évaporation provoquée dans une ambiance climatique comparable à celle rencontrée en zone méditerranéenne ou subtropicale. Jaccard, avec l'aide généreuse de Heer, au siècle passé déjà, avait proposé, par l'analyse de la flore fossile, que la région du Locle jouissait à la fin du Miocène moyen d'un climat très clément. Dans un autre domaine, Hofmann (1958), en analysant les niveaux de bentonites que Favre (1911) avait identifiés, y a reconnu des cendres que les volcans du Hegau, situés à l'est de Schaffhouse, envoyaient alors jusque dans la région neuchâteloise et bien au-delà.

A ce jour, aucun chercheur n'est parvenu à localiser, dans ces sédiments lacustres, des zones détritiques plus grossières permettant de situer les lieux de décharge des anciens tributaires. Le lac était probablement situé alors dans un paysage si peu accidenté que les rivières, les sources karstiques n'y déversaient pratiquement que des apports fins ou en solution, sans sables ni galets; on peut aussi envisager que l'érosion ultérieure a fait disparaître les anciennes zones deltaïques qui nous auraient permis de mieux situer ce trait important de la morphologie régionale.

Paléogéographie régionale

Dans le bassin de Delémont, le Jura bâlois et argovien, des sédiments variés ont livré des faunes contemporaines de celles du Locle (Kálin, 1993). Il s'agit principalement de formations détritiques alimentées par des apports locaux ainsi que par des galets de roches sédimentaires et cristallines en provenance des Vosges et de la Forêt-Noire qui se soulevaient alors. Le système fluvial qui transportait ces matériaux devait ensuite traverser le paysage de la future chaîne du Jura dans une dépression morphologique se situant à l'est des Franches Montagnes; de là, il devait certainement rejoindre la plaine alluviale molassique et son écoulement en direction du sud-ouest (fig. ci-dessous).

Il y a un peu plus de dix millions d'années, donc bien avant les premières glaciations, la région du Locle et de La Chaux-de-Fonds jouit encore d'un climat fort agréable qui permet le développement d'une végétation à feuilles persistantes où dominent les lauriers accompagnés de quelque cent quarante autres espèces végétales (déterminations Heer, 1856, reprises par Jaccard, 1858) (photo C, p. 24b). Dans ce paysage forestier verdoyant, le lac du Locle, étendue d'eau peu profonde, plus étendue que le bassin tertiaire actuel, est alimenté par des rivières qui drainent les eaux d'un territoire ne devant pas s'étendre au-delà du Jura actuel.

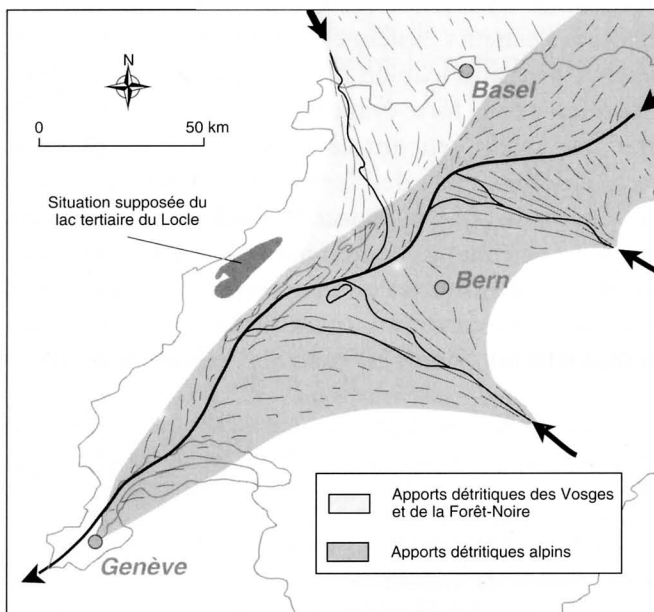


Fig. 2.5 Essai de paléogéographie de la Suisse occidentale, à l'époque de la formation du lac œningien dans le Haut-Jura neuchâtelois.

A cette époque, la Bresse, le Bassin molassique et la zone de drainage nord-sud située au-delà des Franches Montagnes sont des zones basses vers lesquelles l'écoulement des eaux du lac aurait pu se diriger. Actuellement, il n'existe aucune information permettant de favoriser l'un ou l'autre de ces cheminements. Dès l'ébauche de la cuvette synclinale de la région Le Locle-La Chaux-de-Fonds, celle-ci accueille un lac grâce à l'écran imperméable des Marnes rouges. L'accentuation du plissement assure son maintien alors que son approfondissement est partiellement compensé par le comblement sédimentaire et par l'érosion à l'émissaire. Les interférences entre ces tendances antagonistes provoquent des variations de l'altitude du plan d'eau et conduisent aux nombreuses alternances de sédimentation tourbeuses et crayeuses rencontrées près des rives. Les quelque 200 m de sédiments qui s'y sont déposés en plusieurs centaines de milliers d'années (six à sept pour Kübler) nous donnent une idée de la vitesse de l'évolution structurale et morphologique régionale.

Pour être complet sur l'histoire de ce bassin, signalons que depuis le siècle dernier plusieurs chercheurs ont récolté dans ces sédiments lacustres des restes de gros mammifères, dont les dents ont souvent permis des identifications assez précises des faunes. Malheureusement une bonne partie de ce matériel, recueilli essentiellement par Nicolet et Jaccard, a été dispersée et égarée faute d'une bonne gestion des anciennes collections. La dernière mise au point sur ce sujet, effectuée par Stehlin en 1937, signale qu'on y a reconnu carnassiers, cervidés, gazelles, suidés, rhinocérotidés, équidés, mastodontes, dinothères et tortues.

Les dépôts quaternaires glaciaires

Au-delà du comblement du lac du Locle et jusqu'à l'époque glaciaire, soit durant la presque totalité des derniers treize millions d'années, le Jura, comme le reste de la Suisse extra-alpine, manque singulièrement de repères pour suivre l'évolution des paysages en fonction du temps. Les érosions qui furent agissantes durant une large partie de cette période sont certainement responsables de cette situation. La faune de micromammifères, datée d'environ trois millions d'années (Bolliger et al., 1993), recueillie dans une fente karstique du tunnel de la Vue des Alpes, représente le seul jalon temporel disponible. Il nous indique qu'à cette date, le Jura était déjà structuré et qu'il subissait une érosion karstique comparable à celle existant de nos jours.

Pour la chronologie du Quaternaire, les recherches anciennes entreprises au nord des Alpes avaient permis de reconnaître une succession de glaciations qui, en allant des plus anciennes aux plus récentes, avaient reçu les noms de Günz, Mindel, Riss et Würm. L'analyse des sédiments marins a montré que les alternances de périodes froides et chaudes (glaciaires et interglaciaires) ont été beaucoup plus nombreuses qu'on ne le pensait et qu'elles se sont succédé, durant le

dernier million d'années au moins, avec une rythmicité voisine de cent mille ans. Si le terme de Würm, se rapportant à la dernière glaciation, peut encore être conservé, par contre le reste de l'ancienne nomenclature doit être abandonné car il ne place pas les événements analysés dans une chronologie fiable.

Lors de l'ultime glaciation, au niveau de Neuchâtel, le glacier du Rhône se trouvait à près de 1100 m d'altitude. En dehors des deux langues qu'il poussait dans les zones basses du Val de Ruz et du Val de Travers, il était contenu sur son bord nord par la barrière de la première chaîne du Jura. A l'intérieur de celle-ci, en pays neuchâtelois, les accumulations de matériaux meubles presque uniquement calcaires avec blocs et galets plus ou moins anguleux qui se rencontrent à diverses altitudes dans le Haut-Jura neuchâtelois, sont interprétées comme des dépôts morainiques de glaciers locaux. Dans quelques cas, les roches sous-jacentes, polies et striées, ont confirmé cette interprétation. Au-delà des zones atteintes par le glacier du Rhône würmien, des blocs erratiques alpins, souvent de petites tailles, mais dont certains dépassent le mètre cube, se trouvent dispersés dans le paysage. Ils sont la trace d'une ou de plusieurs glaciations alpines anciennes, sans qu'il soit possible d'être plus précis. Dans les environs immédiats du Locle et de La Chaux-de-Fonds, Favre situe la limite de l'avant-dernière glaciation à 1160 m d'altitude au moins. Le bloc erratique du Mont d'Amin, situé pratiquement à 1400 m, paraît être une preuve que certains glaciers alpins se sont élevés plus haut encore.

L'érosion glaciaire dans le Jura

On sait que dans les Alpes l'érosion glaciaire est l'un des facteurs dominant de l'évolution morphologique actuelle et plus ancienne; dans le Jura par contre, on est relativement mal renseigné sur le rôle que ce phénomène a pu jouer. Mais nous pensons que lors de la dernière glaciation, les petits appareils glaciaires qui existaient dans les hautes vallées neuchâteloises n'ont probablement eu qu'une faible influence érosive sur la roche en place.

Dans leur écoulement, ils ont certes entraîné, en les incorporant à leur masse, les éboulis de pente et alluvions qu'ils trouvaient sur leur passage. Leur progression sur des pentes relativement peu inclinées ne leur donnait cependant pas un pouvoir érosif important, en dehors des situations où ils s'engageaient dans des gorges étroites et de forte déclivité. Pour apprécier l'érosion glaciaire à l'époque où les glaciers alpins couvraient le Haut-Jura neuchâtelois, il est possible, à titre de comparaison, d'utiliser les données fournies par la calotte

würmienne de la Vallée de Joux (Aubert, 1965, Arn et Campy, 1990). Culminant vers 1800 m d'altitude, celle-ci s'écoulait vers l'ouest où elle formait un front relativement rectiligne qui ne présentait que rarement des langues ou des lobes avancés. Ceux de Champagnole, les plus importants de la région, ne sont soulignés que par des arcs morainiques relativement modestes nous indiquant que l'écoulement concentré de la glace n'y entraînait que peu de matériaux. Par analogie, nous admettons que, lors des extensions glaciaires maximales, l'érosion par les glaces dans le Jura neuchâtelois fut relativement modeste; elle fut au mieux un peu plus active dans les zones servant d'exutoires aux accumulations situées à l'amont. Même dans ces cas, il n'est pas certain qu'elle fût plus efficace que l'érosion fluviale. Par son rôle d'exportateur de matériaux meubles, ceux des fonds de vallées comme ceux des éboulis de pente – ces derniers étant un élément modérateur de l'évolution des versants –, elle a cependant été un agent de l'évolution morphologique non négligeable.

Les dépôts glaciaires würmiens

Les replats morphologiques se trouvant sur le bord sud de la vallée du Locle, à une altitude voisine de 1000 m, sont recouverts par un tapis plus ou moins continu de matériaux meubles avec galets souvent anguleux. Ils sont interprétés par Favre (1911) comme étant d'origine glaciaire de même que la formation argileuse à blocs calcaires qui assure l'étanchéité du fond de la vallée dans la région du Col des Roches. Des collines et cordons morainiques jurassiens existent dans les hautes vallées de La Brévine et des Ponts mais rien de comparable n'a été signalé dans celles de La Chaux-de-Fonds ou du Locle, ou le long du Doubs.

Une tentative de reconstitution plus détaillée de la glaciation würmienne de la région du Locle est présentée au chapitre 4.

LES FORMATIONS QUATERNAIRES ALLUVIALES POSTGLACIAIRES

Placé dans la zone faîtière du système fluvial régional, le Haut-Jura neuchâtelois est avant tout une région d'érosion dans laquelle l'alluvionnement ne devrait être qu'extrêmement réduit. La vallée du Doubs, en amont de Villers-le-Lac, de même que celle du Locle dans son extrémité ouest, montrent que l'érosion karstique et la formation de barrages naturels provoquées par des éboulements, conduisent à des situations contraires à cette règle générale.

Le lac quaternaire du Locle

Ainsi, au cours de l'époque postglaciaire, la basse vallée du Locle a été comblée par les dépôts d'un lac ayant subsisté temporairement jusqu'au début du XVIII^e siècle. A cette époque encore, de façon régulière en période de fortes précipitations ou lors de la fonte rapide des neiges, la région du Col des Roches était occupée par une étendue d'eau libre plus ou moins importante. Assez souvent, l'emposieu servant alors d'exutoire ne parvenait pas à assurer un débit suffisant pour permettre l'évacuation des eaux. Afin de remédier à cette situation, il fut remplacé, dès 1805, par une galerie artificielle. Les études sur le remplissage sédimentaire quaternaire de la basse vallée du Locle, entreprises par Jaccard (1858), Schardt (1905) et Favre (1911), ont permis de situer les grandes lignes de l'évolution de ce paysage depuis la dernière glaciation. Elles font actuellement l'objet de nouvelles investigations par Patrick Schoellammer qui s'efforce de suivre les changements de ce milieu en fonction des variations climatologiques d'un proche passé, géologiquement parlant. Les données anciennes indiquent que le lac ayant occupé le fond de la cuvette du Locle s'est probablement maintenu, depuis le retrait des glaciers würmiens locaux jusqu'à l'époque historique. Au début, il s'étendait probablement depuis la confluence de la Combe Girard avec la vallée principale jusqu'au Col des Roches, où il atteignait une profondeur qui devait dépasser 30 m. Au cours des temps, il a été progressivement comblé. Sur toute l'étendue du bassin, à la base du remplissage, on observe des sédiments détritiques, argilo-calcaires, qui furent prélevés sur l'ensemble du bassin versant, tout particulièrement dans les dépôts glaciaires, dans les combes argoviennes et surtout dans les craies lacustres (Combes des Enfers, Girard, de La Grecque). Dans ce paysage encore mal protégé par la végétation qui poursuivait sa colo-

Photo A La ville du Locle vue de l'ouest, avec, à l'arrière-plan, La Chaux-de-Fonds. Sur la gauche, l'extrémité ouest de l'anticlinal de Pouillerel érodé jusqu'au Dogger, avec l'échancrure de la combe argovienne de la Combe de Monterban. La large tache claire au premier plan situe les calcaires du Malm exploités en carrière. Tout ce qui s'étend à droite correspond au synclinal tertiaire; à l'extrême droite (grands bâtiments au-devant de la forêt et au-delà), on distingue très nettement les replats de l'ancienne vallée qui se situait au niveau de celle de La Chaux-de-Fonds. ▽

Photo B Combe argovienne des Entre deux Monts, vue de l'est, avec ses prairies sur roches marneuses, bordées de part et d'autre par les crêts calcaires du Malm, sur lesquels persiste la forêt. La route, à droite, se dirige vers l'entaille de la demi-cluse de la Combe Girard. ▷





Photo A Extrémité est de la vallée du Locle au niveau du Crêt-du-Locle (maisons à l'extrême gauche). La surface plane de la vallée de La Chaux-de-Fonds est brusquement coupée par l'effet de l'érosion régressive fluviale du bassin déprimé du Locle.

Photo B Erosion régressive sur Le Bied de la vallée des Ponts, à l'amont des emposieux du Voisinage. C'est le début d'une évolution qui pourrait, dans le fond plat de ce synclinal, creuser une vallée comparable à celle du Locle.



nisation, l'ablation mécanique est d'abord relativement active. Avec le temps, les apports détritiques diminuent et se déposent essentiellement dans les parties amont; en aval, au-delà de la sortie occidentale de la ville (fig. ci-dessous), on observe des limons fins surmontés par des dépôts de vases lacustres carbonatées attestant la présence d'un lac peu profond. L'ensemble du bassin est ensuite recouvert par des tourbes qui, d'abord développées en amont, ont au cours du temps progressé vers l'aval pour atteindre finalement la région du Col des Roches. D'une manière générale, leur puissance va en augmentant de l'amont vers l'aval. Entre la sortie ouest de la ville et l'extrémité de la vallée, dans les endroits où ces niveaux ne furent ni exploités ni assainis, leur puissance atteint souvent 4 m, avec un maximum mesuré de 8,5 m. Au niveau du Col des Roches, des tourbes identifiées à -15 m (de Cérenville), surmontées par des craies lacustres, montrent que durant les temps postglaciaires le niveau de l'exutoire a varié; il a subi une importante remontée tardive permettant la formation d'un lac qui fut recouvert par des tourbes, elles-mêmes surmontées par la dernière étendue d'eau libre. En surface, sur l'ensemble de la basse vallée, Favre signale un horizon de 2 à 4 m d'épaisseur, formé de limons terrigènes contenant des débris de verre, de charbon et

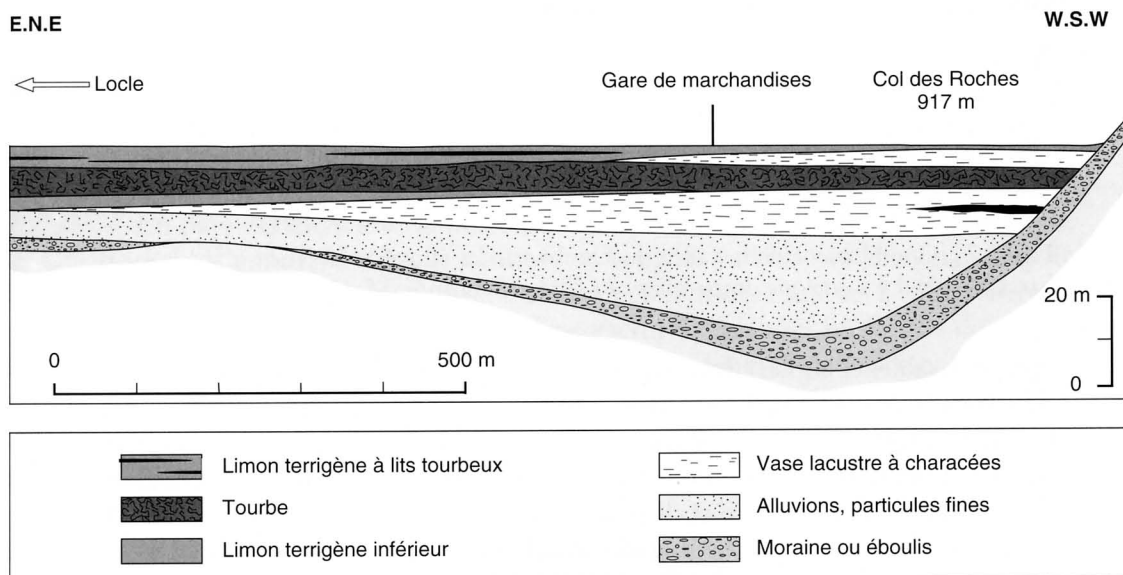


Fig. 2.6 Remplissage du fond de la vallée du Loche, près du Col des Roches. Repris de Favre 1911, avec complément (rapport de Cérenville).

de brique; celui-ci représente les derniers apports sédimentaires et pourrait être en relation avec la reprise de l'érosion, probablement activée par le déboisement qu'accompagne la colonisation de la région.

Le Lac des Brenets

Durant le Quaternaire, un ou des éboulements ont obstrué Le Doubs en amont du Saut du Doubs; ils ont alors créé un lac de barrage qui s'est étendu jusqu'à Morteau (Schardt, 1903). Des études récentes entreprises sur territoire français (Campy et al., 1994) ont montré qu'il se trouve actuellement comblé aux $\frac{1}{10}$ de son volume initial (fig. ci-dessous) et que sa formation remonte à près de quatorze mille ans. Comme au Locle, les premiers sédiments déposés sont détritiques

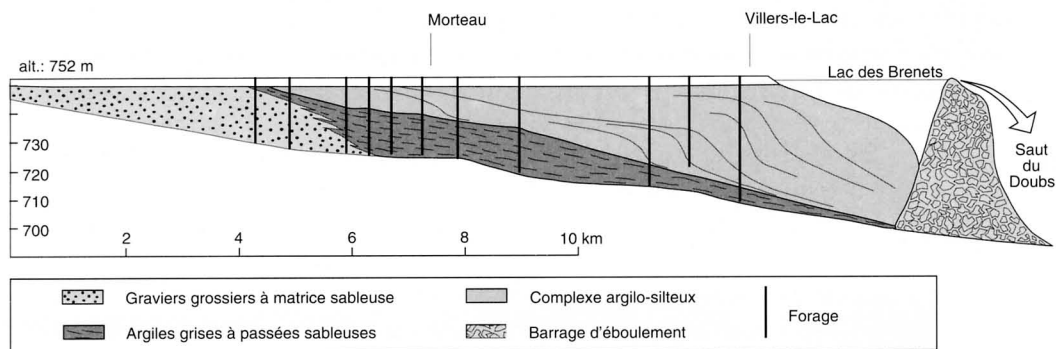


Fig. 2.7 Comblement de la vallée du Doubs par les alluvions déposées dans le lac de barrage, créé il y a quelque douze mille ans (simplifié d'après M. Campy et al., 1994).

(graviers, sables et argiles). Ici aussi, les matériaux grossiers ont été prélevés essentiellement à partir des dépôts quaternaires meubles abandonnés par les névés et les glaciers locaux. Ils ne sont connus qu'en amont de Morteau où ils forment un delta passant progressivement vers l'aval à des argiles sableuses qui s'étendent, en diminuant de puissance et de granulométrie, jusqu'à l'extrémité du lac. Au cours du temps, alors que des marais s'installent sur la plaine alluviale en amont, des sédiments de plus en plus fins, associés à des précipitations calcaires, comblent les parties en aval. La formation de craies lacustres n'a été rencontrée que dans la plaine alluviale de Morteau et uniquement de part et d'autre d'un chenal

central où dominant des sédiments argilo-gréseux calcaires. Au-delà de cette localité, dans l'étroite vallée qui s'étend jusqu'à Villers-le-Lac, les craies lacustres sont absentes. Cette belle synthèse a bénéficié de l'étude de nombreux forages implantés en amont de cette dernière localité. Au niveau du Lac actuel des Brenets, la documentation disponible est plus pauvre. Les photos et dessins anciens recueillis par Jaccard et Schardt montrent cependant que dans ce secteur, en périodes de basses eaux, il subsiste dans le fond du bassin un cours d'eau de faible débit qui érode les sédiments lacustres et les redistribue plus en aval encore ; c'est là peut-être l'explication du chenal avec absence de craies lacustres de Morteau. Le manque de données sur la distribution et la nature des sédiments présents dans l'anse des Pargots nous prive d'éléments permettant d'aborder les relations qui ont pu exister, au cours des temps glaciaires et postglaciaires, entre le bassin du Doubs et celui du Locle par l'intermédiaire de La Rançonnière.

ÉVOLUTION STRUCTURALE ET PLISSEMENT DU JURA

Pour le géologue, le Jura est fréquemment pris comme l'un des exemples types des chaînes de couverture plissée. Dans la région de La Chaux-de-Fonds et du Locle, la vision du plissement ne s'impose pas aussi facilement que devant les belles voûtes calcaires des gorges de Moutier, ou de Vellerat sur le cours de La Birse. Les cirques du Châtelot, de Biaufond offrent cependant, à l'observateur curieux, des sites de référence presque aussi parfaits (photo B, p. 24 a).

En pays neuchâtelois, le plissement s'exprime essentiellement par des alternances de zones élevées qui jouxtent de longues vallées, souvent relativement étroites. Pour le non-spécialiste, il n'est cependant pas toujours aisé de relier ces particularités topographiques avec les structures rocheuses profondes dont elles sont issues, car la végétation, et tout particulièrement la forêt, forment un écran souvent difficile à percer. Pour faciliter l'accès à cette vision structurale, nous avons choisi de présenter quelques rappels de nomenclature dans lesquels se mêle un peu de théorie.

Les failles

Soumis aux pressions existant dans la croûte terrestre, les calcaires et autres roches formant le Jura se plissent et se cassent. Les failles sont des cassures accom-

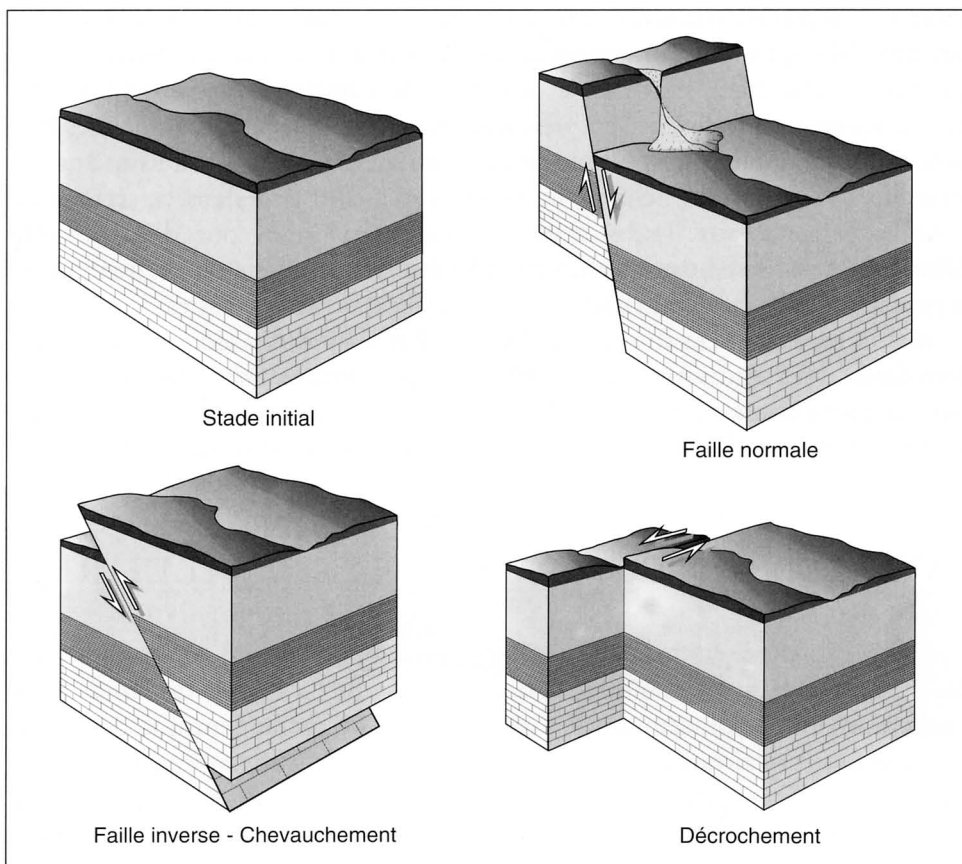


Fig. 2.8 Schématisation des accidents cassants: A) Faille normale, régime d'extension B) Faille inverse et chevauchement: régime de compression C) Décrochement, déplacement horizontal; déformation très fréquente dans le Jura.

pagnées par un déplacement relatif de compartiments précédemment jointifs (fig. ci-dessus). Dans un système en extension, le compartiment placé au-dessus du plan incliné de la faille se meut vers le bas, la **faille** est dite **normale**; ce type de structure n'a été que rarement décrit dans le Jura neuchâtelois. Dans un système en compression, le compartiment supérieur passe par-dessus le compartiment inférieur, la **faille** est dite **inverse**; si le plan de faille est très peu incliné, on parle de **chevauchement**. Des plans de failles, souvent subverticaux, assurant des déplacements relatifs horizontaux, sont nommés **décrochements**. Dans le Jura, failles inverses et décrochements qui sont des manifestations de la com-

pression, se trouvent intimement associés. En général, les failles ne sont que rarement visibles en dehors des affleurements artificiels. Le plus souvent, elles ne se marquent dans le paysage que par une dépression, recouverte par la végétation et des éboulis, délimitant une zone de déformation plus ou moins broyée qui s'étend de part et d'autre du plan principal de cassure.

Les plis

Les assises sédimentaires déposées à l'horizontale dans les bassins marins et continentaux tendent à se plisser lorsqu'elles sont soumises à la compression. Elles forment alors de longues mais étroites ondulations (anticlinaux et synclinaux) semblables à celles observées dans un tissu que l'on fait glisser sur un support rigide, tout en le bloquant en un point. Dans ces conditions, le plissement est rendu possible par la faible cohésion existant entre le tissu et son support. Pour les plis du Jura, le décollement se produit au niveau des évaporites du Trias; au-dessous du Locle et de La Chaux-de-Fonds leur sommet se trouve à 200-300 m sous le niveau de la mer (Sommaruga, 1995). Les roches sédimentaires, marnes et calcaires, qui les surmontent forment une sorte de radeau stratifié très étendu mais relativement peu épais. Soumis à la poussée alpine orientée nord-nord-est, sa marche en avant, son glissement sont entravés à l'est (Zurich) et au nord (Vesoul, Besançon) par la réduction, puis la disparition des niveaux évaporitiques. Cette situation provoque le développement de plis et de chevauchements dans la couverture détachée de son socle. La friction qui s'exerce localement au niveau de la semelle, les accidents de cette surface et surtout ceux de la couverture sédimentaire contribuent à la localisation, dans celle-ci, des plis et des charriages.

Relations géomorphologiques

La différence d'altitude constatée entre les vallées synclinales (Le Locle – La Chaux-de-Fonds, Les Brenets – Morteau, vallée des Ponts) et les reliefs voisins placés en position anticlinale (Pouillerel, Entre deux Monts – Som Martel) dépassent rarement 300 à 400 m. Par contre, les reliefs structuraux (différence entre les altitudes d'un niveau repère pris en positions anticlinale et synclinale) se situent eux largement au-delà de 1000 m. Cette situation montre clairement

que les grands traits de la morphologie actuelle, entre les vallées synclinales et les reliefs anticlinaux, ne sont qu'une expression très atténuée du plissement. Celui-ci forme d'abord des voûtes où morphologie et structure se trouvent presque confondues (fig. A ci-contre) comme c'est le cas à Chaumont. Au cours du temps, l'érosion particulièrement agissante sur les anticlinaux les dégage de leur carapace calcaire. Lorsque celle-ci a disparu de la zone faîtière, les assises marneuses de l'Argovien qui lui font suite sont à leur tour exposées à l'érosion ; sur ce milieu imperméable, cette dernière s'enfonce rapidement à la faveur du développement d'un réseau fluvial d'abord modeste mais rapidement efficace. Au cœur de la voûte se forme alors, dans les marnes, une dépression bordée de chaque côté par les crêtes calcaires du Jurassique supérieur. Ce type de structure, dont la région des Entre deux Monts représente un bel exemple, a reçu le nom de vallée anticlinale (fig. B ci-contre et photo B, p. 48a). Avec le temps l'érosion, en s'enfonçant, tend à dégager la voûte des niveaux calcaires plus profonds (Dogger). De part et d'autre de celle-ci, les écoulements de surface, qui restent associés aux niveaux marneux, s'enfoncent encore pour former des dépressions longitudinales comme celles de la Combe de Monterban (photo A, p. 48a) et la Combe des Brenets (fig. C ci-contre). Cette morphologie est largement dominante dans le Jura. En direction des Franches Montagnes et déjà au niveau de Pouillerel, elle perd de sa netteté par le fait que le faciès marneux argovien responsable de cette évolution est remplacé par les assises plus calcaires du Rauracien.

Structures profondes

Par l'approche morphologique, par l'observation de l'orientation des couches sédimentaires, il est possible de reconstituer la structure interne des montagnes ainsi que de dessiner les volumes rocheux que l'érosion a emportés (fig. 3.1 d, p. 68a). Avec ces méthodes, Desor et Gressly, au siècle passé déjà, avaient pu remettre aux ingénieurs chargés du percement des tunnels ferroviaires du Mont Sagne et des Loges, des informations précises sur les roches qui allaient être rencontrées dans le cœur des plis du Jura neuchâtelois. La réalisation de ces ouvrages a permis de constater que les prévisions étaient excellentes. A cette époque, tous les géologues avaient tendance à poursuivre les structures plissées vers la profondeur. C'est au début du siècle, que le géologue bâlois August Buxtorf est parvenu à imposer l'idée que la chaîne du Jura est une couverture plissée, détachée de son socle à la faveur des couches évaporitiques plastiques du Trias.

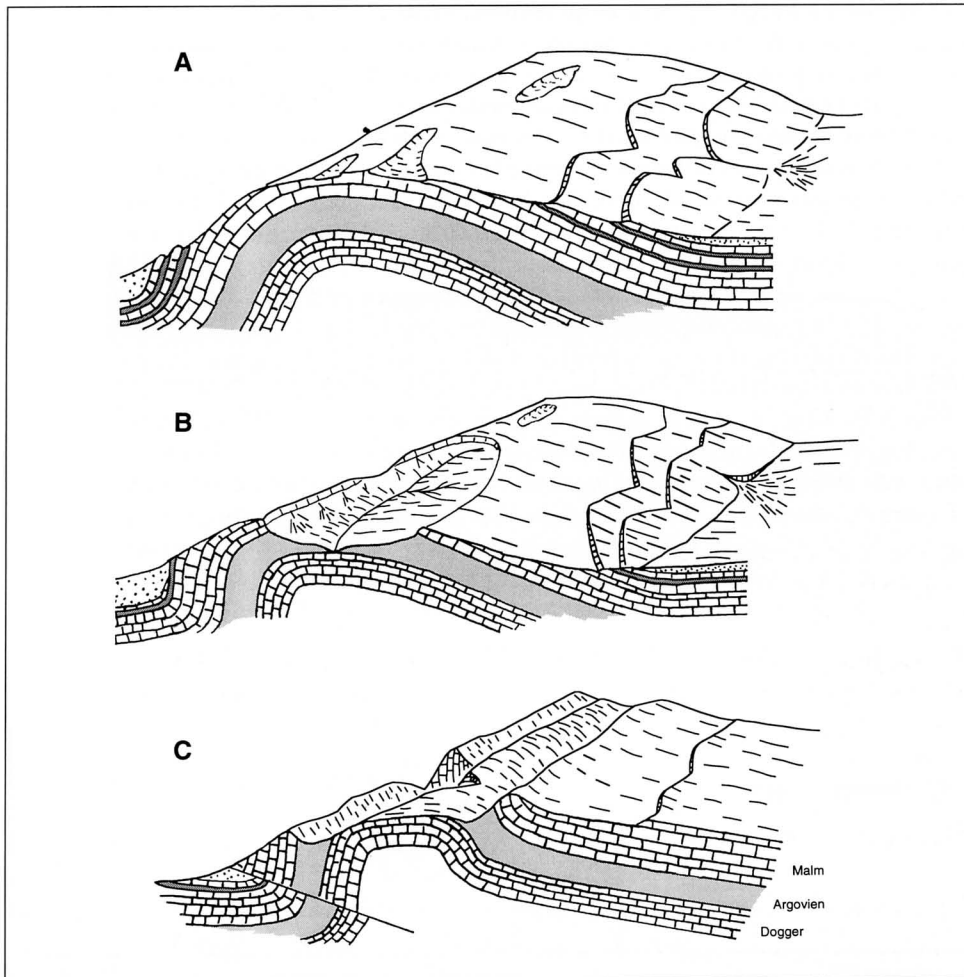


Fig. 2.9 Schématisation de l'évolution morphologique dans le Jura neuchâtois en fonction du temps, de A à C. A) Structure conforme, inspirée de l'anticlinal de Chaumont; au niveau de la partie sommitale du pli dans le Jurassique supérieur, développement d'érosion karstique; les formations crétacées qui enveloppaient la structure ne subsistent qu'au pied des flancs où elles forment des crêts et des combes. B) Après érosion de la voûte de Malm, développement d'une combe anticlinale dans les marnes argoviennes, avec érosion fluviale; inspirée de la morphologie de la combe des Entre deux Monts. C) Dégagement des assises du Dogger formant un mont entre deux combes argoviennes; inspiré de la structure nettement plus complexe de la région Crêt Meuron – Tête de Ran (premier plan) et Roche aux Cros (arrière-plan).

Cette vision a reçu une belle confirmation par les résultats de la «sismique réflexion» utilisée au cours de la recherche pétrolière. Cette technique permet d'ausculter les détails de la structure profonde de la croûte terrestre. Provoquées par des explosions ou par des vibrations engendrées par des camions, des ondes sont envoyées dans le sol (fig. ci-dessous). Après avoir pénétré en profondeur, elles sont réfléchies aux niveaux des interfaces de roches de compositions différentes, comme le sont les rayons lumineux qui rencontrent un miroir. Enregistrés en surface, ces échos sont décodés et permettent de localiser les réflecteurs (fig. 2.11). En utilisant les données géométriques de surface et en les complétant par celles des lignes sismiques établies pour la recherche pétrolière, Sommaruga (1995) a pu proposer de nouvelles illustrations des structures profondes du Jura neuchâtelois (fig. 2.12). On y voit entre autres que les plis ne possèdent que rarement une géométrie de type sinusoïdal, et surtout que la continuité de la couverture est interrompue par des failles faiblement inclinées, des chevauchements, qui jouent le rôle de rampes sur lesquelles se sont avancées les assises situées au sud-est. Cette vision ne modifie pas la géométrie des structures superficielles dans lesquelles se fait essentiellement la circulation des eaux. C'est pourquoi nous avons continué à faire appel aux profils anciens de Favre (1911) (fig. 3.1). Les nouveaux résultats permettent cependant de présenter une image cohérente du plissement du Jura neuchâtelois qui s'accorde parfaitement avec les observations et structures reconnues jusque dans les Alpes (Burkhard, 1990). Elle est conforme à l'idée que le Jura est lié à la poussée alpine, née du rapprochement de l'Afrique et de l'Europe. Il en représente la

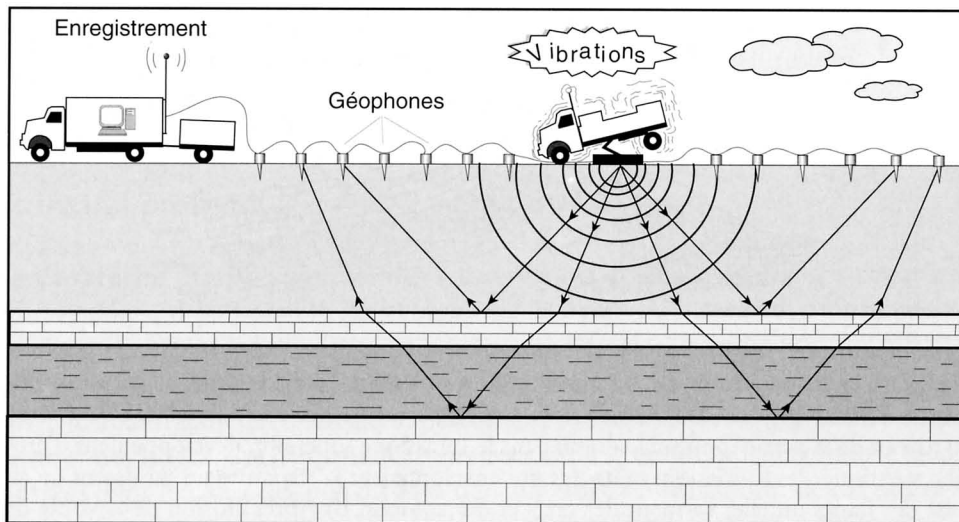


Fig. 2.10 Méthode d'exploration sismique par réflexion. Les ondes produites par la vibration d'un camion sont réfléchies au niveau des assises plus rigides et enregistrées par une série de géophones; les données sont alors transmises à un poste d'enregistrement pour traitement.

zone frontale qui n'a été déformée que tardivement au cours de cet affrontement. La formation du lac œningien du Locle illustre une manifestation précoce du dernier acte vécu de cette histoire. Le redressement à la verticale des niveaux de calcaires lacustres formés dans ce milieu montre que le plissement s'est effectué essentiellement après l'ébauche de la structure synclinale du Locle et de La Chaux-de-Fonds dans laquelle le lac s'était formé. A ce jour, il n'est pas possible de préciser la chronologie des étapes du plissement.

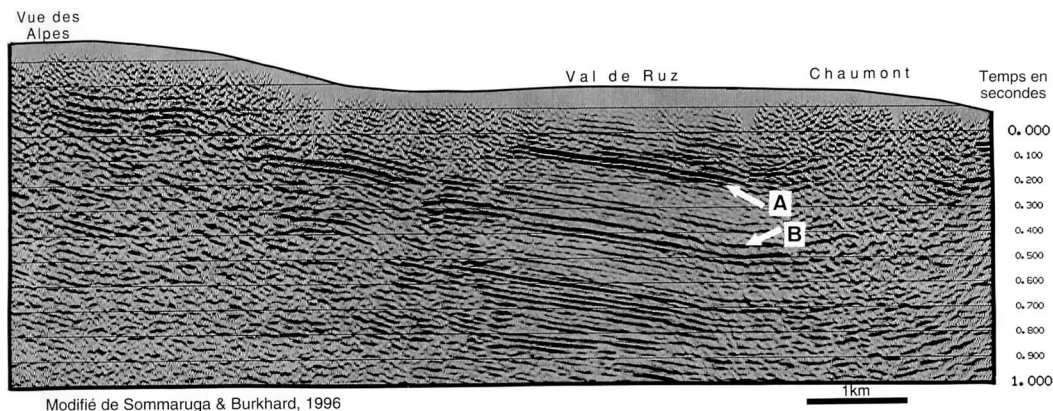


Fig. 2.11 Résultats sismiques à travers le Val de Ruz. De bons réflecteurs apparaissent à plusieurs niveaux dans la zone calme du Val de Ruz. Ils se perdent partiellement dans les structures plissées des anticlinaux de la Vue des Alpes et de Chaumont (comparaison avec fig. 2.12, A. Sommaruga, 1996).

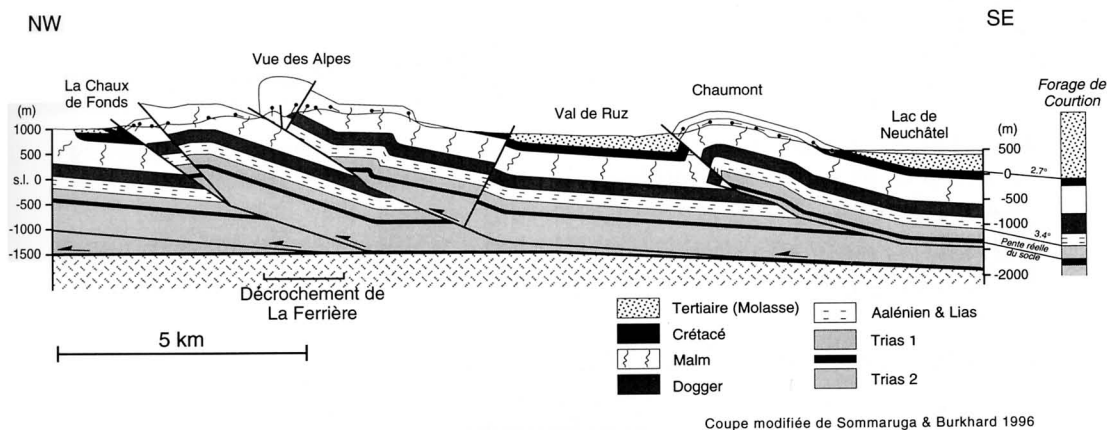


Fig. 2.12 Profil interprétatif de la structure profonde du Jura neuchâtelois à partir de la géologie de surface et des données sismiques (A. Sommaruga, 1996).

Mécanisme du plissement des calcaires

Nés de la compression des assises sédimentaires, les plis du Jura posent tout de même un problème quant aux mécanismes qui rendent possible ce phénomène. En effet, à première vue, les roches calcaires sont rigides et l'on voit mal comment elles peuvent former des voûtes qui évoquent élasticité ou ductilité du matériel. Contrairement aux apparences, les plis de petite dimension analysés dans le Jura montrent qu'ils se forment sans que les assises calcaires perdent leur rigidité (Droxler & Schaer, 1979). La courbure des strates est, en fait, acquise par le jeu de cassures, de dissolution et recristallisation qui permet l'adaptation d'éléments non déformés (fig. ci-dessous). Comme lorsqu'un maçon construit des voûtes avec des briques, la nature juxtapose des éléments emboîtés et collés qui, par continuité, dessinent de beaux plis. Les grandes voûtes du Jura se forment certainement selon le même mécanisme; il n'est malheureusement pas facile de le mettre en évidence du fait que l'observation de ce phénomène exige des surfaces planes et polies tout au long de la courbure!

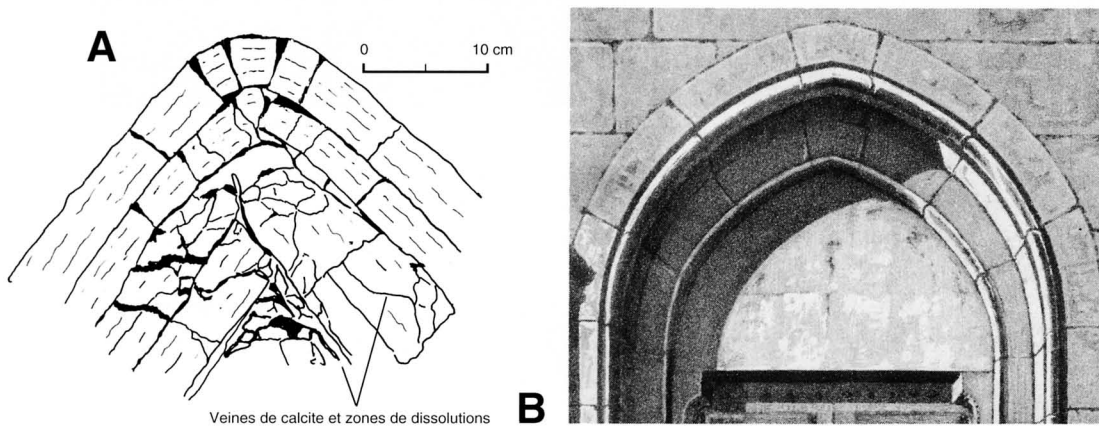


Fig. 2.13 Le « plissement » des roches calcaires. En A, la partie inférieure de la figure est l'analyse d'un pli au-dessus duquel la courbure est schématisée par l'agencement de fragments rigides entre lesquels, en noir, se placent du ciment calcitique et des zones de dissolution. En B, analogie architecturale, construction d'une voûte par assemblage de pièces rigides.

Les décrochements

L'expérimentation montre qu'une roche soumise à une forte pression se fracture suivant des plans qui sont orientés à 30° par rapport à la direction de raccourcissement. Dans le Jura, ce phénomène provoque des fractures à toutes les échelles

avec, en région neuchâteloise, un développement de deux familles de failles verticales; les unes, relativement moins fréquentes et moins importantes, ont une orientation ouest-nord-ouest/est-sud-est; les autres, d'orientation méridienne, sont par contre souvent très bien exprimées. Deux grandes cassures de ce dernier type enserrent le pays neuchâtelois; à l'ouest, c'est le décrochement de Pontarlier qui recoupe une large partie de la chaîne, du pied du Jura vaudois jusqu'au-delà de Pontarlier, soit sur plus de 50 km, en y produisant une dépression morphologique marquée. A l'est du canton, la zone de faille subverticale, qui se suit depuis Tête de Ran presque jusqu'au Doubs, est responsable de la dépression de la combe de La Ferrière qui a donné son nom à ce décrochement. La fracturation de la roche associée à cet accident, comme à d'autres de ce type, provoque la formation de porosité de fracture permettant d'établir des drainages transversaux par rapport aux structures plissées. Ceux-ci peuvent ainsi assurer le passage des eaux à travers les zones marneuses, normalement imperméables.

ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE ANCIENNE ET FUTURE

Dans les lignes qui suivent, on trouvera les éléments généraux des processus érosifs et de leurs conséquences morphologiques. Une approche plus détaillée consacrée à la région du Locle et de La Chaux-de-Fonds sera reprise aux chapitres 3 et 4.

L'ablation chimique

La morphologie d'une région dépend pour l'essentiel de deux types de paramètres. D'un côté, les roches et leur structure donnent le cadre sur lequel va agir la dénudation. De l'autre côté, les précipitations, l'écoulement des eaux et de la glace, les glissements gravitaires sont les facteurs dynamiques, qui vont faire évoluer la morphologie à la faveur de l'érosion. Celle-ci, dans les zones tempérées, est assurée par les cours d'eau qui évacuent particules solides et produits en solution. En fonction du climat, du relief, de la nature des roches présentes, l'un ou l'autre de ces facteurs domine. Dans le Jura, l'érosion par dissolution est largement prépondérante; elle est fortement favorisée par la solubilité des carbonates

et emporte actuellement, en moyenne, près de 0,1 mm de calcaire par année (Aubert, 1969). L'extrapolation de cette donnée sur les treize millions d'années nous séparant du début du plissement conduit à une exportation chimique, qui aurait fait disparaître, en moyenne, une tranche de roche proche de 1 km d'épaisseur. Pour apprécier l'érosion totale, il faudrait même ajouter à cette valeur la composante du transport solide qui, dans certaines circonstances, est loin d'être négligeable (cf. remplissage du Lac des Brenets, p. 50). Au niveau de Pouillerel où l'érosion est particulièrement profonde (Favre, 1911), elle est au maximum de 700 m (fig. 3.1 d, p. 68 a). Pour l'ensemble de la région de La Chaux-de-Fonds de même que pour le Haut-Jura neuchâtelois, en tenant compte de la faible érosion dans les synclinaux, il nous paraît difficile d'envisager que celle-ci soit en moyenne supérieure à 300-350 m. En retenant 50 à 100 m pour l'ablation mécanique, il ne reste que 300 m au plus pour l'érosion chimique au cours des derniers treize millions d'années; cette donnée représente une érosion annuelle moyenne comparable au quart voire au tiers de celle que nous connaissons actuellement. Pour parvenir à des valeurs aussi basses, il faut admettre que pendant d'assez longues périodes, à la faveur de climats et de topographies différant de la situation actuelle, l'érosion fut sensiblement plus faible. Les bassins calcaires de basses altitudes de La Tamise ou de La Marne, où les ablations totales sont respectivement de 21 et de 56 mm/millénaire (Corbel, 1959), fournissent des valeurs compatibles avec celles que nous sommes conduit à admettre pour l'évolution du paysage du Jura neuchâtelois durant la fin du Miocène et le Quaternaire.

L'ablation mécanique

Dans une perspective annuelle, l'ablation chimique est continue; bien que n'étant pas parfaitement équivalente en intensité en tous points, elle est partout active. L'ablation solide, au contraire, est essentiellement performante là où une forte pente provoque une grande vitesse d'écoulement de l'eau, surtout si celle-ci est associée à un fort débit. Les entailles, comme la partie amont de la Combe Girard, La Rançonnière, sont des zones où l'ablation solide est et a été largement dominante. Elles sont situées en amont de bassins versants partiellement imperméables drainant des débits non négligeables en périodes de crues. Dans ces régions, la forte différence d'altitude sur une faible distance, entre le palier à l'amont et le niveau de base à l'aval, assure aux cours d'eau une force active qui leur permet

de dégager la roche en place et d'évacuer les matériaux provenant des pentes exposées de part et d'autre de l'entaille. L'exportation solide est surtout effective lors de débits exceptionnels (photo p. 112b). Dans une telle situation, dans le Val de Travers, Monbaron (1973) a montré qu'à la suite d'un orage particulièrement violent, l'ablation moyenne sur la surface d'un petit bassin pourvoyeur pouvait, en quelques heures, dépasser 50 mm; c'est l'équivalent de cinq cents années de dissolution provoquée par les précipitations. Les entailles ainsi créées, demi-cluses et cluses, tendent à s'enfoncer tant que subsiste une importante différence d'altitude au niveau de la gorge. Dès que celle-ci s'estompe, le chenal s'élargit par le recul des falaises, activé par l'altération, la gélifraction et les glissements gravitaires.

Incision au niveau de la vallée du Locle

De part et d'autre de la vallée du Locle, à une altitude voisine de 1000 m, se situe une suite de replats caractéristiques (Petits Monts, Château des Monts, Les Cernayes, La Joux Pélichet, Les Replattes, etc.) témoins d'une large vallée (fig. 2.14 A, p. 63), qui s'étendait antérieurement jusqu'à La Chaux-de-Fonds où elle est encore bien conservée (photo A, p. 48b). Dans la région du Locle, elle a été fortement incisée. Une estimation grossière situe le volume érodé aux alentours de 0,4 km³. C'est à peu près la quantité de craies lacustres que les seules précipitations tombant sur ce secteur sont capables d'évacuer en un million d'années. Les entailles relativement profondes et encore étroites, présentes sur le flanc sud de la vallée (Combe des Enfers, Combe Robert, Combe Girard, La Jaluse, La Grecque) sont les marques d'une **érosion mécanique active** et relativement récente, comme le prouve la nature des sédiments du lac postglaciaire. En admettant que dans la vallée du Locle, la composante de l'ablation solide de la craie lacustre tertiaire s'est faite à un rythme quatre fois supérieur à celui de la composante soluble, on arrive à proposer que ce façonnement morphologique si typique s'est produit au cours des deux à trois cents derniers millénaires seulement. Dans un premier temps, il s'est développé à partir d'un emposieu semblable à celui où se jettent actuellement les eaux du Bied de la vallée de La Sagne (photo B, p. 48b). Là, en s'enfonçant, s'il n'était pas contrôlé artificiellement, cet exutoire provoquerait l'accélération de l'érosion des sédiments tertiaires; il approfondirait l'incision qui, avec le temps, pourrait créer un paysage un peu comparable à celui du Locle.

Evolution morphologique future

Dans le futur, si l'on laissait la nature agir librement, La Rançonnière ne tarderait pas à apporter à son tour des bouleversements morphologiques importants. Le potentiel érosif de ce cours d'eau, activé par la forte pente et les débits de pointes que provoquent les orages et la fonte des neiges, devrait assez rapidement faire sauter le barrage temporaire du palier du Col des Roches déjà à moitié sectionné. Si ce seuil rocheux était sensiblement abaissé, l'érosion mécanique régressive s'attaquerait avec vigueur et facilité aux sédiments meubles du remplissage lacustre quaternaire de la basse vallée du Locle. Ces matériaux seraient sans tarder entraînés et l'on assisterait en peu de temps au façonnement d'une nouvelle et étroite entaille dans le fond de la vallée actuelle. Avec le temps, mais relativement rapidement encore, l'approfondissement se marquerait également dans les combes latérales. L'accentuation de la déclivité de ce réseau hydrologique de surface favoriserait son potentiel d'érosion solide. La stabilisation partielle de l'évolution devrait attendre que les cours d'eau atteignent les calcaires du Crétacé et du Jurassique qui, à environ 100 m au-dessous du niveau actuel de la vallée, forment la première barrière résistante à l'érosion.

Les glissements de terrains

Dominé par les niveaux de calcaires massifs et résistants, le relief du Jura neuchâtelois présente une stabilité où les glissements de terrain sont actuellement relativement rares. Sur ce point encore, la région du Locle fait exception. Le développement urbain et les constructions associées masquent une vision qui présentait anciennement beaucoup plus de clarté que de nos jours. A l'entrée est de la localité cependant, le bel ensemble de niches d'arrachement semi-circulaires situé à l'amont de grands bâtiments locatifs et industriels (photo A, p. 104 b), montre l'ampleur de ce phénomène. Au sud-ouest de la ville, la morphologie quelque peu chaotique, rencontrée entre La Jaluse et Les Jeanneret et de là jusqu'aux Calame, atteste que tout ce secteur est marqué par des glissements qui se sont avancés en direction du Marais. C'est essentiellement le versant méridional de la vallée qui est touché par ce phénomène. Sur l'autre flanc de la vallée, la situation est moins claire mais la légère butte sur laquelle est bâti le Temple, de même que le Crêt Vaillant pourraient être des témoins de masses glissées ou simplement tassées, venant du nord. Les grandes zones de glissements

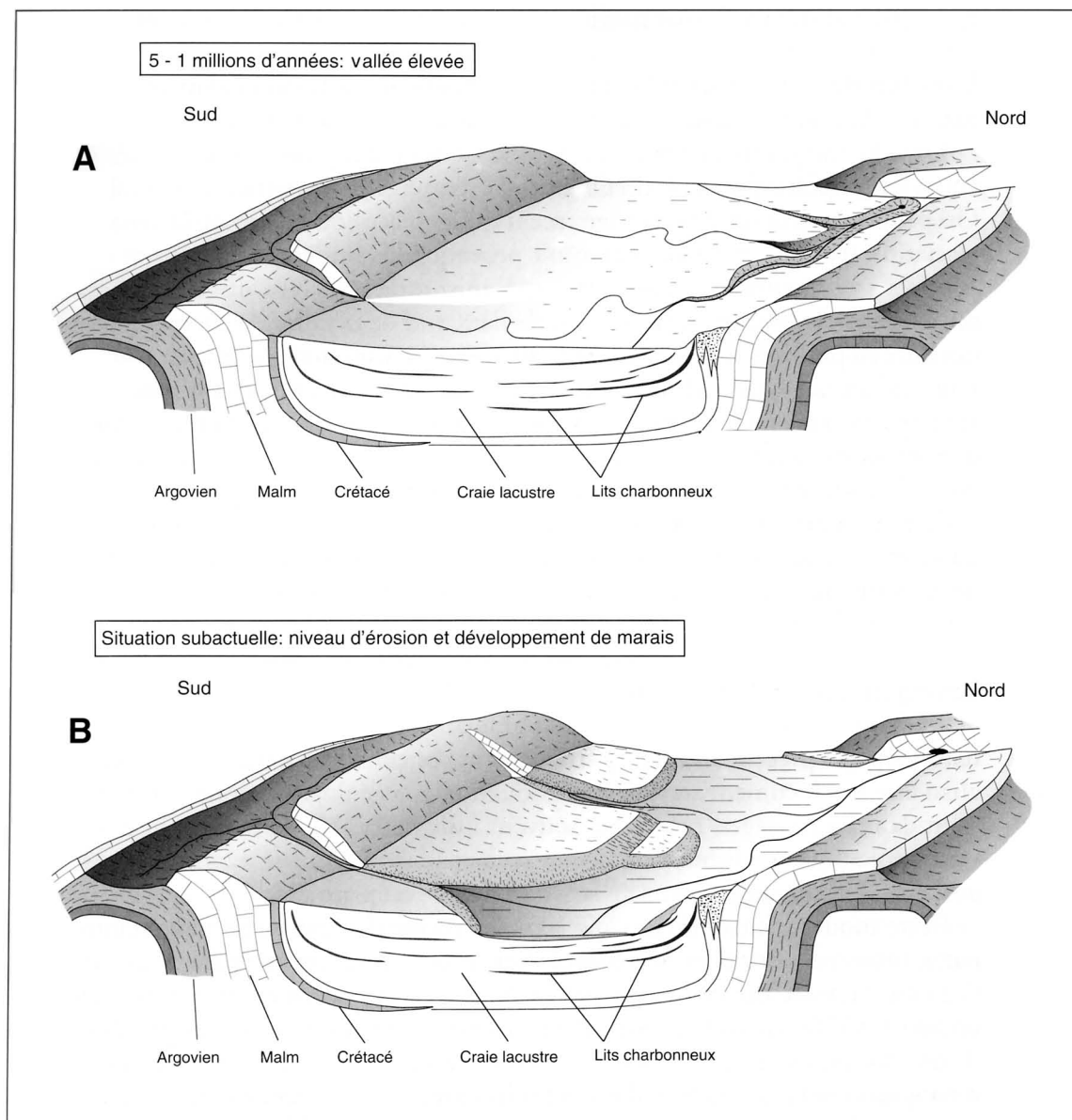


Fig. 2.14 Evolution morphologique de la vallée du Locle et de son façonnement fluvial tardif important (B) à partir d'une ancienne surface d'érosion (A), encore conservée du Crêt-du-Locle à La Chaux-de-Fonds.

de la rive sud de la vallée ne paraissent plus actives aujourd'hui; par contre, de petits glissements superficiels affectent encore assez régulièrement les pentes herbeuses de la vallée, mettant à nu la roche blanche des craies lacustres qui se détache alors assez nettement dans le vert des prairies environnantes.

Dans la région des Jeanneret, la langue frontale des glissements, formée de craies tertiaires, chevauche les sédiments du remplissage quaternaire de la vallée. On peut donc leur assigner un âge récent qui se place entre la fin de la dernière glaciation (comme le glissement ayant provoqué le barrage du Doubs) et une époque assez récente. Les raisons et le mécanisme de ces larges glissements sont actuellement encore mal compris. Sur le flanc sud de la vallée, le cheminement des eaux en profondeur avec remontée artésienne a peut-être joué un rôle important. La mise en charge de ces systèmes, associée à la présence de niveaux argileux ont probablement accentué l'instabilité de ce versant pourtant moins raide que son vis-à-vis. La bonne tenue de ce dernier est certainement liée au fait qu'il est taillé dans la partie basale, résistante et massive, des craies lacustres.

La région du Locle et de La Chaux-de-Fonds offre ainsi à celui qui veut en analyser la structure et la morphologie une suite de points de repère chronologique permettant d'en suivre l'évolution géologique, tout particulièrement la plus récente et d'en tracer les lignes directrices futures. La structure, de même que les roches rencontrées, sont les paramètres directeurs du comportement hydrogéologique régional; leur appréciation paraît être nécessaire pour comprendre le fonctionnement de ce bassin karstique si particulier. La géologie développée dans les pages précédentes a été partiellement conçue dans ce but; elle voudrait aussi être un document servant d'introduction à la géologie régionale. Celle-ci se lit dans les paysages, mais il est souvent utile de bénéficier de l'appui d'une carte géologique. La liste de ces documents, malheureusement souvent épuisés, est présentée en complément de la bibliographie en page 238.

Cette modeste introduction à la géologie régionale a été largement facilitée par les illustres géologues et hydrogéologues qui nous ont précédés. La vie et l'activité de plus d'un d'entre eux ont été évoquées dans des publications récentes (Dubois, 1976; Jaccard, 1994; Schaer, 1994). Elles montrent la passion dont ils ont fait preuve pour déchiffrer l'histoire géologique de ce pays. Nous espérons que notre texte entraînera plusieurs lecteurs à retrouver, dans le paysage du Jura, certaines des joies qui ont accompagné ces devanciers dans leur recherche.