

# Geologischer Atlas der Schweiz

## Atlas géologique de la Suisse

1 : 25 000

Feuille:

**1203 Yverdon-les-Bains**

Topographie: Carte nationale de la Suisse 1 : 25 000

(Feuille 94 de l'Atlas)

## Notice explicative

par

**HANS ANDREAS JORDI**

(Traduction par M. WEIDMANN)

Avec 4 figures et 3 planches

1995

Herausgegeben von der Landeshydrologie und -geologie  
Publié par le Service hydrologique et géologique national

## PRÉFACE

Le territoire de la feuille Yverdon-les-Bains est riche de plus d'un siècle d'histoire géologique. Pour les besoins de l'homme, on s'intéressa tour à tour aux sources particulières (thermales, minérales, vaclusiennes) qui jaillissent dans cette région, aux pierres à bâtir, à l'argile pour les tuiles, aux différents hydrocarbures rencontrés souvent par hasard, puis recherchés avec méthode. La Science étudia quant à elle la Molasse, ainsi que les calcaires et marnes mésozoïques du Mont de Chamblon, sous leurs aspects stratigraphique, sédimentologique et paléontologique. La publication de la feuille Yverdon-les-Bains de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25 000 apporte une synthèse intéressante de toutes ces recherches, complétée par le lever original de l'auteur.

Dans un premier temps, entre 1948 et 1952, Monsieur le Dr H. A. Jordi a effectué le lever d'une partie de la feuille Yverdon-les-Bains pour sa thèse de doctorat, dont une version résumée a été publiée en 1955 dans les «Matériaux pour la Carte Géologique de la Suisse» (N° 99 de la nouvelle série). En 1979, après une trentaine d'années consacrées à la géologie pétrolière en divers points du globe, M. Jordi fut nommé collaborateur externe de la Commission Géologique Suisse pour le lever de la feuille Yverdon-les-Bains, tâche qu'il accomplit entre 1981 et 1991, et qui aboutit à la livraison de la carte originale en septembre 1991. Depuis 1986, le lever et la publication des feuilles de l'Atlas géologique de la Suisse se font sous l'égide du Service hydrologique et géologique national.

Au sein de l'Atlas géologique de la Suisse, le raccord de cette feuille avec les autres déjà publiées – la feuille Orbe (1963) à l'ouest et la feuille Jorat (Echallens, 1952) au sud – est relativement bon, et ceci malgré l'évolution des connaissances scientifiques, entre autres chronostratigraphiques.

Le Service hydrologique et géologique national exprime sa reconnaissance à l'auteur pour son important travail, et remercie toute les personnes, bureaux de géologues-conseils et organismes publics ou privés qui ont contribué à la réalisation de la feuille Yverdon-les-Bains par la remise d'informations inédites ou de précieux conseils. Nos remerciements vont également à Monsieur le Dr M. Weidmann qui a bien voulu traduire le manuscrit allemand de cette notice.

Janvier 1995

Service hydrologique et géologique national

## TABLE DES MATIÈRES

Préface .....	2
Introduction .....	4
Stratigraphie .....	6
Crétacé inférieur .....	6
Crétacé moyen – Oligocène moyen .....	8
Molasse d'eau douce inférieure – USM. ....	10
Molasse marine supérieure – OMM. ....	18
Quaternaire .....	20
Pléistocène .....	20
Holocène .....	23
Tectonique .....	27
Fractures principales .....	29
Autres structures .....	35
Hydrogéologie .....	36
Matières premières exploitables .....	40
Bibliographie .....	44
Liste des cartes .....	48

## INTRODUCTION

La région d'Yverdon-les-Bains a souvent et depuis longtemps été visitée et décrite par les géologues. Au début, ce sont les sources thermales et vaclusiennes qui ont fait l'objet de descriptions géologiques locales; on s'est ensuite intéressé aux couches calcaires fossilifères, puis au Sidérolithique et à la Molasse oligocène.

W. CUSTER avait levé, en 1927, une première carte géologique au 1:25 000; ce document assez schématique n'a jamais été publié.

Entre 1935 et 1937, l'exploration du bassin molassique de Suisse occidentale par la «Petroleumexpertenkommission» (PEK) a fait faire d'importants progrès à nos connaissances: ses résultats ont été résumés par LAGOTALA (1935, 1937), puis publiés sous la forme d'une carte structurale au 1:50 000 par ALTHAUS (1947).

La feuille Yverdon-les-Bains a ensuite été partiellement étudiée dans le cadre de travaux de thèses et de diplômes: la partie nord-ouest par JORDI (1955), l'hydrogéologie de la plaine de l'Orbe par PETCH (1970) et la partie nord-est par BUTTY (1970). L'excellente carte jointe au travail de diplôme de PARRIAUX (1970) a été partiellement reprise pour la partie sud-est de la feuille.

La cartographie et la description géologiques de l'ensemble de la feuille au 1:25 000 Yverdon-les-Bains n'avaient pas encore été réalisées jusqu'ici.

Au cours de ces dernières années, la Molasse vaudoise a fait l'objet de nombreuses études régionales à caractère stratigraphique-paléontologique ou hydrogéologique; ces travaux concernent en partie le territoire de la feuille Yverdon-les-Bains.

Des imprégnations bitumineuses et la source de gaz naturel de Cuarny ont incité depuis longtemps l'industrie pétrolière à réaliser des travaux importants dans la région (recherches géophysiques et cinq sondages profonds). Ces travaux ont été plus ou moins infructueux jusqu'ici et beaucoup de leurs résultats sont demeurés confidentiels. Toutefois, les sociétés Swisspetrol AG (Zurich), B.E.B. (Hanovre) et BP Exploration Operating Ltd (Aberdeen) m'ont autorisé à prendre connaissance de lignes sismiques, sans lesquelles il n'aurait pas été possible de présenter une interprétation tectonique satisfaisante de la région. Je leur en suis extrêmement reconnaissant.

Enfin, trois sondages profonds ont été exécutés pour la recherche d'eau minérale, un pour de l'eau thermique, et de nombreux autres, moins profonds, dans le cadre de recherches d'eau et de la construction des autoroutes. Les données concernant ces sondages m'ont été fort aimablement transmises par les bureaux de géologues H. Schmassmann (Liestal), J. Norbert (Lausanne) et P. Blanc (Le Mont/ Lausanne). Aux Archives géologiques suisses (AGS) à Berne, j'ai consulté d'autres rapports non publiés.

Je voudrais remercier tout particulièrement M. Marc Weidmann (Jongny) qui a mis à ma disposition les résultats inédits de ses travaux de terrain sur la feuille Yverdon-les-Bains et qui m'a aidé par des indications bibliographiques, ainsi que par une lecture critique et la traduction du manuscrit de la présente notice.



Morphologiquement, le territoire de la feuille Yverdon-les-Bains peut se diviser en quatre parties:

- A l'est, le *Plateau* fait de Molasse d'eau douce inférieure (USM) et de Molasse marine supérieure (OMM), partiellement recouvert par la moraine de fond du glacier du Rhône, et profondément buriné par le réseau fluvial. En deux points (près des Terres Rouges au nord de Chevressy et dans les gorges du Talent), de modestes pointements de calcaires crétacés affleurent sous la Molasse. Une étude géomorphologique détaillée de ce Plateau est due à AUBERT (1981).
- Vers l'ouest, ce Plateau est coupé par la *plaine de l'Orbe*, une profonde gouttière d'érosion glaciaire, comblée par des dépôts lacustres et fluviaux quaternaires.
- Le *Mont de Chamblon*, un anticlinal de Crétacé, surgit au-dessus de la large plaine de l'Orbe; à la bordure nord de la feuille Yverdon-les-Bains, il est abruptement limité par une importante zone de failles.
- A l'ouest de la plaine de l'Orbe s'étend un pays vallonné qui précède la chaîne jurassienne et où affleure la Molasse d'eau douce inférieure (USM) sous une mince couverture morainique.

En général, les affleurements sont très rares et assez médiocres dans les régions molassiques, principalement à cause du recouvrement de moraine de fond. C'est la raison pour laquelle on a reporté sur la carte des affleurements anciennement décrits ou cartographiés, même s'ils sont aujourd'hui cachés par la végétation ou par des comblements. De plus, de nombreux affleurements temporaires (fouilles pour immeubles, corrections de routes, etc.) ont pu être recensés au cours des travaux de terrain de ces quinze dernières années.

## STRATIGRAPHIE

### Crétacé inférieur

Seul le Crétacé inférieur affleure sur le territoire de la feuille Yverdon-les-Bains, dans trois secteurs qui ne font pas partie de la chaîne du Jura mais de structures qui émergent de la couverture tertiaire ou quaternaire:

- *Mont de Chamblon*: une colline anticlinale située à l'ouest d'Yverdon-les-Bains dans la plaine de l'Orbe est constituée de marnes et de calcaires du Crétacé inférieur (Berriasien à Barrémien).
- *Terres Rouges* près de Chevressy: un petit affleurement de calcaires barrémiens et de bolus du Sidérolithique était jadis exploité dans une petite carrière qui a ensuite été entièrement comblée. Ces calcaires, isolés au milieu du Plateau molassique à l'ESE d'Yverdon-les-Bains (541.57/180.29), ont été remontés le long du chevauchement de Chamblon–Chevressy.
- *Gorges du Talent*: à la bordure sud de la carte (534.80/170.00), l'anticlinal du Morimont fait affleurer de l'«Urgonien» et du Sidérolithique.

Ces affleurements de Crétacé, ainsi que leur contenu fossilifère, ont été décrits en détail par JORDI (1955, avec carte géologique du Mont de Chamblon au 1:10 000); on ne donnera donc ici que les informations essentielles concernant ces formations.

Par mesure de simplification et contrairement à ce qui a été fait dans les secteurs molassiques, on n'a pas distingué sur le Mont de Chamblon les *roches sous mince couverture quaternaire*. Seuls les 30 derniers mètres du «Berriasien» – ou «Valanginien inférieur», selon les auteurs – affleurent au Mont de Chamblon, alors que les couches plus anciennes ne sont visibles que dans le Jura.

#### c<sub>10</sub> Calcaires et marnes oolithiques (Berriasien)

Les roches les plus anciennes de la feuille Yverdon-les-Bains sont des *calcaires oolithiques* et spathiques, à teinte d'altération brun rouille, dont seuls les 15 m supérieurs affleurent au Moulinet (535.30/181.81); ils y sont suivis d'un intervalle de 2 m de *marnes oolithiques* fossilifères.

#### c<sub>1</sub> Marbre bâtard (Berriasien)

Sur les roches précédentes viennent des calcaires compacts partiellement recristallisés, de teinte crème à légèrement rougeâtre, avec des passées finement oolithiques qui contiennent souvent des foraminifères. Epaisseur variable: 8–15 m. Bons affleurements au-dessus du Moulinet et près de Moulin-Cossaux (536.88/181.55).

## **c<sub>2</sub> Marnes d'Arzier et Calcaire roux (Valanginien)**

Ces deux termes bien distincts, formant le «Valanginien s.str.» ou «Valanginien supérieur» selon les auteurs, ont été regroupés sur la carte pour des raisons d'échelle.

Les *Marnes d'Arzier*, épaisses d'environ 2 m, sont un épisode de marnes légèrement sableuses à *Rhynchonella valanginiensis* (DE LOR.) qui affleure à 200 m au-dessus de la station de pompage de Cossaux (536.68/181.45).

Le *Calcaire roux* est représenté par 10 à 12 m de brèche échinodermique à silex, dont une partie (près de 5 m) est visible à l'ouest de Moulin-Cossaux. Suit un épisode marneux à bryozoaires qui n'affleure plus guère de nos jours dans le secteur du Mont de Chamblon. SCHARDT (1900) avait observé 2,5 m de marnes à bryozoaires lors de la construction du réservoir de Moulin-Cossaux.

## **c<sub>3m</sub> Marnes d'Hauterive**

### **c<sub>3mc</sub> Marno-calcaires d'Hauterive (Hauterivien)**

A la base, marnes un peu sableuses, sombres, homogènes, suivies d'un banc de calcaire glauconieux biodétritique grossier, puis de marnes fossilifères sableuses d'aspect noduleux et de teinte gris-bleu sombre, et enfin de bancs de calcaires marneux. La partie supérieure de cette série affleure dans plusieurs carrières et constitue la partie sommitale du Mont de Chamblon. Ces deux formations ont une épaisseur totale d'environ 34 à 46 m.

## **c<sub>3ki</sub> Pierre jaune de Neuchâtel inférieure (Hauterivien)**

Calcaires spathiques durs, bien lités, souvent pseudo-oolithiques et glauconieux, de teinte jaune ocre typique. Stratification entrecroisée nette dans la partie moyenne. Ils furent exploités comme pierre de construction dans de nombreuses carrières aujourd'hui abandonnées. Epaisseur: 14-18 m.

## **c<sub>3ks</sub> Marnes des Uttins et Pierre jaune de Neuchâtel supérieure (Hauterivien)**

Les *Marnes des Uttins* sont fossilifères et mesurent 4 m d'épaisseur. Elles sont suivies de calcaires zoogènes et oolithiques, de couleur jaune ocre ou jaune paille, en bancs minces et souvent limonitisés, et d'une épaisseur de 5-15 m.

La *Pierre jaune de Neuchâtel supérieure* est très semblable à son homonyme inférieur, bien que beaucoup plus finement litée dans sa partie basale.

## **c<sub>3-4</sub> «Urgonien jaune» (Hauterivien-Barrémien)**

Bancs de calcaires noduleux rouge-brun avec intercalations marneuses irrégulières, suivis de calcaires grossièrement spathiques à fragments de coraux. Au Mont de

Chamblon, l'«Urgonien jaune» est actuellement érodé, sauf sur les flancs sud et sud-ouest, où les anciennes carrières l'exposaient sur environ 4 m d'épaisseur.

L'affleurement isolé des Terres Rouges (ESE d'Yverdon-les-Bains, 541.57/180.29) montrait des calcaires noduleux jaune-brun attribuables lithologiquement à l'«Urgonien jaune» (JORDI 1955). C'est également le cas des premières couches crétacées rencontrées par le sondage de Cuarny-1 (LUTERBACHER 1986–1988).

### **«Urgonien blanc» (Barrémien)**

Dans les gorges du Talent, à la limite méridionale de la carte (534.8/170.0), la rivière a entaillé quelques mètres de calcaires oolithiques et biodétritiques de couleur crème, souvent un peu rougeâtre, qui sont fortement karstifiés et que recouvrent les dépôts stratifiés du Sidérolithique.

Cet «Urgonien blanc» si typique du pied du Jura manque aussi bien au Mont de Chamblon qu'aux Terres Rouges, de même que dans tous les forages profonds situés dans la partie nord de la feuille Yverdon-les-Bains. Une telle absence n'est pas due à une lacune de sédimentation, mais doit très vraisemblablement être attribuée à la phase d'érosion pré-oligocène.

## **Crétacé moyen – Oligocène moyen**

### **Dépôts crétacés d'âge postbarrémien**

Dans le secteur subjurassien, on ne rencontre que très sporadiquement des dépôts d'âge aptien-albien ou cénomanien. Il est certain toutefois que des sédiments appartenant à cette période se sont déposés dans notre région, mais ils ont été érodés avant ou pendant l'Eocène. On trouve en effet des galets et des produits de l'altération de ces roches crétacées jeunes, accompagnés de galets d'«Urgonien blanc», dans des poches karstiques ou dans des fissures ouvertes qui traversent la Pierre jaune de Neuchâtel du Mont de Chamblon (JORDI 1955).

### **Sidérolithique**

La région est émergée au cours de la période suivant les derniers dépôts mésozoïques postbarrémiens: la surface crétacée est ainsi soumise à une érosion prononcée, produisant une dénudation, une altération chimique et une karstification profonde (PASQUIER & PERSOZ 1977); tout d'abord en climat très humide puis, au début du Tertiaire, en climat moins humide et plus chaud. Les produits de cette érosion et de cette altération constituent le Sidérolithique («Terra Rossa») qui, d'une part, a comblé les poches, fentes et réseaux karstiques perforant la surface du Crétacé, et qui fut d'autre part déposé en couches stratifiées sur cette surface.

Les dépôts sidérolithiques sont visibles dans presque toutes les anciennes carrières du Mont de Chamblon; ils ont aussi été notés par M. Weidmann (comm. pers.) lors

de l'excavation de la plateforme du forage Treycovagnes-1. Les remplissages de poches et de fissures les plus spectaculaires furent toutefois observés au cours de l'exploitation de la carrière des Uttins (537.1/181.1), sur la terminaison septentrionale du Mont de Chamblon; ils y ont été décrits par SCHARDT (1879 et 1880) et par JORDI (1955).

### **Poches d'argile sidérolithique**

Les poches à remplissage de Sidérolithique dans le Crétacé comprennent surtout des argiles («Bolus») et des sables quartzeux à grains bien arrondis, qui sont souvent imprégnés de bitume. Quelques-unes de ces poches ont livré des restes de mammifères du Lutétien supérieur (STEHLIN 1902, 1910, JORDI 1955); le remplissage des poches doit donc dater du Lutétien supérieur ou d'une période plus récente.

Certaines poches observées dans la carrière des Uttins présentent un remplissage particulier (JORDI 1955):

*Poches à sables glauconieux:* dans l'un de ces remplissages de sables glauconieux et de sables calcaires grossiers (composés surtout de fragments d'échinodermes), on a trouvé deux fragments d'ammonites et un inocérame albien bien conservé.

*Fissure avec remplissage de Crétacé:* une fracture ouverte (10–15 cm de rejet) est remplie de sables glauconieux partiellement imprégnés de bitume, et qui contient des fragments calcaires provenant de la Pierre jaune de Neuchâtel, de l'«Urgonien blanc» et du Cénomaniens (avec *Globotruncana apenninica* RENZ). Sa partie inférieure ne présente pas d'élargissement dû à la circulation des eaux souterraines. A sa base, cette fissure est bouchée par un colmatage plastique fait de Marnes des Uttins. Par contre, sa partie supérieure est karstifiée et remplie de Sidérolithique stratifié, ce qui laisse supposer qu'un premier mouvement tectonique a eu lieu avant le Lutétien.

*Poche avec remplissage d'éboulis:* cette vaste poche a un diamètre d'environ 30 m. Elle est remplie par une masse homogène et compacte faite de blocs calcaires anguleux ou peu roulés provenant de l'Hauterivien, du Barrémien, de l'Aptien-Albien et probablement aussi du Cénomaniens, mélangés à des marnes sableuses un peu glauconieuses.

Ce remplissage peut fort bien s'interpréter comme étant le résultat d'un éboulement qui a été ensuite tectoniquement basculé. L'éboulement doit s'être produit avant la formation du Sidérolithique proprement dit, car on observe en bordure de la masse d'éboulis une cavité karstique qui la recoupe nettement et lui est donc postérieure. De plus, cette cavité est remplie d'un Sidérolithique fin, bien stratifié et non tectonisé, qui a par ailleurs livré des mammifères lutétiens. Ceci démontre l'existence de paléopentes et de réajustements structuraux (basculement) entre le Turonien et le Lutétien.

### **e Sidérolithique stratifié**

Au-dessus des calcaires crétacés altérés et cariés qui étaient exploités dans la carrière actuellement remblayée des Terres Rouges près de Chevressy (541.57/180.29),

on pouvait observer un ensemble de couches totalisant 4 à 6 m d'épaisseur et comprenant des argiles colorées («Bolus»), des sables quartzeux («Huppersand») et des lentilles de pisolithes ferrugineuses («Bohnerz»). Les forages Cuarny-1 et Noréaz-1 ont traversé environ 5 m d'un dépôt identique.

Au bord du Talent, à la limite méridionale de la feuille, de médiocres affleurements exposent des argiles rouges et violacées qui recouvrent les calcaires de l'«Urgonien blanc». De bien meilleurs affleurements ont été décrits par SCHARDT (1923), puis par VERNET (1963), un peu plus au sud, à l'ouest de la ferme du Brésil, sur la feuille 1223 Echallens (voir aussi BERSIER 1953). Toujours dans le même secteur, le forage de Coudray-Dessous (534.59/168.94) a rencontré environ 3 m de ces dépôts sidérolithiques stratifiés.

## **Molasse d'eau douce inférieure - USM**

(Oligocène moyen - Miocène inférieur)

Les subdivisions lithostratigraphiques de l'USM sont synthétisées sur la figure 1. On trouvera des descriptions stratigraphiques détaillées des diverses formations et de leur contenu fossilifère, ainsi que les résultats des recherches en pétrographie sédimentaire, dans les travaux de JORDI (1955), VERNET (1958, 1964), KISSLING (1974), MAURER (1983), BERGER (1985) et HABICHT (1987).

### **o<sub>3</sub> Marnes bariolées s.l. (Chattien inférieur)**

Selon KISSLING (1974), cet ensemble comprend les termes suivants:

#### *Marnes rouges et Calcaires d'eau douce inférieurs*

Ces premiers dépôts molassiques, épais d'environ 30 à 40 m, ne sont présents que dans la partie méridionale de la feuille. Quelques modestes affleurements isolés permettent d'observer, dans le vallon du Talent, au-dessus des dépôts sidérolithiques et au-dessous des Grès de Goumoens s.str., des marnes rouges associées à quelques minces bancs de grès argileux.

A environ 1 km au sud de la limite de la feuille Yverdon-les-Bains, la partie inférieure de cette série a été reconnue grâce au sondage de Coudray-Dessous (534.59/168.94). M. Weidmann y a relevé de bas en haut, au-dessus du Sidérolithique: 6 m de marnes beiges avec intercalations de calcaires d'eau douce, puis 21 m de marnes argileuses beiges et bariolées, et enfin 3 m de grès marneux gris surmontés par la moraine de fond. Tout près de là, au bord du Talent et sous le hameau de Goumoens-le-Jux (534.74/168.60), la localité fossilifère «Talent-7» se trouve juste sous la base des Grès de Goumoens s.str: il s'agit d'un mince horizon calcaire et charbonneux palustre qui a livré des mammifères se rapportant au niveau de Grenchen-1 (= MP 24; B. Engesser & M. Weidmann travaux en cours, ENGESSER et al. 1986, ENGESSER 1990), c'est-à-dire très proche de la limite Rupélien - Chattien inférieur.

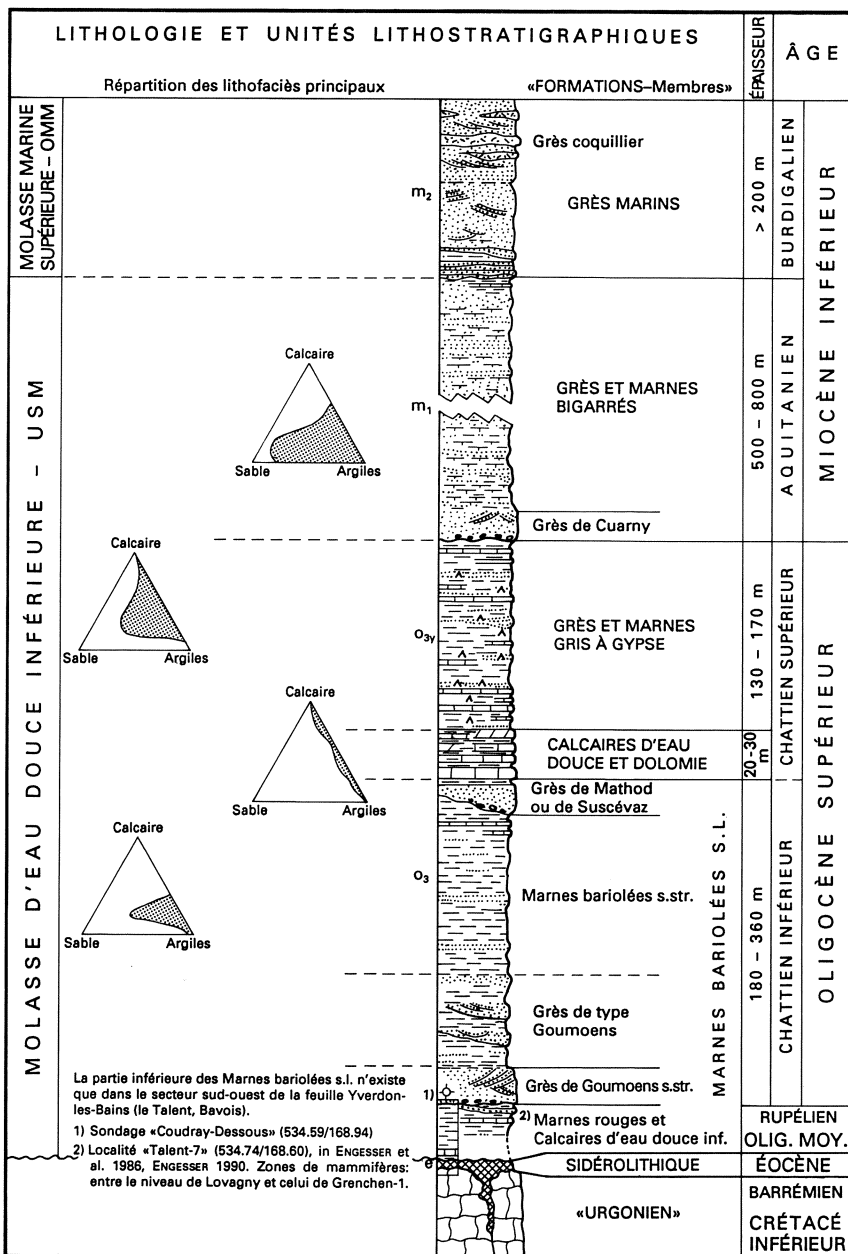


Fig. 1: Colonne stratigraphique synthétique de la Molasse dans la région d'Yverdon-les-Bains.

Dans la partie septentrionale du territoire cartographié, près de Suscévaz au pied sud du Mont de Chamblon, ainsi que dans les sondages profonds proches d'Yverdon-les-Bains (Noréaz-1, La Grève-1), seul un mince intervalle (3-4 m) de marnes rouges s'intercale entre les calcaires crétacés avec Sidérolithique et la base des Grès de type Goumoens. Faute de données paléontologiques, il n'est pas possible de savoir quel est l'âge précis de ces marnes. Quoi qu'il en soit, cette série de type «Molasse rouge» très réduite pourrait signifier que la partie septentrionale de la feuille Yverdon-les-Bains était encore une zone haute presque sans dépôt, alors que la Molasse commençait à se sédimenter plus au sud, dans le secteur des gorges du Talent. D'autres observations confortent cette hypothèse: absence du Barrémien supérieur (p.8), poche de Sidérolithique à remplissage complexe de matériel crétacé (p.9), réajustements structuraux post-turonien et antélutétien (p.9).

### *Grès de type Goumoens*

Cette dénomination rassemble les divers niveaux ou intervalles gréseux inclus dans les Marnes bariolées s.l. du secteur subjurassien. Dans les gorges du Talent et aux environs de Bavois, ces termes gréseux sont d'origine alpine, comme le démontre leur association de minéraux lourds (KISSLING 1974, MAURER 1983). On relève cependant, surtout dans les bancs gréseux situés à la base de la série, la présence courante de glauconie et de minéraux lourds ultrastables remaniés à partir du Crétacé moyen du Jura et/ou du Sidérolithique. De manière générale, les apports se font vers le NW. Ces fréquents termes gréseux sont lenticulaires et présentent de fortes variations latérales de faciès et d'épaisseur; ils sont séparés les uns des autres par des intervalles finement détritiques qui affleurent toujours fort mal.

Comme AUBERT (1975) l'avait déjà pressenti, on a l'impression qu'il s'agit d'apports gréseux dont la répartition est dictée par une zone haute d'axe ENE, déjà esquissée à cette époque et qui deviendra l'anticlinal du Mormont. En effet, les termes sableux deviennent très subordonnés dans les sondages de Chavornay-1 (533.83/172.04) et Chavornay-2 (532.68/172.96), sis respectivement à environ 2 et 3,5 km au nord-ouest de l'anticlinal du Mormont. Bien que la documentation de ces deux anciens forages soit quelque peu lacunaire, elle paraît cependant indiquer qu'au moins une partie des Grès de type Goumoens passe latéralement vers le nord au faciès des Marnes bariolées s.str.

Les Grès de type Goumoens sont le plus souvent massifs, parfois plaquetés, à stratification entrecroisée ou en auge à stratification oblique. Occasionnellement, on note des intercalations conglomératiques à galets de calcaires (calcaires d'eau douce ou concrétions calcaires d'origine pédogénétique selon KISSLING 1974) et galets mous marneux. Le milieu de dépôt est fluviatile.

La base de cette série gréseuse est représentée dans les gorges du Talent par le «Grès de Goumoens s.str.» et, au sud de Bavois, par le «Grès de Loveresse» (rappelons que l'origine et la définition des termes lithostratigraphiques est détaillée par HABICHT 1987). Dans le secteur du Talent, l'épaisseur des Grès de type Goumoens est de 120 à 180 m; elle est d'environ 100 m au sud de Bavois d'après MAURER (1983).



Des mammifères datant du niveau de Bumbach-1 (= MP 25) ont été trouvés dans le Grès de Goumoens s.str. (localité Talent-13, 534.77/168.51) et dans le Grès de Lovresse (localité Réchauvent, 533.26/168.67). D'autres bancs gréseux situés entre 30 et 80 m plus haut dans la série ont également livré des dents de micromammifères qui datent de toutes les biozones étagées entre celle de Oensingen-Ravellen (= MP 26) et celle d'Aarwangen (= MP 27) (voir B. Engesser & M. Weidmann, travaux en cours, ENGESSER et al. 1986, ENGESSER 1990). Ces données paléontologiques placent donc les Grès de type Goumoens dans le Chattien inférieur.

Les Grès de type Goumoens ne sont jamais visibles en profil continu; les meilleurs affleurements s'observent le long du Talent et aux environs de Bavois, à l'extrémité sud-ouest du territoire cartographié. Dans la partie nord, ils affleurent dans l'escarpement situé au sud du stand d'Yverdon-les-Bains (540.6/180.1). Le sondage Noréaz-1 (BERGER et al. 1986) a traversé 60 m de Grès de type Goumoens.

#### *Marnes bariolées s.str.* (KISSLING 1974)

Cette série colorée marneuse et argileuse sépare les Grès de type Goumoens du Grès de Mathod. Sa limite inférieure est une limite de faciès qui n'est pas synchrone: dans la partie sud du territoire cartographié, les Marnes bariolées s.str. passent latéralement aux Grès de type Goumoens.

Il s'agit presque exclusivement de marnes et d'argiles bariolées, surtout rouges et violettes, mais aussi vert olive ou gris-bleu. Des marnes sableuses, de même que des minces bancs de grès calcaréo-argileux gris sont très subordonnés. Ces termes s'organisent de façon très caractéristique en nombreux petits cycles de sédimentation, épais de 2 à 4 m, granoclassés et toujours colorés selon la même séquence; ils se terminent souvent par un horizon décarbonaté gris-vert foncé (sédimentation réduite ou paléosol) qui est parfois fossilifère. Dans la partie supérieure de la série apparaissent quelques bancs de calcaire d'eau douce un peu bitumineux (2–20 cm), ainsi que de minces horizons de marnes charbonneuses palustres. Le milieu de sédimentation de la série est surtout terrestre-limnique, éloigné de tout apport grossièrement détritique («mudflat» ou plaine d'inondation avec marécages). La présence de charophytes et d'ostracodes (KISSLING 1974) confirme en outre le caractère souvent lacustre du milieu de dépôt.

Dans le nord de la feuille, l'épaisseur de la série varie entre 130 et 200 m. Dans le sud, on ne dispose pas d'un profil complet permettant de la mesurer; mais elle doit être notablement plus faible, à cause du changement latéral de faciès avec la partie supérieure des Grès de type Goumoens. Dans la région Talent-Mormont, au sud de la feuille Yverdon-les-Bains, cette épaisseur fortement réduite des Marnes bariolées s.str. est reportée sur les profils schématisques de CUSTER & AUBERT (1935).

Les principales localités ayant fourni des mammifères sont:

- le ruisseau du Bey au nord de Mathod (533.13/180.81), où l'âge est légèrement plus jeune que le niveau de Fornant-7 (= MP 28) selon ENGESSER (1990);
- la marnière de Calamin au sud-ouest d'Yverdon-les-Bains (540.20/179.85), dont la faune est semblable à celle de Rickenbach d'après J. Hürzeler (*in* JORDI 1955).

L'âge des Marnes bariolées s.str. se situe donc dans le Chattien supérieur.

A cause de sa lithologie essentiellement pélitique, cette série affleure mal et se trouve très souvent recouverte de moraine de fond. Il y a une quarantaine d'années, les marnières abandonnées offraient encore de bons affleurements à Mathod (533.05/179.55), Corcelles (536.6/171.7 et 536.9/172.0), et surtout à Calamin (540.20/179.85) où l'on pouvait mesurer un profil continu de 45 m (JORDI 1955). De nos jours, ces affleurements ont tous presque entièrement disparu sous des remblayages ou des constructions.

### *Grès de Mathod* (ALTHAUS 1947, JORDI 1955)

Cet ensemble fluviatile gréseux est présent sur tout le territoire cartographié, entre les Marnes bariolées s.str. et les Calcaires d'eau douce et dolomie. Il était alimenté par des apports sableux provenant principalement du NW, apports qui toutefois ne sont pas parvenus à sédimenter une unité lithostratigraphique cartographiable à l'échelle régionale.

A la base, on relève des bancs de grès calcaires durs, localement glauconieux, lités avec stratification souvent entrecroisée, et contenant des galets de calcaires d'eau douce ou des galets mous marneux remaniés des couches sous-jacentes. Vers le haut, ils passent à des grès vert jaunâtre présentant une cimentation carbonatée irrégulière («Knauersandstein») et comprenant des intercalations marneuses lenticulaires. Le sommet est souligné par 2 ou 3 m de marnes bariolées sableuses qui doivent encore être comprises dans le Grès de Mathod, car leur faciès les rattache davantage à des termes fluviatiles qu'aux termes lacustres plus récents.

Au nord de la plaine de l'Orbe, le Grès de Mathod mesure au moins 12 m d'épaisseur, alors qu'au sud il n'y a pas de profil complet permettant de mesurer sa puissance. Dans le sondage Noréaz-1 par contre, cette série paraît être épaisse d'environ 20 m (BERGER et al. 1986).

Le Grès de Mathod a livré en deux points des mammifères que J. Hürzeler (*in* JORDI 1955) a comparés à ceux de la faune de Rickenbach: Champvent-Copettes (534.0/181.35) et Essert-Pittet (535.22/176.10). Une nouvelle localité à mammifères a été exploitée par M. Weidmann à Perrée (nord-ouest de Rances, environ 1 km à l'ouest du bord de la feuille Yverdon-les-Bains; 531.31/179.94); son âge est légèrement plus récent que le niveau de référence de Rickenbach (= MP 29; ENGESSER 1990).

Les meilleurs affleurements du Grès de Mathod sont visibles au-dessous de la forêt de pins de la Planta, sise au nord de Mathod (533.3/180.65).

Les «Grès de Suscévoz» affleurent au pied sud du Mont de Chamblon. HEIM (*in* HEIM & HARTMANN 1919), JORDI (1955) et KISSLING (1974) les avaient assimilés aux Grès de Goumoens, une conclusion qui est aussi celle de MAURER (1983) qui a constaté l'identité de leurs minéraux lourds. Contrairement à ce que l'on observe dans les grès des gorges du Talent, les apports jurassiens sont très importants à Suscévoz, sous forme de galets calcaires, de foraminifères crétacés et de glauconie remaniés.

VERNET (1964) souligne la proportion élevée des grains détritiques calcaires et il estime par ailleurs qu'une bonne partie de la fraction quartzreuse est remaniée à partir du Sidérolithique.

Les mammifères trouvés à la base des Grès de Suscévaz (534.05/179.22) avaient été déterminés par J. Hürzeler et attribués au «Stampien moyen» (*in* JORDI 1955). Cependant, les révisions récentes de ce matériel par N. Mayo (*in* HABICHT 1987), puis par C. Mödden ont rajeuni considérablement son âge qui serait le niveau de Rickenbach (= MP 29, Chattien supérieur), donc contemporain du Grès de Mathod.

Une nouvelle étude structurale de la région, basée sur toutes les lignes sismiques disponibles (JORDI 1993), a montré qu'un important accident tectonique se situe sous la couverture alluviale et morainique, entre l'extrémité méridionale du Mont de Chamblon et le village de Suscévaz: la faille inverse ou chevauchement occidental du Chamblon. Il s'ensuit que, sous le village de Suscévaz, la surface du Crétacé doit se trouver bien plus bas que ce que l'on pensait jusqu'ici. D'où la conclusion que les Grès de Suscévaz doivent désormais être considérés comme l'équivalent stratigraphique du Grès de Mathod et non pas des Grès de type Goumoens.

### **Calcaires d'eau douce et dolomie (Chattien supérieur)**

(KISSLING 1974; «Serie der Süßwasserkalke und Dolomite», JORDI 1955)

Au-dessus des 2-3 m de marnes bariolées sableuses qui soulignent le toit du Grès de Mathod, s'installe brusquement une série de calcaires d'eau douce suivie d'un intervalle dolomitique. Ces Calcaires d'eau douce et dolomie réalisent un horizon-repère remarquable à signification régionale dans tout le secteur du pied du Jura.

Sur la feuille Yverdon-les-Bains, les 8 à 10 m inférieurs de cette série consistent en calcaires d'eau douce en bancs mesurant souvent plus de 1 m, séparés par des marnes bitumineuses sombres ou par des argiles vertes. Plus haut, les marnes dominant et les intercalations sableuses restent très subordonnées. Au toit de la série, on note deux bancs (30-50 cm) de dolomie compacte, blanche ou jaunâtre, d'aspect parfois tuffacé, séparés par des marnes sableuses ou par de minces bancs calcaires. Voir aussi l'analyse sédimentologique et géochimique de cette série par PLATT (1992).

Une telle succession indique des conditions de dépôt dans une étendue d'eau douce tranquille au pied du Jura, à l'abri de tout apport de matériel détritique grossier. Il s'agit d'une phase intermédiaire carbonatée entre les faciès fluviatiles-continentaux de la base et les faciès à influence lagunaire ou parfois franchement saumâtre des Grès et marnes gris à gypse qui vont suivre.

La puissance de cette série varie entre 20 et 35 m sur le territoire cartographié.

Les fossiles lacustres sont abondants: unionidés, planorbes, ostracodes (KISSLING 1974, CARBONNEL et al. 1985). Les charophytes datent des biozones à *Microcera* et à *Ungeri* (BERGER 1986). De plus, la série a livré près d'Essertines des mammifères que KISSLING (1974) a attribués avec doute au niveau de Rickenbach. Beaucoup plus au sud, le long du Talent au droit d'Eclagnens (feuille 1223 Echallens), les mammifères

trouvés dans les Calcaires d'eau douce et dolomie et déterminés par ENGESSER (1990) indiquent cependant le niveau de Küttigen (=MP 30 / MN 0).

Les meilleurs affleurements se trouvent au lieu-dit «Falaise», au nord d'Essert-Pittet (535.22/176.05), ainsi que le long du cours du Buron en aval d'Essertines.

### **o<sub>3y</sub> Grès et marnes gris à gypse (Chattien supérieur)**

(KISSLING 1974; «Serie der Gipsmergel», JORDI 1955)

Cette série marno-gréseuse grise se situe entre le banc supérieur de dolomie blanche des Calcaires d'eau douce et dolomie et la base des Grès de Cuarny.

De teinte générale grise à gris jaunâtre, cette série monotone se caractérise par la présence fréquente, surtout dans les 40 m inférieurs, de gypse sous forme de veines discordantes de gypse fibreux («Fasergips»), de roses et rosettes en gros cristaux ou de ciment des grès. De minces bancs de calcaires d'eau douce (épais de 30 cm au plus) sont très fréquents dans les portions les plus inférieure et supérieure de la série. Un autre caractère remarquable de cette série réside dans une sédimentation cyclique comprenant un banc de grès à la base, passant à des marnes calcaires de type craie lacustre et se terminant soit par un mince banc calcaire, soit par un horizon charbonneux sombre riche en débris de plantes. Dans la région cartographiée, cette série paraît avoir été sédimentée dans un milieu lagunaire très tranquille. Quelques horizons caractéristiques, comme les «Couches de Tillerée» (JORDI 1955), peuvent se suivre sur de grandes distances. Et c'est seulement dans la partie supérieure de la série qu'apparaissent de très rares bancs de grès chenalisés avec cicatrice d'érosion.

Sur la feuille Yverdon-les-Bains, les Grès et marnes gris à gypse montrent une épaisseur variant entre 130 et 170 m.

La série est remarquablement riche en fossiles terrestres, lacustres et saumâtres, dont on trouvera des listes détaillées dans les travaux de JORDI (1955) et de KISSLING (1974). Il faut également relever les nombreuses intercalations charbonneuses qui sont le reflet d'une végétation luxuriante. Si l'escargot terrestre *Plebecula ramondi* est particulièrement fréquent, des mollusques typiquement saumâtres ont été récoltés au nord d'Epautheyres (539.32/177.10), au nord de Belmont (537.55/177.65) et près du stand d'Yverdon-les-Bains (540.36/180.24), alors que des dents de requins furent découvertes dans le Buron (539.03/178.10), indiquant que les intercalations saumâtres se trouvent avant tout vers le milieu de la série. On peut en outre montrer grâce aux ostracodes que la salinité de l'eau changeait très fréquemment (CARBONNEL et al. 1985). Les charophytes datent de la biozone à *Notata* (et à *Nitida* ?; BERGER 1986).

C'est dans la coupe du Buron, environ 25 m au-dessous du toit de la série, que des dents de mammifères avaient été isolées par JORDI (1955); elles furent révisées par ENGESSER (1990) et datées des niveaux de Küttigen et/ou de Brochene Fluh-53 (=MP 30 / MN 0, Chattien supérieur). Des trouvailles plus récentes, faites en dehors de la feuille Yverdon-les-Bains, placent les Grès et marnes gris à gypse dans les mêmes niveaux du Chattien supérieur et localement jusque dans la base du niveau de Boudry-2 (=MN 1, Aquitanien inférieur).

On trouvera de bons affleurements des Grès et marnes gris à gypse le long du cours du Buron et le long de l'escarpement dominant la plaine de l'Orbe au nord de Belmont (537.55/177.65) ou au nord d'Essert-Pittet (535.22/176.05).

### **m<sub>1</sub> Grès et marnes bigarrés (Aquitanien)**

Les Grès et marnes bigarrés sont relativement épais; leur base est soulignée par les Grès de Cuarny, et ils se terminent juste sous la transgression des Grès marins burdigaliens.

Les *Grès de Cuarny* sont faits de bancs relativement épais, grossiers et micacés, et donnent lieu à un contraste morphologique frappant avec les Grès et marnes gris à gypse auxquels ils font suite. A leur partie inférieure se trouvent des sables rougeâtres, lenticulaires et à stratification en auges; plus haut, les grès sont plaquetés et à stratification entrecroisée. Ces grès étaient anciennement exploités dans diverses carrières (près de Cuarny – 543.35/180.70 – et vers la Mauguettaz – 544.9/181.3). En raison de la haute teneur en épidoite de ces grès (VERNET 1958), il faut supposer qu'ils ont été alimentés par le système fluvial axial riche en épidoite qui se dirigeait depuis la Savoie vers le nord-est du bassin molassique: la «Genferseeschüttung» (MAURER 1983).

L'épaisseur des Grès de Cuarny varie entre 30 et 40 m.

Au-dessus de ces grès, un premier horizon marneux souligne la base des Grès et marnes bigarrés proprement dits. Cette série est une succession irrégulière de grès calcaires tachetés brun-jaune, de grès plus durs marneux, silteux ou argileux (nommés «macignos» par BERSIER 1938), de marnes silteuses beiges et de marnes argileuses rouges. Elle augmente d'épaisseur d'ouest en est. Dans sa partie inférieure, les intervalles marno-argileux prédominent; ils ont été exploités par des tuileries à la Mauguettaz (544.8/181.5) et au bord de la Mentue au NNE de Bercher. Dans la partie supérieure, ce sont les bancs de grès épais qui prédominent, et on y observe une sédimentation cyclique typique d'un système fluvial à méandres, semblable à celle qui fut décrite par BERSIER (1948) dans la Molasse grise de Lausanne ou par PARRIAUX (1970) dans la région de la Mentue.

Chaque cycle débute par un grès relativement épais et grossier qui entame les marnes sous-jacentes par une cicatrice d'érosion; vers le haut, il devient plus fin et passe ensuite à des marnes tachetées jaunes, brunes ou bigarrées sur lesquelles repose la base du cycle suivant. La présence de galets argileux à la base des gros bancs de grès indique que chaque cycle commence par des processus d'érosion et de remaniement («channelling»). Des calcaires d'eau douce n'ont été observés qu'en un point sur le territoire de la feuille Yverdon-les-Bains: dans le profil de la Mauguettaz (545.36/180.90), à environ 20 m au-dessous de la transgression de l'OMM.

Il n'y a pas, sur la feuille Yverdon-les-Bains, de profil complet permettant de mesurer l'épaisseur des Grès et marnes bigarrés. En se basant sur les lignes sismiques, on peut l'estimer à environ 500 m dans la région de Cuarny (et non pas 140 m comme le supposait en 1955 JORDI, qui n'avait pas reconnu l'importance du chevauchement de

Pomy-Cuarny). Dans la partie orientale de la feuille, l'épaisseur peut être estimée à environ 800 m (750 m dans le sondage Chapelle-1 d'après MAURER 1983).

Le milieu de dépôt est principalement fluvio-terrestre. Les rares fossiles conservés (mammifères et hélicidés) sont des formes vivant sur la terre émergée. Les influences lacustres sont sporadiques, comme en témoignent les rares localités qui ont livré des ostracodes d'eau douce et des charophytes qui datent de la biozone à *Berdotensis* (BERGER 1983).

L'âge aquitanien des Grès et marnes bigarrés résulte notamment de leur position entre les Grès et marnes gris à gypse et les Grès marins transgressifs datés du Burdigalien. Des dents de mammifères ont été isolées dans le profil de la Mauguettaz (545.36/180.90), à environ 20 m au-dessous de la transgression de l'OMM, et datées par BERGER (1985) et ENGESSER (1990) du niveau de La Chaux (= MN 2a). Plus bas dans la série, à environ 15 m au-dessus des Grès de Cuarny, quelques dents de rongeurs sont datées par ENGESSER (1990) du niveau de Fornant-11 (= MN 1); elles proviennent de la localité de Cheseaux-Noréaz (542.11/182.02), située peu au nord de la feuille Yverdon-les-Bains (voir WEIDMANN 1982, fig. 3).

Les meilleurs affleurements de la partie inférieure de cette série s'observent dans la marnière abandonnée proche de la Mauguettaz (544.8/181.5). De bons profils dans la partie supérieure gréseuse affleurent le long de la Mentue et aussi, très facilement accessibles, en bordure de la route Ogens-Bercher (544.8/172.6) où PARRIAUX (1970) a décrit une succession de neuf cycles de sédimentation superposés.

## Molasse marine supérieure - OMM

(Miocène inférieur)

### *Transgression marine, limite Aquitanien-Burdigalien*

La limite entre les Grès et marnes bigarrés et les Grès marins se marque bien grâce à une grande différence lithologique entre ces deux unités. Les Grès marins transgressifs sont relativement résistants et se signalent ainsi par un ressaut morphologique haut d'environ 100 m. Nous nous référons principalement dans cette notice aux résultats acquis par BERGER (1985) qui a étudié et bien documenté la transgression marine de l'OMM.

Sur la feuille Yverdon-les-Bains, celle-ci s'observe dans de bonnes conditions dans les profils suivants:

La Mauguettaz	545.40/180.90/446 m	JORDI (1955), BERGER (1985)
SE de Cronay	543.70/178.18/550 m	
L'Augine	546.40/173.35/660 m	PARRIAUX (1970), BERGER (1985)
Roche à Roux	545.70/172.40/700 m	PARRIAUX (1970)
Roche Cornet (affl.)	545.65/171.80/710 m	PARRIAUX (1970)

Les Grès marins transgressifs sont grossiers à leur base, parfois légèrement plaquetés; ils reposent sur un horizon marneux ou argileux vert ou bariolé, qui a été

légèrement érodé et qui représente le sommet du dernier cycle des Grès et marnes bigarrés d'âge aquitainien. Dans les affleurements cités ci-dessus, on ne constate que de faibles traces d'érosion, mais jamais une discordance nette. Il est toutefois vraisemblable que cette limite soit hétérochrone («time transgressive»): d'après BERGER (1985), elle varie, selon les lieux, entre les niveaux de La Chaux (=MN 2a) et de Vully-1 (=MN 2b), mais elle devrait dater du niveau de La Chaux sur le territoire de la feuille Yverdon-les-Bains.

## **m<sub>2</sub> Grès marins (Burdigalien)**

Cet ensemble gréseux forme des hautes parois verticales très spectaculaires, notamment dans le vallon des Vaux à l'ouest de Chavannes-le-Chêne (de 547.1/181.4 à 549.3/180.6).

La partie inférieure des Grès marins transgressifs est faite presque uniquement de bancs plaquetés de grès relativement durs et de teinte gris-vert. Plus haut, les bancs de grès montrent une stratification entrecroisée, soulignée par des lentilles de grès calcaire fin et dur. La série se termine, en ce qui concerne le territoire cartographié, avec l'apparition de quelques bancs de Grès coquillier. On note en outre la présence de galets de quartz isolés et bien roulés, ainsi que de quelques accumulations de débris végétaux. La glauconie est présente dans presque tous les niveaux. Des dents de requins et des coquilles d'huîtres plus ou moins fragmentaires sont présentes, mais très rares, dans la partie inférieure de la série.

Le premier banc de *Grès coquillier* se situe à environ 75 m au-dessus de la transgression. Plus haut, d'autres bancs ou lentilles de Grès coquillier s'intercalent dans des grès gris-vert à stratification entrecroisée, relativement tendres et d'aspect monotone.

Localement, les bancs de Grès coquillier peuvent atteindre une épaisseur de 5 à 8 m, mais ils passent latéralement très vite à des couches beaucoup plus minces. Ils ne se prolongent jamais sur de très grandes distances. Ces grès sont toujours très carbonatés, grossiers et pétris de coquilles le plus souvent fragmentées, avec de fréquents galets de quartz isolés et bien arrondis. Les bancs durs, gris-brun, de Grès coquillier déterminent des reliefs bien marqués dans la morphologie. Ils ont été jadis exploités comme pierre de construction dans de nombreuses localités.

L'épaisseur de l'intervalle stratigraphique dans lequel apparaissent les bancs de Grès coquillier a été estimée à 60-80 m sur le territoire cartographié; ce sont là les couches molassiques les plus jeunes, sédimentées sous l'influence des marées dans un environnement de voie marine distale (ALLEN et al. 1985).

## QUATERNAIRE

### Pléistocène

Lors de son retrait à la fin de la dernière période glaciaire (Würm), le glacier du Rhône a abandonné une couche de moraine de fond recouvrant tout le territoire de la feuille, ainsi que divers dépôts de fluvioglaciaire. Des sédiments appartenant à des périodes glaciaires antérieures ne peuvent être que supposés et n'apparaissent que dans certains sondages profonds. En effet, ces sédiments anciens ont été vraisemblablement en grande partie érodés lors de la dernière invasion glaciaire, si bien que leurs derniers témoins sont aujourd'hui recouverts par la moraine de fond würmienne.

Nous renvoyons le lecteur à l'étude géomorphologique détaillée d'AUBERT (1981) qui montre que l'érosion glaciaire a pris une part prépondérante lors de la sculpture du paysage molassique de notre région. Les vallées préglaciaires dont l'orientation du cours suivait les lignes tectoniques, et qui se trouvaient dans l'axe du flux glaciaire principal, ont vu leur largeur considérablement augmentée. Les autres vallées, orientées transversalement ou obliquement au flux de glace, ont été au contraire remplies de moraine ou de graviers fluvioglaciaires. Lors de chaque retrait glaciaire, le relief ainsi modifié changeait le cours des rivières principales et de leurs affluents, alors que l'abaissement du niveau de base local renouvelait à chaque fois l'efficacité de l'érosion régressive.

### Dépôts inframorainiques graveleux

L'étude par géophysique et par sondages d'une importante ressource en eau, captée près de Thierrens (BLANC 1986), a révélé l'existence de graviers inframorainiques. Quatre sondages (548.250/171.620, 547.215/172.185, 547.650/172.060 et 547.440/172.230) ont traversé, sous 6-10 m de moraine de fond würmienne, 6-20 m d'argiles lacustres, puis 10-16 m de graviers et de sables remplissant un sillon creusé dans les grès de la Molasse marine supérieure. Un âge interglaciaire (Riss-Würm) de ce sillon graveleux n'est pas démontré; il pourrait plutôt s'agir d'un interstade würmien.

### 94m Moraine rhodanienne

Tout le pied du Jura au nord-ouest de la plaine de l'Orbe est recouvert d'une moraine de fond limono-argileuse, contenant souvent des galets et des blocs de calcaires jurassiens qui ont été soit amenés sur le glacier du Rhône par des torrents ou des petits glaciers locaux, soit arrachés à la ride transversale du Mormont par le glacier du Rhône et transportés plus loin vers le nord.

Sur le Mont de Chamblon, la moraine de fond est très éparse et ne dépasse guère 1-2 m d'épaisseur; elle contient beaucoup de fragments remaniés du substratum local. Des stries glaciaires souvent bien conservées s'observent sur les surfaces affleurantes des calcaires.



A l'est de la plaine de l'Orbe, le Plateau molassique est uniformément recouvert d'une moraine de fond argilo-silteuse très typique, relativement peu épaisse, qui contient surtout du matériel molassique remanié ainsi que des galets alpins. Les vallons profondément incisés dans ce Plateau ne montrent jamais de moraine en place. La construction du gazoduc reliant Orbe à la Broye, à travers le Plateau molassique de notre région, a permis de bien observer, sur près de 17 km de long et jusque vers 2,5 m de profondeur, le contact molasse – moraine de fond (WEIDMANN 1979): la moraine dépasse 2,5 m d'épaisseur sur 40 % du tracé seulement.

Le recouvrement morainique peut cependant être localement important, comme le montrent certains sondages: à l'est de Chavornay, les forages de l'autoroute ont traversé jusqu'à 14 m de moraine de fond; au sud de Pomy et entre le Buron et le Sauteru, des épaisseurs de 10 à 22 m ont été rencontrées, de même que près de Chêne-Pâquier où l'on a mesuré 19 m de matériel morainique.

Sur la carte, les secteurs où la moraine a moins de 2 m d'épaisseur sont distingués sous la dénomination de *Molasse sous mince couverture morainique*, mais cette distinction d'avec les secteurs où la moraine est plus épaisse se révèle parfois arbitraire. Un réseau serré de sondages à la tarière (profondeur 1,2 m) a été exécuté par GRATIER (1980) en vue de l'établissement d'une carte pédologique de la région; ces données ont été prises en compte et ont permis une meilleure évaluation de l'épaisseur de la moraine.

Il a très rarement été possible de distinguer avec certitude la moraine de fond du matériel molassique ou morainique remanié aux flancs des vallons profondément érodés (limon de pente), si bien que cette distinction n'a pas été reportée sur la carte.

### *Moraine sablo-graveleuse*

Dans la partie sud-est de la feuille, la moraine de fond est souvent mélangée ou interstratifiée avec des sables et graviers fluvioglaciaires. Le manque de bons profils rend souvent difficile la distinction entre les termes sablo-graveleux et les termes argilo-silteux; dans ces cas, un bon complément aux observations de terrain est offert par la carte des résistivités électriques (MEYER DE STADELHOFEN 1974).

### *Drumlins et vallums morainiques mal déterminés*

Il faut considérer comme de vrais drumlins les collines de forme ovale faites de moraine de fond qui surmontent le sillon interglaciaire ou interstadiaire sis au sud-est de Thierrens. Le drumlin de la Commounaille (547.8/171.5) s'élève de 40 m au-dessus de la cote d'implantation d'un forage tout proche (548.25/171.62) qui a traversé 7,5 m de moraine de fond surmontant les dépôts lacustres et fluvioglaciaires; il s'ensuit que ce drumlin comprend 47 m de matériel morainique.

Au NNE de Vuarrens et dans le secteur Vuissens-Thierrens-Bioley-Magnoux, des collines morainiques de forme ovale, allongées selon le sens d'écoulement du glacier, présentent vraisemblablement un noyau molassique modelé par le glacier, mais pourraient aussi témoigner de la présence de vallums morainiques.

### *Blocs erratiques*

Il ne reste actuellement en surface qu'une toute petite partie des blocs erratiques primitivement abandonnés par le glacier: on peut se faire une idée de leur fréquence originale en considérant ceux qui subsistent dans les taillis du Mont de Chamblon, au sein des grandes étendues forestières ou dans les ravins profonds du Plateau.

Dans les territoires molassiques voués à l'agriculture intensive, et à cause de la rareté de bonne pierre à bâtir dans la Molasse, les blocs erratiques ont jadis été exploités pour édifier des habitations ou les murs de soutènement des terrasses de culture. Plus récemment, ils ont été extraits des champs cultivés et évacués en lisière de forêt ou dans les ravins proches. Une cartographie des blocs erratiques n'a donc plus beaucoup de sens.

### **q<sub>5g</sub>, q<sub>5s</sub> Dépôts tardi- et postglaciaires graveleux ou sableux**

On trouvera dans l'étude géomorphologique d'AUBERT (1981) une description exhaustive des graviers fluvioglaciaires du bassin de la Mentue entre la Tuilière d'Oppens au sud et Niédens au nord. Ces graviers et sables ont été déposés dans un lac de barrage causé soit par une moraine située entre Niédens et la Mauguettaz vers 550–560 m d'altitude, soit par un paquet de glace morte abandonné au même endroit par le glacier du Rhône en retraite. Ce fluvioglaciaire était exploité dans de nombreuses petites gravières; il n'en subsiste plus que trois actuellement en activité. Les fronts de taille montrent toutes les variations de faciès allant d'une moraine sous-lacustre à un dépôt deltaïque typique ou à des turbidites. Les couches sont très souvent déformées par des plis ou des failles, ce qui s'explique par la fonte, postérieure au dépôt, de culots de glace morte situés sous ou à côté des sédiments.

Près du lieu-dit «Les Vaux» à l'est de Sermuz (540.07/178.80), la tranchée de la route et celle du gazoduc ont exposé des graviers fluvioglaciaires relativement peu épais, qui ont eux aussi été déposés dans un petit lac de barrage temporaire.

Par contre, les graviers grossiers et mal stratifiés, révélés par une fouille à la Plataire (545.4/175.0) et dans la tranchée du gazoduc à 1 km au nord d'Ogens, ont une autre origine: il s'agit plutôt de matériel morainique délavé et remanié.

### **Evolution glaciaire et postglaciaire du réseau fluvial**

Le travail géomorphologique d'AUBERT, publié en 1981, traite en détail des érosions glaciaire et fluviale, ainsi que des dépôts sédimentaires et des modifications du réseau fluvial qui en sont la conséquence. Comme la disposition des grandes fractures régionales était encore mal connue, leur influence sur la morphogenèse du Plateau molassique n'a pas pu être suffisamment prise en compte par cet auteur.

A l'aide de cinq cartes schématiques (planche III), nous avons tenté d'illustrer l'influence très importante qu'ont exercé, au cours des temps pré- et postglaciaires,

les zones de fractures et le seuil transversal chevauchant de Chamblon–Chevressy (Terres Rouges) sur les modalités des érosions glaciaire et fluviale et sur l'évolution du cours des rivières.

## **Holocène**

### **Bords d'érosion importants**

Ceux qui ont été reportés sur la carte se manifestent par des ruptures de pente accusées, la plupart du temps entre la couverture de moraine de fond et les ravins profondément creusés dans la Molasse par l'érosion postglaciaire.

### **Eboulements, glissements de terrain**

Les éboulements et éboulis sont presque exclusivement restreints aux calcaires crétacés du Mont de Chamblon; ils sont peu importants. Seule une paroi de Pierre jaune de Neuchâtel écroulée, à l'ouest des Uttins, a été reportée sur la carte. Ce site est actuellement construit.

Par contre, les glissements de terrain (parfois plutôt tassements) sont très courants et particulièrement étendus là où les versants sont taillés dans les Marnes bariolées s.str., par exemple au-dessous de Champvent et près de Mathod, de même que tout au long de l'escarpement limitant à l'est la plaine de l'Orbe entre Ependes et Essert-Pittet: des sondages ont ici mis en évidence des terrains glissés jusqu'à 52 m de profondeur (voir l'étude détaillée de NOVERRAZ 1985).

Là où le pendage des couches molassiques est parallèle à la pente du versant, comme le long du flanc septentrional du chevauchement de Chamblon–Chevressy, près de Beauregard à l'est d'Yverdon-les-Bains, ce sont des ensembles de couches molassiques qui se détachent et glissent. GABUS et al. (1975) ont observé dans une fouille (540.5/181.2) des couches molassiques glissées et fortement replissées reposant sur des limons lacustres holocènes. J. Gabus suppose même que c'est toute la partie supérieure des Grès et marnes gris à gypse, au-dessus des «Couches de Tillerée», qui glisse depuis Floreyres jusqu'au lac. Un des facteurs ayant pu déclencher ce glissement serait le haut niveau du lac de Neuchâtel au cours du Dryas inférieur. On peut observer des glissements du même type au sud-ouest de Cuarny (Haut de Baume), où des paquets de marnes à gypse à fort pendage se sont décrochés et glissent.

Des zones en glissement s'observent tout au long des versants escarpés bordant le Talent, le Buron, la Mentue et le ruisseau des Vaux (est de Cuarny). De Donneloye jusqu'au confluent avec le Sauteru, le versant gauche de la Mentue comprend beaucoup de matériaux molassiques et morainiques glissés et mélangés qui n'ont pas été spécialement cartographiés, car il n'a pas été possible, à l'échelle de la carte, de les séparer de la roche en place.

### **Limon de pente**

Au pied des versants bordant la plaine de l'Orbe et tout autour du Mont de Chamblon, les produits de l'altération et du remaniement de la moraine, de la molasse et des calcaires et marnes affleurant dans l'arrière-pays, se sont déposés soit sous forme de cônes d'inondation surbaissés, soit en couches horizontales recouvrant les tourbes ou interstratifiés avec elles. Celles-ci peuvent éventuellement être considérées comme une terrasse de plage correspondant à un haut niveau du lac de Neuchâtel. Ces limons étaient exploités pour faire des tuiles et des briques près d'Yverdon-les-Bains, de Mathod et de Chavornay.

On a renoncé à distinguer ce matériel fin sur le reste de la carte, car ses limites avec la moraine de fond d'une part et avec les sols alluviaux d'autre part sont toujours assez douteuses.

### **Tuf calcaire**

Il s'observe à l'émergence de nombreuses sources, mais ses amas sont généralement de peu d'importance. On en note des gisements plus volumineux à l'ouest d'Ursins (540.4/176.3) et au Mont de Chamblon (535.0/181.25). JACCARD (1869) mentionnait une exploitation de tuf près de Mathod, mais on en a perdu le souvenir aujourd'hui; il s'agit vraisemblablement d'un amas déterminé par les sources actuellement captées à l'est de Mathod.

### **Marais et marais drainés**

Les anciennes cartes figurent sur la partie orientale du Plateau molassique de grandes surfaces marécageuses qui sont aujourd'hui toutes drainées et cultivées. De petits marais sont encore conservés à l'ouest de la Gaîté (549.4/178.7) et aux Marais (548.2/174.9), ainsi que sur les rives du lac de Neuchâtel.

### **Dépôts des plaines de l'Orbe et de la Mauguettaz**

Il y a longtemps que la plaine de l'Orbe a éveillé la curiosité des géologues et des ingénieurs-agronomes: on trouvera dans la contribution de LÜDI (1935) un résumé des recherches anciennes. Dans le cadre du projet d'un canal du Rhône au Rhin, JACKLI (1950) a mené à bien une campagne de sondages, ainsi qu'une étude des dépôts quaternaires. Nous devons en outre à PETCH (1970) une étude hydrogéologique détaillée, complétée par des mesures géoélectriques.

Sous les alluvions de la plaine de l'Orbe, les couches du Crétacé et de la Molasse plongent de façon monoclinale depuis le Mont de Chamblon en direction de la faille d'Ependes qui détermine l'escarpement bordant la plaine entre Yverdon-les-Bains et Essert-Pittet (fig. 2). Au cours de la dernière invasion glaciaire, cette large vallée fut dégagée jusqu'à une profondeur maximale d'environ 150 m sous sa surface actuelle (PUGIN 1988). Dans la partie méridionale de la plaine, sur la feuille 1202 Orbe

(531.68/172.52 et 531.43/170.71), deux sondages montrent que l'érosion glaciaire atteint là une profondeur de respectivement 102 et 92 m: au-dessus de 6–8 m de moraine de fond viennent des sédiments lacustres épais de 96 et 78 m, qui sont suivis par les 3–6 m de tourbe déposés dans les marais de la plaine moderne (M. Weidmann, comm. pers.).

Juste au sud d'Yverdon-les-Bains (537.82/180.79 et 537.97/180.50), deux autres sondages montrent que le flanc méridional chevauchant de l'accident de Chamblon-Chervessy opposait un barrage morphologique transversal à la progression du glacier rhodanien, si bien que l'érosion glaciaire y a complètement enlevé la Molasse, dégageant ainsi les couches crétacées qui sont directement surmontées par environ 30 m de dépôts lacustres postglaciaires, suivis d'environ 7 m de tourbe.

*Gravier*: après la fonte du glacier würmien, la vaste fosse subjurassienne a été occupée par un lac, mais ce n'était pas le mythique «lac de Soleure» (WOHLFARTH-MEYER 1990). Comme le couvert végétal était encore très maigre et ne fixait guère les sols, l'érosion fluviale s'est exercée profondément aux dépens des moraines fraîchement abandonnées par le glacier. Et c'est ainsi que les cours d'eau issus du Jura (Nozon, Orbe, Mujon, Brinaz) ont pu édifier de volumineux cônes d'alluvions graveleuses à leur débouché dans le lac. Par contre, les rivières qui descendaient du Plateau molassique (Talent, r. de Sadaz, r. des Combes, Buron) n'ont bâti que de modestes deltas, car c'est surtout du matériel détritique fin qu'ils charriaient dans le lac. Grâce à de nombreux sondages mécaniques, complétés par des mesures géoélectriques, PETCH (1970) a pu cerner en subsurface l'extension approximative de tous ces cônes d'alluvions (voir planche III), lesquels sont généralement de bons aquifères.

*Limon lacustre*: dans le même temps que s'édifiaient les cônes graveleux en bordure du bassin lacustre, des sables fins limoneux ou des limons argileux se déposaient au centre du bassin. Ce sont des dépôts finement stratifiés, typiques d'une eau calme (JÄCKLI 1950). On note souvent, tout au sommet de cette série lacustre, une couche peu épaisse de craie.

*Tourbe de bas-marais*: les travaux récents de GAILLARD & MOULIN (1989) et de WOHLFARTH & SCHNEIDER (1991a, b) montrent que, après la fonte du glacier rhodanien il y a près de 15 000 ans, le niveau du lac de Neuchâtel était relativement bas (425–426 m) à l'«Oldest Dryas» – début du Bølling (environ 13 000 ans BP). Dans les zones ainsi presque émergées de la plaine de l'Orbe au sud d'Yverdon-les-Bains, c'est désormais de la tourbe qui se forme, remplaçant sur de vastes étendues une sédimentation jusqu'ici détritique par une sédimentation presque entièrement organique, alors que seuls les plus grands cônes d'alluvions restent actifs. Cette tourbe de bas-marais s'étend sur la plus grande partie de la plaine de l'Orbe. En bordure de la plaine, les formations tourbeuses sont habituellement recouvertes par ou interstratifiées avec des limons de pente. D'après JÄCKLI (1950), l'épaisseur de la tourbe atteint 7 m dans les bords et vraisemblablement davantage vers le centre. Les nombreuses fosses d'extraction de la tourbe qui sont reportées sur les anciennes cartes sont aujourd'hui presque toutes remblayées.

### Anciens cordons littoraux

Les épaisses couches de tourbe de la plaine de l'Orbe se terminent brusquement, en direction du lac de Neuchâtel, contre des dépôts de plage qui forment une zone large de près de 2 km. Il s'agit de 4 à 5 cordons de plage qui traversent toute la plaine en dessinant un arc étendu, lequel est séparé du lac actuel par une ceinture sableuse large d'environ 800 m. Ces formations de plage avaient été reconnues et décrites il y a déjà longtemps: LÜDI (1935) a fait la revue des anciennes tentatives d'explication (dunes ou stades glaciaires) jusqu'à la reconnaissance des cordons de plage qu'il attribuait à un transport du matériel sous l'effet du vent et des vagues, lors des variations successives du niveau du lac de Neuchâtel. À l'aide de quelques sondages, JÄCKLI (1950) a pu construire à travers ces formations un profil montrant qu'il s'agit bien de cordons de plage.

On distingue en surface quatre cordons séparés les uns des autres par de la tourbe ou du sable. Le premier cordon est modeste, il n'est fait que de sable et ne dépasse pas l'Orbe en direction du sud-est.

Le deuxième cordon est beaucoup plus net: il est haut de 1,0–1,5 m et consiste presque uniquement en gravier fin, bien roulé, disposé en couches parallèles plongeant de 8–10° vers le lac.

Le troisième cordon est notablement plus large et c'est celui qui a servi d'assise aux constructions de l'Eburodunum romaine (KASSER 1975). WOHLFARTH-MEYER (1987) a pu étudier en détail ce troisième cordon grâce à des fouilles profondes destinées à la pose de canalisations, en ville d'Yverdon-les-Bains: le cordon est fait de 30–100 cm de gravier et de sable, il repose sur des argiles silteuses lacustres datées du Sub-boréal–Subatlantique, et il est directement recouvert par les vestiges de l'occupation humaine datant de l'époque de La Tène.

Le quatrième cordon est le plus important; c'est sur lui que fut édifié le noyau médiéval de la ville d'Yverdon-les-Bains, ainsi que la liaison routière avec Grandson.

Récemment, à l'occasion de fouilles archéologiques, VITAL & VORUZ (1984) ont mis en évidence un cinquième cordon recouvert par des formations alluviales, un peu à l'est d'Yverdon-les-Bains.

Le matériel sablo-graveleux de la partie septentrionale des cordons contient une proportion notable d'éléments calcaires d'origine jurassienne. Ces derniers proviennent du cône d'alluvions de la Brinaz, ainsi que des graviers fluvioglaciaires et interglaciaires de Montagny et de Grandson; ces matériaux ont été remaniés par le ressac des vagues du lac, puis répartis sur les cordons par les courants côtiers. Par contre, le matériel graveleux des cordons sis au sud d'Yverdon-les-Bains est presque exclusivement d'origine alpine, avec quelques galets de calcaires d'eau douce molassiques; il provient des deux cônes d'alluvions successifs du Buron.

Comme le montrent les fouilles et les sondages, les cordons de plage reposent le plus souvent sur un sable lacustre fin et homogène. Après l'abaissement d'environ 3 m du niveau du lac, dû à la première correction des eaux du Jura (1876–1880), ce sable a été remanié par le mouvement des vagues et se trouve maintenant réparti sur une largeur de 800 m entre le dernier cordon et la rive actuelle du lac.

### Modifications artificielles du terrain

En de nombreux endroits, l'homme moderne a modifié le relief du terrain, en général par aplanissement, pour favoriser la réalisation de constructions de grandes dimensions: industrie, gares de chemins de fer, terrains de sport, etc.

### Variations du niveau du lac

On ne trouve aucun indice, sur les versants de la plaine de l'Orbe, qui pourrait témoigner d'un haut niveau du lac de Neuchâtel, assimilable au mythique «lac de Soleure» (LÜDI 1935, ANTENEN 1936, WOHLFARTH-MEYER 1990). JÄCKLI (1950) avait postulé, pour expliquer l'édification des cordons de plage, l'existence d'un niveau du lac vers 435–436 m. JORDI (1955) a identifié au pied du Mont de Chamblon une terrasse de plage sise à l'altitude de 436,5 m, et GABUS et al. (1975) ont observé dans les fouilles de l'ETSEV (540.5/181.25) des sédiments lacustres à unionidés et limnées entre 436,5 et 437 m.

Après ces niveaux anciens élevés, le lac s'est abaissé jusque vers 425 m, mais le détail des oscillations du niveau lacustre est certainement fort complexe et encore incomplètement reconnu: on se reportera aux travaux récents de WOHLFARTH & AMMANN (1991), WOHLFARTH & SCHNEIDER (1991a et b). Ces phénomènes ont eu une profonde influence sur l'évolution de la sédimentation et de l'érosion dans la plaine de l'Orbe et sur les rives du lac actuel.

## TECTONIQUE

Il y a déjà longtemps que le Mont de Chamblon a été reconnu et décrit comme étant un anticlinal de Crétacé séparé de la chaîne jurassienne (RENEVIER 1853, SCHARDT 1888). Après SCHARDT (1879, 1902) et RITTENER (1902), HEIM (*in* HEIM & HARTMANN 1919) puis ALTHAUS (1947) ont supposé que, à Suscévaz et dans d'autres localités du pied du Jura, la Molasse reposait en discordance sur des couches crétacées qui esquisaient déjà une structure anticlinale.

Le territoire molassique de la feuille Yverdon-les-Bains avait fait l'objet d'une première analyse structurale par HEIM en 1919 (op. cit.); cette synthèse fut ensuite complétée par les collaborateurs de la «Petroleumexpertenkommission» (PEK) et mise en forme par LAGOTALA (1937) et par ALTHAUS (1947). Grâce à une stratigraphie molassique plus élaborée et à la cartographie détaillée des unités lithostratigraphiques, JORDI (1951, 1955) a pu dresser une carte structurale de la partie nord-ouest de la feuille et documenter ainsi un important accident transversal E–W dans la région d'Yverdon-les-Bains (faille inverse de Chamblon–Chevressy).





A l'occasion de l'établissement de la présente feuille, il a été possible de consulter les lignes sismiques réalisées dans le cadre de la prospection des hydrocarbures (JORDI 1989, 1990). Après avoir interprété l'allure du contact Crétacé-Molasse sur ces lignes sismiques, il a été possible de suppléer aux lacunes des observations de surface, lacunes dues surtout au recouvrement quaternaire morainique ou alluvial, et d'avoir ainsi une vision structurale cohérente de l'ensemble de la feuille. Sur la carte structurale (fig. 2; voir aussi JORDI 1993) et les profils (planches I et II) figurent les principaux plis et accidents tectoniques. Comme on le voit bien sur les lignes sismiques (fig. 3 et 4), il s'agit surtout de chevauchements très redressés en surface, qui deviennent beaucoup moins raides dans les couches profondes du Jurassique, et qui finissent par disparaître dans les évaporites triasiques plus ou moins horizontales.

La plupart de ces accidents tectoniques ont en outre une composante horizontale, comme le démontrent, entre autres, les stries horizontales qui ornent les miroirs de faille.

## **Fractures principales**

### *Faille inverse (ou chevauchement) de Chamblon – Chevressy*

En 1900, lors de la construction de la station de pompage du Moulin-Cossaux (pied nord-est du Mont de Chamblon: 536.88/181.55), SCHARDT avait observé un chevauchement très redressé du Marbre bâtard (Berriasien) au-dessus des marnes hauteriviennes verticales. Puis les nombreux pendages mesurés par les collaborateurs de la PEK ont conduit ALTHAUS (1947) à admettre une faille au nord du Mont de Chamblon, et à supposer son prolongement dans les accidents observés à l'est d'Yverdon-les-Bains. Les recherches détaillées de JORDI (1951, 1955, 1993) ont ensuite montré que toutes ces failles appartenaient à un seul accident transversal orienté E-W, dont le compartiment septentrional était abaissé de plusieurs centaines de mètres. Venant depuis Baulmes, cet accident longe le pied nord du Mont de Chamblon, passe juste au nord de la source thermale d'Yverdon-les-Bains et de l'affleurement de calcaires crétacés de Terres Rouges près de Chevressy. La présente révision de la cartographie, avec l'aide des lignes sismiques et en tenant compte des résultats du sondage de Treycovagnes-1, montre (JORDI 1990) que cet accident possède une signification régionale et qu'il s'agit bien d'un chevauchement très redressé en direction du nord (planche II, profils 5 à 8).

Les profils 5 et 6 montrent que la zone de chevauchement longe le pied nord du Mont de Chamblon et que les failles cartographiées dans ses pentes ne sont que des accidents satellites de l'accident principal.

Le profil 6 suit une ligne sismique (fig. 2 et 3, section AA') sur laquelle on voit clairement que le chevauchement devient moins raide en direction du sud. Dans le sondage Treycovagnes-1, on a relevé entre 1678 et 1815 m un redoublement des couches rhétiennes (et non pas du Lias comme l'indiquait JORDI 1990). Dans le compartiment nord chevauché, le vallon de la Brine montre de bons affleurements d'une molasse datée de l'Aquitanien par les mammifères. Le contact Crétacé-Molasse se situe là,

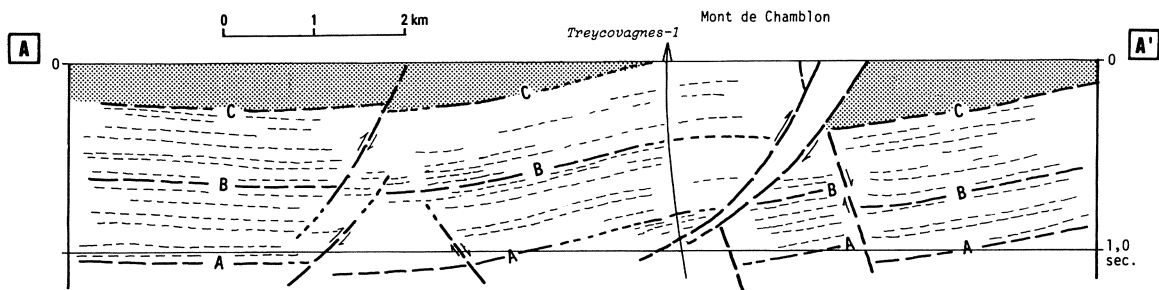


Fig. 3: Interprétation de la ligne sismique traversant le Mont de Chamblon.  
 En grisé: Molasse; A: réflecteur inférieur à la limite Trias-Jurassique; B: réflecteur proche de la limite Dogger-Malm;  
 C: réflecteur ou «marqueur-fantôme» proche de la limite Crétacé-Tertiaire.  
 Son tracé est indiqué sur la figure 2.

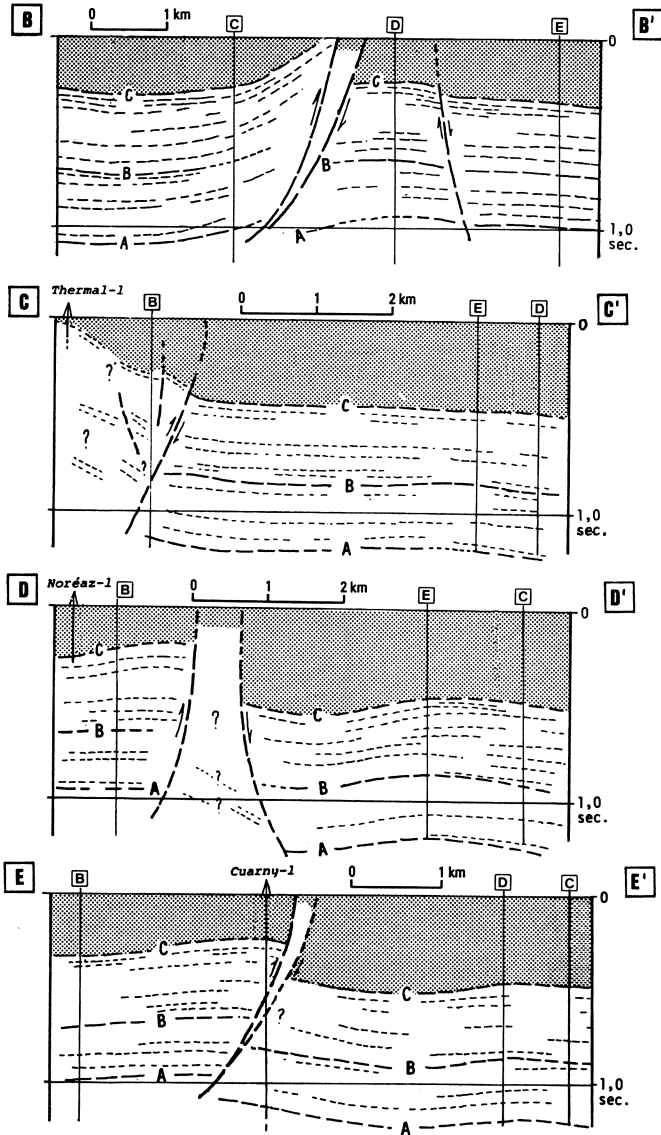


Fig. 4: Interprétation des lignes sismiques passant à travers les chevauchements de Chamblon-Chevresy et de Pomy-Cuarny.

Leur tracé est indiqué sur la figure 2; la signification des lettres et figurés est donnée dans la légende de la figure 3.

d'après la sismique, vers la cote -100 m, alors que, dans le compartiment sud chevauchant, ce même contact peut être placé par construction à +650 m au Mont de Chamblon; ce qui donne un déplacement vertical d'au moins 750 m.

Le profil 7 passe par le sondage pour les eaux thermales d'Yverdon-les-Bains (Thermal-1, 539.69/180.29), qui est directement entré dans les calcaires barrémiens après avoir traversé 21,5 m d'alluvions quaternaires. Dans le même secteur, mais juste au nord du chevauchement, le sondage La Prairie-1 (539.87/180.75) se termine à 95 m de profondeur dans la partie inférieure des Grès et marnes gris à gypse. Ici donc, le rejet vertical est encore d'environ 330 m.

A 1,5 km à l'est du sondage Thermal-1, l'accident chevauchant est à nouveau traversé par une ligne sismique (fig. 2 et 4, section BB'): elle révèle que le contact Crétacé-Molasse du compartiment sud atteint presque la surface, alors que celui du compartiment chevauché se situe environ 200 m plus bas.

Le profil 8 passe par l'affleurement de Crétacé aujourd'hui disparu des Terres Rouges, situé dans le compartiment sud chevauchant. Juste au nord de la zone faillée et à la même altitude, des Grès et marnes gris à gypse étaient visibles lors de la construction d'un réservoir d'eau (542.03/180.58). Ce qui nous donne ici un rejet vertical d'à peu près 200 m.

Plus loin encore vers l'est, le chevauchement de Chamblon-Chevressy rejoint le chevauchement de Pomy-Cuarny.

#### *Faïlle inverse (ou chevauchement) occidentale du Chamblon*

L'anticlinal du Chamblon ne chevauche pas seulement vers le nord, mais aussi vers l'ouest (JORDI 1993). Les lignes sismiques montrent clairement qu'un chevauchement court sous les alluvions tout le long du flanc occidental du Mont de Chamblon. Plus loin vers le sud, cet accident se poursuit sous le recouvrement morainique qui sépare le Mont de Chamblon du village de Suscévaz, et c'est pourquoi il n'avait pas été reconnu lors de la cartographie de terrain (JORDI 1955).

#### *Faïlle inverse (ou chevauchement) de Pomy-Cuarny et faïlle décrochante d'Essertines*

HEIM (in HEIM & HARTMANN 1919) estimait que les couches à fort pendage situées aux Vaux, à l'est de Cuarny, représentaient le flanc raide de l'anticlinal de Cuarny. En 1936, E. Meyer, un des collaborateurs de la PEK, postulait au contraire un chevauchement du synclinal de Cronay sur l'anticlinal de Cuarny; c'est aussi l'interprétation que propose AXELROD (1978) sur la base de profils géoélectriques et d'une campagne de gravimétrie. Ces deux hypothèses sont aujourd'hui contredites par les nouveaux travaux de terrain et par l'interprétation des lignes sismiques. En effet (fig. 4, section CC'), ces dernières montrent clairement un chevauchement très raide de l'anticlinal de Cuarny sur le synclinal de Cronay, orienté SW-NE. En direction du sud, ce chevauchement se relie à la faïlle d'Essertines, qui est un décrochement (à composante essentiellement horizontale) dont le compartiment oriental a été déplacé de plusieurs

centaines de mètres vers le nord, ce qui est la cause de la poussée par le bas qui a basculé et éjecté le coin de Crétacé-Molasse des Terres Rouges, comme l'illustre le profil 8 de la planche II.

Le profil 1 (planche I) montre que l'anticlinal de Cuarny (HEIM *in* HEIM & HARTMANN 1919) n'est en fait qu'un modeste bombement secondaire de l'anticlinal de Montéla-Cuarny. Le sondage de Cuarny-1 débute à quelques mètres au-dessous des Grès de Cuarny aquitaniens, dans les Grès et marnes gris à gypse qui sont ici en position horizontale. A l'émergence du fameux gaz de Cuarny (543.70/180.36), 200 m au sud-est du sondage Cuarny-1, ces mêmes couches demeurent encore presque horizontales (SCHMIDT 1917). Une centaine de mètres plus loin (543.86/180.32), des bancs de grès d'âge aquitainien plongent de 40° vers le ruisseau: c'est entre ces deux points que se situe le chevauchement. Et c'est précisément là qu'une ligne sismique traverse cet accident et montre clairement (fig. 4, section EE') un chevauchement avec au moins 250 m de rejet vertical. Le sondage a recoupé le chevauchement entre 845 et 952 m en répétant quatre fois l'intervalle stratigraphique «Portlandien-Purbeckien». Lorsqu'on va en direction de la Mauguettaz, on peut encore suivre en surface le chevauchement sur environ 800 m, avant qu'il disparaisse sous la plaine alluviale. En direction du sud, il est caché par le recouvrement morainique dès le Clos du Moulin.

Le profil 2 (planche I), de même que les lignes sismiques (fig. 4, sections CC' et DD') permettent de suivre facilement le chevauchement sous la moraine. Dans le cours supérieur de la Niauque, à l'est de Valeyres-sous-Ursins, les couches aquitaniennes sont passablement tectonisées: c'est là le résultat du passage de cet accident profond.

Encore plus loin vers le sud, le chevauchement cesse et passe alors au décrochement d'Essertines. Le rejet horizontal sénestre de ce dernier est d'au moins 1000 m, d'où il apparaît que l'anticlinal d'Essertines-Chêne-Pâquier, qui représente la suite de l'anticlinal du Mormont, vient s'accoler au flanc sud du synclinal d'Epautheyres. L'abaissement d'environ 50 à 80 m du compartiment ouest de la faille d'Essertines a pu être vérifié dans la fouille du gazoduc Orbe-Mülchi (WEIDMANN 1979): les couches aquitaniennes y affleurent depuis le cours supérieur du ruisseau sis à l'est d'Epautheyres, et ceci jusque vers le point 540.0/175.65. Environ 100 m plus à l'est et à une altitude supérieure de 20 m, ce sont les Grès et marnes gris à gypse avec bancs de calcaires lacustres qui déterminent le versant plus raide: elles étaient bien visibles dans la tranchée du gazoduc où elles ont pu être datées à l'aide de dents de mammifères et de charophytes.

Plus loin vers le sud, la faille d'Essertines est cachée par la moraine, mais elle détermine dans la morphologie un net ressaut; à 100 m à l'ouest du site du forage Essertines-1, la faille est à nouveau documentée par une ligne sismique qui montre un rejet vertical d'environ 50-80 m (planche I, profil 3).

Le cours supérieur d'un affluent du Buron, au nord de Vuarrengel (539.4/172.2), révèle de mauvais affleurements de Marnes bariolées s. str. très redressées et plongeant en tous sens, qui traduisent le passage de la suite de la faille.

Enfin, au sud de Vuarrens, c'est par contre une nette remontée du compartiment ouest qui est visible sur deux lignes sismiques (planche I, profil 4).

### *Faïlle inverse du Sauteru (décrochante ?)*

Tout au long du cours encaissé du Sauteru, dès les coordonnées 542/171 jusqu'à sa confluence avec la Mentue, et aussi dans le cours inférieur de ses petits affluents, on peut observer de nombreuses fractures, parfois avec rejet, ou encore des pendages plongeant en tous sens et souvent très raides. On peut cependant rarement suivre et cartographier des failles, à cause du manque de continuité des affleurements; toutefois ces observations donnent à penser que le tracé rectiligne du cours d'eau suit celui d'une perturbation tectonique. Ce n'est qu'avec l'interprétation des rares lignes sismiques traversant le secteur que cet accident a pu être clairement reconnu: ces lignes montrent en effet entre 600 et 700 m de profondeur un faible déplacement vertical du contact Crétacé-Tertiaire le long d'une cassure. Cette dernière n'a pas causé de rejet directement observable dans les couches molassiques, mais seulement de nombreux petits accidents répartis sur une bande relativement large. C'est dans cette Molasse ainsi devenue peu résistante que, beaucoup plus tard, l'érosion glaciaire, puis l'érosion latérale des versants par les glissements de terrain ont profondément encaissé le cours du Sauteru.

### *Faïlle inverse (ou décrochante) de la Mentue-Prahins*

On peut relever des perturbations tectoniques identiques à celles du Sauteru dans le vallon de la Mentue, depuis la bordure sud de la feuille jusque vers le Martinet, à 1 km au NNE de Bercher. Ici aussi, les lignes sismiques montrent un faible décalage du contact Crétacé-Tertiaire le long d'un accident. Celui-ci se poursuit par Ogens et ensuite à l'ouest de Prahins, où la construction de la route de contournement du village avait dégagé une excellente coupe dans la molasse burdigalienne, laquelle était affectée par deux zones de failles orientées NNE et montrant des miroirs avec stries horizontales. La suite de cet accident, sous forme de petites fractures, s'observe dans le cours supérieur du Flonzel: ici aussi, il semble bien que c'est un faible rejet vertical dans les couches profondes qui a perturbé la Molasse en surface.

### *Faïlle décrochante du Buron*

C'est déjà en 1935-1936 que E. Meyer (rapports inédits de la PEK conservés aux Archives géologiques suisses à Berne) avait attribué à une faille les perturbations des couches molassiques exposées dans la profonde gorge creusée par le Buron entre Essertines et le Moulin à l'est de Gressy. LAGOTALA (1937) y voyait par contre les effets d'un tassement récent de la Molasse. Mais, comme l'a ensuite démontré JORDI (1955), il s'agit bien d'une faille. Les méandres du ruisseau la recoupent à plusieurs reprises et permettent de voir, par exemple au point 538.81/176.88 (JORDI 1955), qu'elle mesure environ 3 m de largeur et qu'elle se matérialise par des paquets de couches très fracturées, redressées ou verticales. Les deux plans de cassure qui les encadrent montrent des stries presque horizontales. De part et d'autre de la zone faillée, les Grès et marnes

gris à gypse sont redressés de 20 à 40° sur quelques mètres seulement avant de retrouver leur allure normale.

En outre, en de nombreux autres points le long du Buron, on peut observer des fractures avec un rejet généralement inférieur à 1 m qui témoignent d'une compression. La corrélation des divers niveaux-repères entre les deux versants du vallon, de part et d'autre de la faille, ne montre qu'une modeste élévation du compartiment oriental. Toutefois, la plupart des observations indiquent un décrochement tout à fait typique.

Au nord du Moulin (est de Gressy), cet accident se prolonge dans le cours inférieur de la Niauque et peut encore être reconnu au nord des Vaux (540.00/179.03/493 m) grâce aux sondages pour l'étude du tunnel autoroutier traversant le secteur.

### *Faille inverse d'Ependes*

PETCH (1970) a postulé sur la base de mesures géoélectriques qu'une importante faille se situait sous les alluvions de la plaine de l'Orbe, tout au long du pied de l'escarpement molassique oriental. Les lignes sismiques confirment parfaitement cette hypothèse et indiquent de plus que le compartiment oriental de cet accident a été surélevé d'environ 50 à 100 m.

### **Autres structures**

L'image structurale du contact Crétacé-Tertiaire, sur le territoire de la feuille Yverdon-les-Bains ainsi que des régions immédiatement voisines, est représentée sur la figure 2. Les coupes géologiques à travers la région d'Yverdon-les-Bains (planches I et II) en donnent également l'illustration. Ces documents rendent inutile une description détaillée de chaque pli.

Les plis principaux sont les suivants, du nord-ouest au sud-est:

- synclinal de Champvent
- anticlinal de Chamblon
- synclinal d'Yverdon
- anticlinal de Montéla-Cuarny
- synclinal d'Epautheyres – synclinal de Cronay
- anticlinal du Mormont – anticlinal d'Essertines-Chêne-Pâquier

La carte structurale (fig. 2) a été dessinée d'après un grand nombre de profils transversaux, eux-mêmes construits d'après la géométrie en surface des horizons-repères lithostratigraphiques, d'après les données des sondages profonds et des études sismiques, et en tenant compte de nombreuses mesures de pendage. Dans la partie orientale de la feuille par contre, la carte structurale est essentiellement basée sur l'allure d'un réflecteur bien reconnaissable sur les lignes sismiques et qui correspond au contact Crétacé-Tertiaire (JORDI 1993).

Tant les observations de terrain que l'interprétation de la sismique montrent que, mises à part les zones de cassures qui ont été décrites plus haut, le prisme sédimentaire

molassique et son substratum jurassique–crétacé épais de 2000 à 3000 m sont très peu tectonisés et seulement légèrement plissés. Par contre, les séries triasiques et plus anciennes ont subi des perturbations tectoniques bien plus prononcées, ce qui pourrait indiquer que le paquet Jurassique–Crétacé–Molasse a été, au cours de l'orogénèse alpine, au moins en partie décollé sur les évaporites triasiques dans la région d'Yverdon-les-Bains.

Les axes anticlinaux et synclinaux dessinés sur la carte de la figure 2 se rapportent, comme on l'a dit, à la surface Crétacé–Tertiaire. Ils peuvent s'écarter légèrement des axes observés en surface, du fait des variations d'épaisseur des formations molassiques. Il ne faut pas non plus perdre de vue que, vraisemblablement, la surface supérieure du Crétacé présentait déjà un certain relief avant le dépôt de la Molasse (Mont de Chamblon, anticlinal du Mormont par exemple).

En général, les directions et plongements des couches mesurés en surface dans la Molasse concordent très bien avec ceux qu'indique la carte structurale au niveau du contact Crétacé–Tertiaire, à l'exception bien entendu de ce que l'on observe dans les zones de faille. Il faut toutefois préciser que les mesures de pendage sont beaucoup plus fiables dans les couches chattiennes et aquitaniennes que dans celles de la Molasse marine supérieure, notamment dans le Grès coquillier, où il est souvent très difficile de distinguer le vrai pendage des diverses surfaces de dépôt («depositional dip»).

Mentionnons pour terminer qu'une carte structurale de détail du Mont de Chamblon et de la région d'Yverdon-les-Bains figure dans la monographie de JORDI (1955, p. 63).

## HYDROGÉOLOGIE

Les sources thermales, minérales et vauclusiennes de la région d'Yverdon-les-Bains ont déjà fait l'objet de descriptions géologiques par MERMOD (1883), SCHARDT (1888, 1898, 1910 a, b, c), JORDI (1955). Plus récemment, de nouvelles études hydrogéologiques se sont appliquées à la plaine de l'Orbe (PETCH 1970), au pied du Jura (LAZREG 1971), au bassin de la Mentue (ZWAHLEN 1981), aux sources thermales (ZAHNER et al. 1974, VUATAZ 1982), aux sources vauclusiennes du Chamblon (KERN 1982), à la source minérale «Arkina» (H. Schmassmann, rapports inédits).

### Sources vauclusiennes

De grosses sources vauclusiennes jaillissent au pied du Mont de Chamblon, entre le Moulinet (535.30/181.81) et les Uttins (537.1/181.3), et une autre encore près de la Grange Décoppet (534.55/181.05). SCHARDT (1888, 1898, 1910 a, c) estimait déjà que ces venues à très gros débits ne pouvaient avoir leur bassin d'alimentation sur le Mont de



Chamblon seulement, mais que ce bassin devait comprendre aussi la région du pied du Jura. Il le confirma par la coloration, au moyen de fluorescéine, d'un ruisseau qui disparaît dans un entonnoir situé au lieu-dit «Le Creux» (sud-est de Baulmes, «le Crau» sur les cartes actuelles, 530.58/181.85) et qui présentait des débits allant de 6000 à 30'000 l/min. Un temps de parcours de 26 (crue) à 150 heures (étiage) s'est ainsi écoulé jusqu'à ce que de l'eau colorée réapparaisse aux sources du Mont de Chamblon. A l'exception de la source de la Grange Décoppet, toutes ces résurgences jalonnent le tracé de la faille Chamblon-Chevressy, si bien que JORDI (1955) avait supposé que le cheminement souterrain de l'eau est dicté par les zones faillées depuis le Creux jusqu'au Mont de Chamblon.

Près du Moulinet jaillissent de nombreuses sources, parmi lesquelles sept grosses venues, dont deux furent captées pour l'alimentation de la ville d'Yverdon-les-Bains (actuellement plus utilisées). La température de l'eau oscille entre 8,3 et 12,2°C et le débit entre 770 et 4120 l/min, alors que celui de la source alimentant la pisciculture est de 270 à 600 l/min (MAUTNER *in* LOOSER 1990).

Près de Cossaux (536.90/181.53) surgissent deux autres sources importantes avec une température subthermale de 12 à 14°C et un débit de 1500 à 3500 l/min, qui ont également été captées pour l'alimentation d'Yverdon-les-Bains. D'autres venues plus modestes, toujours subthermales, sont captées le long de la zone faillée, à l'ouest comme à l'est de Cossaux.

L'analyse détaillée des eaux de ces sources permet à KERN (1982) de supposer deux systèmes différents d'alimentation souterraine pour ces sources vaclusiennes. L'eau froide du Moulinet et de la Grange Décoppet ressurgit en surface avec une faible teneur en Mg, après un temps de parcours relativement court et un cheminement direct depuis l'entonnoir du Creux. Comme le montre la nouvelle interprétation structurale, ces deux sources jaillissent le long du chevauchement occidental du Chamblon. Par contre, les sources subthermales de Cossaux se situent sur l'accident Chamblon-Chevressy; leurs eaux se sont infiltrées dans les calcaires du Malm de la première chaîne du Jura et ont ainsi acquis, à cause d'un temps de parcours prolongé, une température et une teneur en Mg plus élevées. Ces eaux d'origine jurassienne sont toutefois mélangées avec de l'eau provenant de l'entonnoir du Creux, comme l'a démontré l'expérience de coloration de SCHARDT (1898, 1910a). Voir également les profils dessinés par H. A. Jordi et publiés dans BURGER & GORHAN (1986).

### Source thermale

Tous les anciens travaux traitant de la géologie yverdonnoise consacrent beaucoup d'attention à cette source mentionnée en 1429 déjà et aux bains qu'elle alimente (voir les notes historiques dans MERMOD 1883 et dans KASSER 1961). SCHARDT (1910b) avait établi que l'eau thermale ne provenait pas de la Molasse mais bien des alluvions, et que des eaux de températures variées se mélangeaient dans l'ancien captage. Afin d'améliorer cette situation, la source fut recaptée en 1914 dans un puits de 14 m de profondeur.

JORDI (1955) estimait que la source thermique était liée à la faille inverse de Chamblon-Chevressy et que son comportement était identique à celui des sources vauclusiennes du Mont de Chamblon.

Les nouvelles recherches menées par MAUTNER (*in* ZAHNER et al. 1974), VUATAZ (1982) et KERN (1982) donnent des moyennes annuelles qui varient autour d'un débit de 120 l/min, une température de 25°C et une minéralisation de 500 mg/l. L'eau thermique captée se révèle être un mélange d'une part d'eau profonde à  $30 \pm 5^\circ\text{C}$ , provenant du Malm, avec une concentration faible en Mg (6–16 mg/l) et une forte teneur en  $\text{NaHCO}_3$ , et d'autre part d'eau de surface froide à environ 10°C et à haute teneur en Mg (36 mg/l). L'analyse des isotopes stables paraît indiquer que la portion thermique de l'eau a dû s'infiltrer vers une altitude de 1100 m sur la première chaîne du Jura.

A la suite d'une nouvelle étude demandée par le Centre thermal des Bains d'Yverdon qui cherchait à augmenter la température et le débit de l'eau chaude, un forage atteignant le Séquanien (539.67/180.29, profondeur totale: 598,5 m) a été exécuté en 1980 près de l'ancien puits de captage; son profil géologique schématique a été publié par BURGER & GORHAN (1986). Ce forage a atteint son but et permet désormais d'alimenter les Bains avec un débit de 3600 l/min à 24,9°C. Le gradient géothermique local dans le forage est de 37°C/km (KERN 1982). De nouvelles mesures faites après la mise en exploitation fournissent un maximum de 29°C à la profondeur de la principale arrivée d'eau thermique (450 m, R. Muralt comm. pers.). L'étude de MURALT (1993) fournit de plus amples informations sur ces eaux thermales.

### Sources minérales

C'est à l'occasion de travaux de fondations exécutés en 1902, non loin du captage de la source thermique des Bains, qu'on a découvert une source sulfatée à la Prairie (539.74/180.56); cette eau minérale fut captée, mise en bouteille et commercialisée sous le nom d'«Arkina». Elle sourdait des Grès et marnes gris à gypse, juste sous la moraine de fond, au fond d'un puits profond d'environ 9 m, et son débit pompé variait entre 50 et 100 l/min (KERN 1982). On trouvera une analyse de cette eau dans l'édition de 1937 de «Die Mineral- und Heilquellen der Schweiz» (p.184). Afin de la préserver de l'influence des eaux de surface, cette source fut recaptée en 1968. Son exploitation est aujourd'hui suspendue.

Une autre source minérale sulfatée, nommée «Bel-Air», fut captée en 1953 dans une galerie principale longue de 45 m et dans une galerie adjacente de 22 m creusées au-dessous de Floreyres (540.66/180.71), dans une masse vraisemblablement glissée de Grès et marnes gris à gypse. Cette eau fut exploitée en tant qu'«eau d'Arkina». Le débit se situe entre 40 et 50 l/min d'après SCHMASSMANN (*in* HÖGL 1980, qui donne aussi une analyse de cette eau sulfatée et bicarbonatée, calcique et magnésienne).

Enfin, en 1987, la société Arkina S.A. a implanté sur un terrain lui appartenant (540.02/181.45) le forage profond La Grève-1, qui a rencontré entre 607 et 666,4 m de profondeur une eau minérale et thermique artésienne, qui a été baptisée «source Menhir», dont le débit est de 1135 l/min et la température de 32,9°C. Le secteur d'infil-

tration de cette eau se situe dans les calcaires du Malm de la première chaîne du Jura et son temps de parcours souterrain est supérieur à 1000 ans d'après les analyses de l' $^{39}\text{Ar}$  par H. H. Loosli (données aimablement transmises par H. Schmassmann).

### Autres sources

Les captages en rocher situés sur le Mont de Chamblon n'ont plus aujourd'hui beaucoup d'importance. Il en est de même, à cause de leurs très faibles débits, de ceux qui se trouvent dans les secteurs de Marnes bariolées s.l. Les sources captées dans les Calcaires d'eau douce et dolomie et dans les Grès et marnes gris à gypse ont également de faibles débits, mais leur forte minéralisation, avant tout en  $\text{SO}_4^{--}$ , est très caractéristique. Elles sont en cela comparables à celles de La Prairie-Arkina et de Bel-Air (JORDI 1955, PETCH 1970).

Des sources présentant des débits soutenus (plus de 40 l/min) se situent parfois à la base des bancs de grès aquitaniens fracturés, souvent aussi dans le domaine des grès massifs de l'OMM (THIERRIN 1988). Mais la plupart des captages à forts débits saisissent l'eau qui sort soit sur le contact USM-OMM («Grenzhorizont»), soit dans les grès burdigaliens altérés ou fracturés, en bordure de dépressions alluviales (ZWAHLEN 1981).

D'autres sources importantes se trouvent à la base de dépôts fluvioglaciaires interstratifiés dans, ou surmontés par la moraine de fond. La plus significative est celle qui est captée pour l'alimentation de la ville de Lausanne au sud-ouest de Thierrens (547.1/172.2), à la base d'un sillon interglaciaire ou interstadiaire comblé par des graviers fluvioglaciaires et recouvert ensuite de moraine de fond (BLANC 1986).

La localisation des sources reportées sur la feuille Yverdon-les-Bains a été empruntée à la «Carte hydrogéologique au 1:25 000 du Canton de Vaud» (BADOUX & MAUTNER 1975) et complétée par nos propres relevés sur le terrain. Beaucoup de ces petits captages sont aujourd'hui hors service, d'une part à cause de la pollution généralisée en nitrates due aux engrais agricoles, et d'autre part aussi parce que la plupart des communes disposent maintenant d'un système centralisé de traitement et de distribution de l'eau.

### Nappes phréatiques

Les aquifères les plus productifs sont les grands cônes graveleux qui jalonnent le versant gauche de la plaine de l'Orbe et du vallon du Bey, à l'ouest du Mont de Chamblon. Les puits de captage situés dans le cône d'alluvions de l'Orbe, comme l'émergence d'eau souterraine captée à l'est de Mathod (533.67/179.81) fournissent une eau potable de qualité. Par contre, les puits pratiqués dans le vallon du Bey près du Moulinet et au Moulin Chapuis au nord du Mont de Chamblon, eux aussi très productifs, n'ont pas pu être utilisés pour fournir de l'eau de boisson, à cause d'une trop forte teneur en  $\text{H}_2\text{S}$  et en sulfites. Cette nappe phréatique occupant le vallon du Bey est vraisemblablement alimentée par des sources vaclusiennes souterraines, le long d'un

réseau de fractures profondes (JORDI 1955, PETCH 1970), mais ces eaux sont contaminées au contact des tourbes occupant toute la surface du vallon.

Au bord oriental de la plaine de l'Orbe, les puits de captage sont beaucoup moins productifs; ils ont été abandonnés à Chavornay et à Essert-Pittet et seul celui de Bavois (532.7/170.25) est encore en fonction de temps en temps.

## MATIÈRES PREMIÈRES EXPLOITABLES

### Pierre de taille

En tant que pierre à bâtir, la Pierre jaune de Neuchâtel (inférieure et supérieure) fut extraite autrefois dans douze petites et quatre grandes carrières au Mont de Chamblon. Les carrières des Uttins (537.1/181.1) étaient encore récemment exploitées pour fournir des aggrégats, mais cette activité a aussi cessé et les excavations sont en voie de remblaiement, ce qui est fort regrettable car les meilleurs affleurements de la série hauterivienne disparaîtront ainsi.

D'innombrables petites carrières ont été jadis ouvertes dans les Grès de Susevaz, le Grès de Mathod et avant tout dans les Grès de Cuarny, tous faisant partie de la Molasse d'eau douce inférieure. Il en fut de même dans les grès marins massifs et le Grès coquillier d'âge burdigalien qui fournissaient une pierre de taille de qualité supérieure. Les bancs de calcaires d'eau douce ont eux aussi été extraits à l'ouest de Cuarny et dans les environs de Suchy ou d'Ependes pour édifier les murs des terrasses de cultures ou pour être concassés.

### Graviers et sables

Ces matériaux étaient autrefois exploités en de nombreux points sur presque tous les cordons littoraux d'Yverdon-les-Bains, si bien que ces derniers ont été largement défigurés et même parfois entièrement nivelés, à tel point qu'on ne peut plus aujourd'hui les reconnaître en surface. Les graviers anciennement exploités sur ces cordons sont d'une remarquable qualité: très bien lavés, arrondis et triés. Ces gisements sont presque tous épuisés à Yverdon-les-Bains et dans les environs. Il en est de même des graviers fluviatiles qui étaient extraits des terrasses d'alluvions dans la basse vallée du Talent. Par contre, ceux de la basse Mentue au nord de la Mauguettaz sont toujours en exploitation.

Les terrasses de graviers fluvioglaciaires jalonnant le vallon de la Mentue (AUBERT 1981) ont été exploitées dans plusieurs gravières entre la Tuilière d'Oppens au sud et Niédens au nord. Actuellement, seules deux grandes exploitations restent en activité: au sud de Donneloye (544.35/176.5) et à l'ouest de Bioley-Magnoux (543.65/174.75).

### **Limons et marnes**

D'épais limons d'altération, remaniés à partir des affleurements de Marnes bariolées s.str. situés entre Corcelles et Chavornay, forment le delta du ruisseau de Sadaz dans la plaine de l'Orbe, au nord de Chavornay; jusqu'à tout récemment, ils étaient intensivement exploités par la tuilerie locale. D'autres exploitations de limons d'altération remaniés, actuellement abandonnées, se trouvent au sud de Mathod (les Léchères) et au sud d'Yverdon-les-Bains (le Valentin).

Les épisodes marno-argileux des Marnes bariolées s.str. ont alimenté des tuileries-briquetteries et furent extraits près de Mathod, au sud-est de Corcelles et au sud-est d'Yverdon-les-Bains (Calamin). Il en fut de même des termes d'âge aquitainien (Grès et marnes bigarrés) à l'ouest de la Mauguettaz, au NNE de Bercher et à l'est d'Oppens.

### **Tourbe**

L'extraction de la tourbe dans la plaine de l'Orbe fut autrefois une activité importante, qui a complètement cessé depuis de nombreuses années. La plupart des fosses d'extraction ont été comblées, le plus souvent par des dépôts d'ordures.

### **Indices d'hydrocarbures**

#### *Imprégnations bitumineuses*

Elles ont été observées depuis longtemps déjà, aussi bien dans les calcaires crétacés que dans la Molasse d'eau douce inférieure. WEIDMANN (1991) a publié une étude historique sur la recherche et l'exploitation de ces gisements. Nous mentionnerons encore les recherches de la «Petroleumexpertenkommission» (PEK), dont les résultats ont été synthétisés par LAGOTALA (1937), ALTHAUS (1947) et SCHUPPLI (1950). Nous n'en donnerons qu'un bref résumé, assorti de quelques compléments.

Dans presque toutes les anciennes carrières ayant exploité les calcaires du Crétacé inférieur, on peut observer du bitume très oxydé (asphalte) sur des plans de fractures ou dans des fissures ouvertes; il y a aussi des imprégnations diffuses au sein de la roche.

Les Grès de type Goumoens de l'USM sont occasionnellement un peu bitumineux. Les gisements situés sur les deux versants de la basse vallée du Talent sont signalés depuis 1721 et ont été épisodiquement exploités: par distillation, on extrayait de l'huile des grès bitumineux (WEIDMANN 1991). Actuellement, il n'y a plus que deux affleurements de grès, le long du Talent, qui permettent de mettre en évidence des hydrocarbures par extraction au chloroforme.

Des grès très bitumineux, assimilables aux Grès de type Goumoens, furent signalés par MERCANTON (1836) au Bois de Vuavre (env. 532.0/179.25), un peu en dehors du périmètre de la feuille Yverdon-les-Bains; leur teneur selon les analyses de l'époque était de 5 à 10% de bitume. Ces grès ont été étudiés et peut-être exploités à diverses

reprises, mais l'affleurement a disparu. Des sondages réalisés en 1992 ont retrouvé ce gisement dont l'étendue dépasse largement 1 km<sup>2</sup>: plusieurs horizons molassiques gréseux, de même que les calcaires urgoniens sous-jacents sont fortement imprégnés d'huile, et l'un des sondages (532.21/178.67) a donné lieu à une venue d'eau artésienne accompagnée d'un fort dégagement de gaz (M.Weidmann: comm. pers.).

Les Grès de Suscévaz sont eux aussi localement imprégnés de bitume (534.04/179.24); la teneur moyenne après l'analyse de 4 échantillons est de 1,4% (JORDI 1955).

D'autres indices reportés sur la carte furent signalés jadis par les géologues de la PEK ou par d'autres chercheurs: aux environs de Chavornay et dans le haut Buron près de Bretonneire; il n'ont pas été retrouvés, soit parce qu'ils ont été complètement lessivés, soit parce que les affleurements ont disparu.

#### *Source de gaz de la Minnaz près de Cuarny*

Ce dégagement de gaz (543.70/180.36) était connu depuis bien longtemps des indigènes lorsqu'il fut signalé par JACCARD (1893) dans la littérature scientifique. En 1916, on a ouvert en ce lieu un puits profond de 4 m dans les Grès et marnes gris à gypse, afin de mieux étudier et éventuellement de capter ce gaz, dont le débit était de 442 cm<sup>3</sup>/sec d'après SCHMID (1917). HARTMANN (*in* HEIM & HARTMANN 1919) a de son côté mesuré un débit différent, variant entre 116 et 128 cm<sup>3</sup>/sec, et il donne en outre l'analyse du gaz: 89,2% de méthane et 10,2% d'azote. C'est ce fameux «gaz de Cuarny» qui a dicté l'emplacement du forage pétrolier du même nom (voir ci-dessous). En 1948, le puits de recherche datant de 1916 était comblé et le gaz se dégageait par un tuyau métallique sortant du sol (JORDI 1955). Un chemin de dévestiture agricole asphalté a plus récemment recouvert le site, mais on peut toujours mettre en évidence la présence du gaz en pratiquant dans le bord du chemin une petite fouille ou un sondage à la tarière (voir aussi WEIDMANN 1991).

#### *Indices d'hydrocarbures en sondages*

Les grès bitumineux visibles le long du Talent au sud-est de Chavornay ont motivé en 1912 l'exécution des deux premiers sondages pétroliers de Suisse. Le sondage *Chavornay-1* (533.83/172.04) a rencontré, vers 42 m et 120–125 m de profondeur, des sables légèrement imprégnés de bitume et un peu de gaz, alors que *Chavornay-2* (532.68/172.96) était stérile.

C'est HEIM (*in* HEIM & HARTMANN 1919) qui avait proposé l'emplacement du sondage *Cuarny-1* (543.54/180.38) exécuté entre 1936 et 1940. Le sondage a commencé dans la partie supérieure des Grès et marnes gris à gypse et a atteint la base de la Molasse à 470,5 m de profondeur. Tout au long de cet intervalle molassique, des indices d'hydrocarbures liquides et gazeux furent relevés dans les boues de forage. De plus fortes venues de gaz ont été rencontrées à 833 m et entre 983 et 991 m, alors que le trépan traversait des couches fortement inclinées liées au chevauchement de Pomy-Cuarny (entre 52° et 68°, avec quatre répétitions du «Portlandien–Purbeckien»). Le

forage s'est terminé à 2228,7 m de profondeur, dans des couches subhorizontales (max. 10°) appartenant au Bajocien inférieur (LUTERBACHER 1986–1988).

Le sondage *Essertines-1* (539.77/173.49) fut implanté en 1962 sur une culmination structurale mise en évidence par la sismique. Un test dans les grès marins du Rhétien (2302–2322 m de profondeur) a produit 20,8 m<sup>3</sup> d'huile légère. D'après BÜCHI (1971), le sondage aurait produit en tout plus de 100 tonnes d'huile et quelques milliers de mètres cubes de gaz. Terminé à 2936,1 m de profondeur dans le Keuper, ce sondage n'a pas été mis en production.

Le sondage *Treycovagnes-1* (536.13/180.27) a été foré en 1978 dans le but de tester d'éventuels réservoirs profonds et de reconnaître la structure de l'anticlinal du Mont de Chamblon limité au nord par l'accident chevauchant de Chamblon–Chevressy. Le forage s'est arrêté à 3221,2 m de profondeur, dans des grès d'âge vraisemblablement permien. Il n'a mis en évidence que quelques modestes indices d'huile sans grande signification dans le Jurassique supérieur et inférieur, ainsi que dans le Buntsandstein. La zone de failles inverses de Chamblon–Chevressy a été traversée, avec redoublement du Rhétien entre 1678 et 1815 m et du Keuper entre 2140 et 2348 m de profondeur.

## BIBLIOGRAPHIE

- ALLEN, P. A., MANGE-RAJETZKY, M., MATTER, A. & HOMEWOOD, P. (1985): Dynamic palaeogeography of the open Burdigalian seaway, Swiss Molasse basin. – *Eclogae geol. Helv.* 78/2, 351–381.
- ALTHAUS, H. E. (1947): Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz, I. Teil. 1. Abschnitt: Die ölführende Molasse zwischen Genfer- und Neuenburgersee. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 26.
- ANTENEN, F. (1936): *Geologie des Seelandes*. – Verlag der Heimatkundekommission, Biel.
- AUBERT, D. (1975): L'évolution du relief jurassien. – *Eclogae geol. Helv.* 68/1, 1–64.
- (1981): Géomorphologie du Gros-de-Vaud. – *Mém. Soc. vaud. Sci. nat.* 17/2 (100) (de même: *Bull. Lab. Géol. etc. Mus. géol. Univ. Lausanne* 257).
- AXELROD, A. (1978): Contribution à l'étude géophysique de la région des lacs de Neuchâtel, Bienne et Morat. – Thèse Inst. Géophys. Univ. Lausanne.
- BADOUX, H. & MAUTNER, J. (1975): Carte hydrogéologique du Canton de Vaud au 1:25 000, feuille 1203 Yverdon (avec notice explicative). – Département des Travaux publics, Service des Eaux, Lausanne.
- BERGER, J.-P. (1983): Charophytes de l'«Aquitani» de Suisse occidentale. Essai de taxonomie et biostratigraphie. – *Geobios (Lyon)* 16/1, 5–37.
- (1985): La transgression de la Molasse marine supérieure (OMM) en Suisse occidentale. – *Münchener geowiss. Abh. (A)* 5.
- (1986): Biozonation préliminaire des charophytes oligocènes de Suisse occidentale. – *Eclogae geol. Helv.* 79/3, 897–912.
- BERGER, J.-P., KUNZ, E. & WEIDMANN, M. (1986): La Molasse oligocène du sondage de Noréaz-1 près d'Yverdon (Vaud). – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 78/2 (370), 207–213 (de même: *Bull. Lab. Géol. etc. Mus. géol. Univ. Lausanne* 29/).
- BERSIER, A. (1938): Recherches sur la géologie et la stratigraphie du Jorat. – *Mém. Soc. vaud. Sci. nat.* 6/3 (de même: *Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne* 63).
- (1948): Les sédimentations rythmiques synorogéniques dans l'avant-fosse molassique alpine. – *Int. geol. Congress, 18th Session, London, Proceedings: section C, part IV*, 88–92.
- (1953): Atlas géologique de la Suisse 1:25 000, feuille 27, Jorat (avec notice explicative). – *Comm. géol. suisse*.
- BLANC, P. (1986): Etude hydrogéologique des sources de Thierrens. – Rapport non publié.
- BÜCHI, U. P. (1971): La recherche du pétrole en Suisse. Historique et perspectives. – *Gaz, Eaux, Eaux usées* 51/1.
- BURGER, A. & GORHAN, H. L. (1986): Prospection géothermique le long du pied sud du Jura. Rapport de recherche NEFF N° 165. – *Bull. Centre Hydrogéol. Univ. Neuchâtel* 6, 91–198.
- BUTTY, D. (1970): Etude géologique et géophysique des régions de Cronay et de Molondin. – *Diplôme Univ. Lausanne (iné.)*.
- CARBONNEL, G., WEIDMANN, M. & BERGER, J.-P. (1985): Les ostracodes lacustres et saumâtres de la Molasse de Suisse occidentale. – *Rev. Paléobiol. (Genève)* 4/2, 215–251.
- CUSTER, W. (1927): Carte géologique au 1:25 000, feuilles Siegfried Yverdon, Chavornay, Donneloye, Thierrens. – *Serv. hydrol. géol. natl. (iné.)*.
- CUSTER, W. & AUBERT, D. (1935): Atlas géologique de la Suisse 1:25 000, feuille 5, Mont-la-Ville – La Sarraz – Montricher – Cossonay (avec notice explicative). – *Comm. géol. suisse*.
- Die Mineral- und Heilquellen der Schweiz (1937). – Hrsg: schweiz. Verein analyt. Chemiker, Eidg. Gesundheitsamt & Schweiz. Ges. f. Balneologie u. Klimatologie. Zimmermann, Bern.
- ENGESSER, B. (1990): Die Eomyidae (Rodentia, Mammalia) der Molasse der Schweiz und Savoyens: Systematik und Biostratigraphie. – *Schweiz. Paläont. Abh.* 112.
- ENGESSER, B., HÜRZELER, J. & MAYO, N. (1986): Die Säugetiere des Talent-Profiles: provisorische Faunen-Liste und Altersbestimmungen. – 65. Jahresversammlung schweiz. paläont. Ges., Excursionsführer 27.4.1986, 1–7.



- GABUS, J., WEIDMANN, D. & WEIDMANN, M. (1975): Anciens niveaux lacustres et glissements de terrain à Yverdon - la Villette. - Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 72/5 (348), 217-229 (de même: Bull. Lab. Géol. etc. Mus. géol. Univ. Lausanne 215).
- GAILLARD, M.-J. & MOULIN, B. (1989): New results on the Late-Glacial history and environment of the Lake of Neuchâtel (Switzerland). Sedimentological and palynological investigations at the Palaeolithic site of Hauterive-Champréveyres. - *Eclogae geol. Helv.* 82/1, 203-218.
- GRATIER, M. (1980): Les sols du Plateau vaudois. - *Mém. Soc. vaud. Sci. nat.* 16/3 (99).
- HABICHT, J. K. A. (1987): Lexique stratigraphique international, vol. I: Europe, fasc. 7b: Plateau suisse (Molasse). - Comm. géol. suisse & Serv. hydrol. géol. natl.
- HEIM, ARN. & HARTMANN, A. (1919): Untersuchungen über die petroldführende Molasse der Schweiz. - *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 6.
- HÖGL, O. (1980): Die Mineral- und Heilquellen der Schweiz. - Verlag Paul Haupt, Bern und Stuttgart.
- JACCARD, A. (1869): Description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois. - *Matér. Carte géol. Suisse* 6.
- (1893): Le pétrole de la Molasse vaudoise. Indices et présomptions. - Attinger, Neuchâtel, 1-16.
- JÄCKLI, H. (1950): Untersuchungen in den nacheiszeitlichen Ablagerungen der Orbe-Ebene zwischen dem Mormont und Yverdon. - *Eclogae geol. Helv.* 43/1, 1-12.
- JORDI, H. A. (1951): Zur Stratigraphie und Tektonik der Molasse von Yverdon. - *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 18/55, 1-15.
- (1955): Géologie der Umgebung von Yverdon (Jurafuss und mittelländische Molasse). - *Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.]* 99.
- (1989): Westschweizerisches Molasseplateau, tektonisch-stratigraphische Uebersicht. - Bundesamt f. Energiewirtschaft, Komm. nukleare Entsorgung, Bern, EPA-Nr. 217.456, (iné. conservé aux Archives géologiques suisses).
- (1990): Tektonisch-strukturelle Uebersicht Westschweizerisches Molassebecken. - *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 56/130, 1-11.
- (1993): Tectonique du bassin molassique et de son substratum jurassique-crétacé dans la région Orbe-Yverdon-Grandson. - *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 82/3, 279-299 (de même: *Bull. Lab. Géol. etc. Mus. géol. Univ. Lausanne* 321).
- KASSER, G. (1961): La ville d'Yverdon a cherché pendant des siècles à mieux capter les sources de ses bains. - *Journal d'Yverdon*, 29 juin, 1.
- KASSER, R. (1975): Yverdon, histoire d'un sol et d'un site avec la cité qu'ils ont fait naître. - *Eburodunum* 1, Impr. Cornaz, Yverdon.
- KERN, A. (1982): Etude hydrogéologique et géochimique des sources du Chamblon et des autres sources thermale et minérales de la région d'Yverdon-les-Bains. - *Diplôme Univ. Genève* (iné.).
- KISSLING, D. (1974): L'Oligocène de l'extrémité occidentale du bassin molassique suisse. Stratigraphie et aperçu sédimentologique. - *Thèse Univ. Genève*.
- LAGOTALA, H. (1935): Rapport préliminaire sur la région Est d'Yverdon. - PEK, rapport non publié conservé aux Archives géologiques suisses, Berne.
- (1937): Rapport général de la Commission pour la recherche de pétrole en Suisse. Partie 6: Région Morges-Yverdon-Estavayer-Lucens. Résumé de nos connaissances. - PEK, rapport non publié conservé aux Archives géologiques suisses, Berne.
- LAZREG, H. (1971): Etude géophysique, géologique et hydrogéologique de la région de Concise à Pompaples (Pied du Jura vaudois). - *Matér. Géol. Suisse, Géophys.* 10.
- LOOSER, M. (1990): Sources de Chamblon (sources du Moulinet, sources de Cossaux): étude hydrogéologique pour la revalorisation des sources. - *Rapp. inéd. Bur. P. Blanc. Arch. Serv. ind. Yverdon* (de même: *Dipl. Centre Hydrogéol. Univ. Neuchâtel en prép.*).
- LÜDI, W. (1935): Das Grosse Moos im Westschweizerischen Seeland und die Geschichte seiner Entstehung. - *Veröff. geobot. Inst. Rübel (Zürich)* 11.

- LUTERBACHER, H. (1986–1988): Das Mesozoikum der Bohrung Cuarny-1 (Kt Waadt, Schweizer Mittelland). – Rapport interne (inéd.).
- MAURER, H. (1983): Sedimentpetrographische Analysen an Molasseabfolgen der Westschweiz. – Jb. geol. Bundesanst. (Wien) 126/1, 23–69.
- MERCANTON, J.-S. (1836): Découverte d'une mine d'asphalte dans les environs d'Orbe. – Actes Soc. helv. Sci. nat. (session de Soleure) 101 (1837).
- MERMOD, A. (1883): Les bains d'Yverdon: eau thermale sulfurée sodique: notice. – Bridel, Lausanne.
- MEYER DE STADELHOFEN, C. (1974): Atlas des résistivités électriques apparentes du Moyen-Pays vaudois. – Cah. aménagement rég. 15, Serv. cant. vaud. Urbanisme (Lausanne).
- MURALT, R. (1993): Circulations d'eaux thermales dans la région d'Yverdon-les-Bains (Vaud, Suisse). – Abstract pour réunion annuelle Acad. suisse Sci. nat., Verbier. Centre Hydrogéol. Univ. Neuchâtel.
- NOVERRAZ, F. (1985): Le glissement d'Essert-Pittet-Ependes, avec une carte d'instabilité au 1:10 000. – Etudes régionales, 34–36. Détection et utilisation des terrains instables (D.U.T.I.), Projet d'Ecole, EPF-Lausanne.
- PARRIAUX, A. (1970): Etude géologique et géophysique des régions de Bercher et Thierrens. – Dipl. Univ. Lausanne (inéd.).
- PASQUIER, F. & PERSOZ, F. (1977): Oxydation des calcaires mésozoïques sous la molasse du Plateau suisse et paléokarst. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 43/105, 21–28.
- PETCH, M. (1970): Contribution à l'étude hydrogéologique de la plaine de l'Orbe. – Matér. Géol. Suisse, Géophys. 11.
- PLATT, N. (1992): Fresh-water carbonates from the Lower Freshwater Molasse (Oligocene, western Switzerland): sedimentology and stable isotopes. – Sediment. Geol. 78, 81–99.
- PUGIN, A. (1988): Carte des isohypses de la base des sédiments du Quaternaire en Suisse occidentale, avec quelques commentaires. – Rapp. géol. Serv. hydrol. géol. natl. 3.
- RENEVIER, E. (1853): Note sur le terrain néocomien qui borde le pied du Jura, de Neuchâtel à La Sarraz. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 3, 261.
- RITTENER, T. (1902): Etude géologique de la Côte-aux-Fées et des environs de Sainte-Croix et Baulmes. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 13.
- SCHARDT, H. (1879): Sur la Molasse rouge du pied du Jura (environs d'Orbe). – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 16/82, 514–517.
- (1880): Notice géologique sur la Molasse rouge et le terrain sidérolithique du pied du Jura. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 16/83 (1879), 609–640.
  - (1888): Les sources du Mont-de-Chamblon. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 23, XII.
  - (1898): Notice sur l'origine des sources vaclusiennes du Mont-de-Chamblon. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 26, 211–229.
  - (1900): Compte-rendu de la 18<sup>ème</sup> réunion annuelle de la Soc. géol. suisse. Partie E: Compte-rendu des excursions géologiques, 4<sup>ème</sup> jours – Samedi 5 août 1899. – Eclogae geol. Helv. 6, 148–155.
  - (1902): Chamblon. In: Geographisches Lexikon der Schweiz, vol. I (p. 441). – Attinger, Neuchâtel.
  - (1910a): Rapport géologique et hydrologique sur les sources du Mont Chamblon, en particulier celle du Moulin de Cossaux, et leurs relations avec les eaux du marais de Baulmes. – Rapport non publié.
  - (1910b): Yverdon (Bad). In: Geographisches Lexikon der Schweiz, vol. VI (p. 711–712). – Attinger, Neuchâtel.
  - (1910c): Ueber Färbungsversuche mit Fluoresceïn an unterirdischen Wässern. – Eclogae geol. Helv. 11, 271–275.
  - (1923): Terrain sidérolithique de Goumoens-le-Jux. In: Die Eisen- und Manganerze der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 13/1, 129–137.
- SCHMIDT, C. (1917): Bericht über das Auftreten von Erdgas bei Cuarny. – Rapport non publié.

- SCHUPPLI, H. M. (1950): Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz, III. Teil, 8. Abschnitt: Ölgeologische Untersuchungen im Schweizer Mittelland zwischen Solothurn und Moudon. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 26/3.
- STEHLIN, H. G. (1902): Ueber die Säugetierfauna aus dem Bohnerz des Chamblon bei Yverdon. – *Eclogae geol. Helv.* 7, 365–366.
- (1910): Ueber die Säugetiere der schweizerischen Bohnerzformation. – *Verh. schweiz. natf. Ges.* Basel, Band I.
- THIERRIN, J. (1988): L'eau de la Molasse marine supérieure en Suisse occidentale. – *Bull. Centre Hydrogéol. Univ. Neuchâtel* 8, 93–119.
- VERNET, J.-P. (1958): Etudes sédimentologiques et pétrographiques des Formations Tertiaires et Quaternaires de la partie occidentale du Plateau suisse. – *Eclogae geol. Helv.* 51/3, 1115–1152.
- (1963): Le Sidérolithique du Mormont (Vaud). – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 68 (312), 313–331 (de même: *Bull. Lab. Géol. etc. Mus. géol. Univ. Lausanne* 143).
- (1964): Pétrographie sédimentaire dans la molasse de la région d'Yverdon. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 68 (314), 443–454.
- VITAL, J. & VORUZ, J.-L. (1984): Une nouvelle stratigraphie lacustre holocène à Yverdon. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 77/1 (365), 51–71.
- VUATAZ, F.-D. (1982): Hydrogéologie, géochimie et géothermie des eaux thermales de Suisse et des régions alpines limitrophes. – *Matér. Géol. Suisse, Hydrol.* 29.
- WEIDMANN, M. (1979): Géologie du tronçon vaudois Orbe-Trey du gazoduc Orbe-Mülchi. – *Serv. hydrol. géol. natl.* (inéd.).
- (1982): Situation et description des coupes visitées en 1978. – *Docum. Labo. Géol. Lyon, H. S.* 7, 11–24.
- (1991): Histoire de la prospection et de l'exploitation des hydrocarbures en Pays vaudois. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 80/4, 365–402 (de même: *Bull. Lab. Géol. etc. Mus. géol. Univ. Lausanne* 314).
- WOHLFARTH-MEYER, B. (1987): Etude géologique du cordon littoral III à Yverdon-les-Bains. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 78/3 (371), 321–347.
- (1990): Der Solothurnersee: ein geologischer Mythos? In: SCHIBLER, J., SEDLMEIER, J. & SPYCHER, H. (Ed.): *Festschrift für Hans R. Stampfli: Beiträge zur Archäozoologie, Archäologie, Anthropologie, Geologie und Paläontologie* (p. 319–325). – Helbing & Lichtenhahn, Basel.
- WOHLFARTH, B. & AMMANN, B. (1991): History of the River Aare and the Forealpine Lakes in Western Switzerland. In: STARKEL, L., GREGORY, K. J. & THORNES, J. B. (Ed.): *Fluvial processes in the temperate zone during the last 15 000 years* (p. 301–318). – J. Wiley's, Chichester and New York.
- WOHLFARTH, B. & SCHNEIDER, A.-M. (1991a): Late Glacial and Holocene Litho- and Biostratigraphy of Lake Biel, Western Switzerland. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 80/4, 435–457.
- (1991b): Late Glacial and Holocene lake level fluctuations in Lake Biel, Western Switzerland. – *J. of Quatern. Sci.*, 6/4, 293–302.
- ZAHNER, P., MAUTNER, J. & BADOUX, H. (1974): Etude hydrogéologique des sources thermominérales de Lavey, d'Yverdon et de Saxon. – *Mém. Soc. vaud. Sci. nat.* 15/5 (95).
- ZWAHLEN, F. (1981): Contribution à l'étude hydrologique du bassin de la Mentue. – Thèse Univ. Lausanne.

LISTE DES CARTES <sup>1)</sup>

## Cartes topographiques

1182-1184 } 1202-1204 } 1222-1224 }	Feuilles de la Carte nationale de la Suisse 1:25 000
300-307	Feuilles de l'Atlas Siegfried 1:25 000

Cartes géologiques  
(avec topographie)**Carte géologique générale de la Suisse 1:200 000**

Feuille 1	Neuchâtel, 1944.
Feuille 5	Genève-Lausanne, 1948.

**Carte géologique de la Suisse 1:100 000**

Feuille XI	Pontarlier-Yverdon (2 <sup>e</sup> édition), 1893.
Feuille XII	Freyburg-Bern, 1879.

**Atlas géologique de la Suisse 1:25 000** (feuilles adjacentes)

N° 5	Mont-la-Ville - La Sarraz - Montricher - Cossonay (AS 300-303), 1935 (par W. CUSTER et D. AUBERT).
N° 17	Vallée de Joux (AS 288, 297 <sup>bis</sup> -299 + annexes 291 + 300), 1941 (par D. AUBERT).
N° 27	Jorat: Echallens-Sottens-Cheseaux-Corcelles-le-Jorat (AS 304-307), 1952 (par A. BERSIER).
N° 42	Orbe (CN 1202), 1963 (par D. AUBERT et M. DREYFUSS).
N° 95	Ste Croix (CN 1182), 1994 (par D. RIGASSI et M. JACCARD).

**Cartes géologiques spéciales**

N° 30	Carte géologique de la Côte-aux-Fées et des environs de Ste Croix et Baulmes, 1:25 000, 1902 (par T. RITTENER).
N° 92	Carte géologique des environs de Vallorbe (Jura suisse), 1:25 000, 1921 (par A. B. T. NOLTHENIUS).

**Carte géologique de la France 1:80 000**

N° 139	Pontarlier (2 <sup>e</sup> édition), 1964.
--------	--

**Carte géologique de la France 1:50 000**

N° 557	Pontarlier (feuille XXXIV-25), 1960.
N° 583	Mouthe (feuille XXXIV-26), 1964.

---

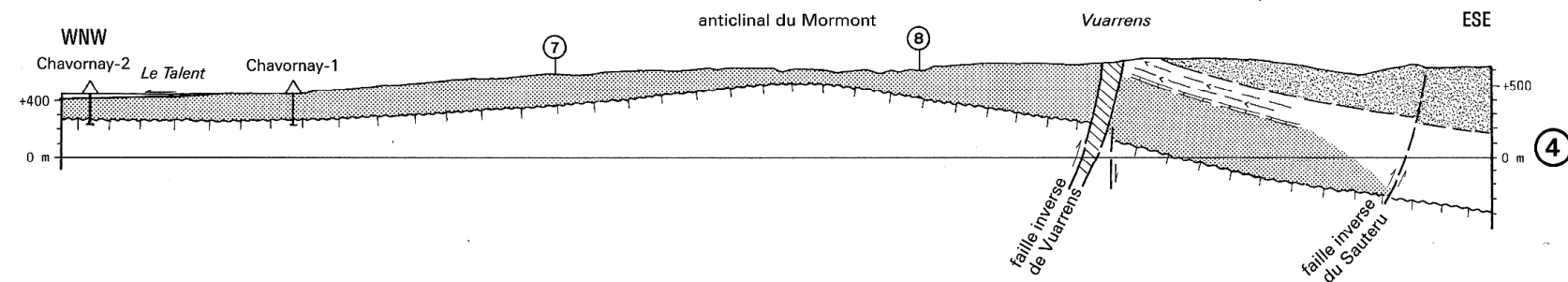
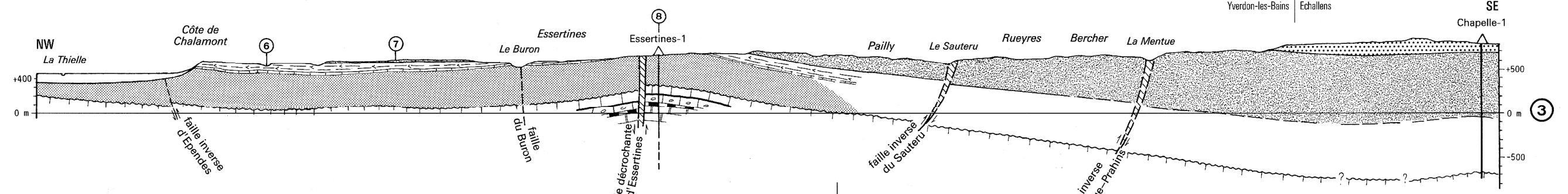
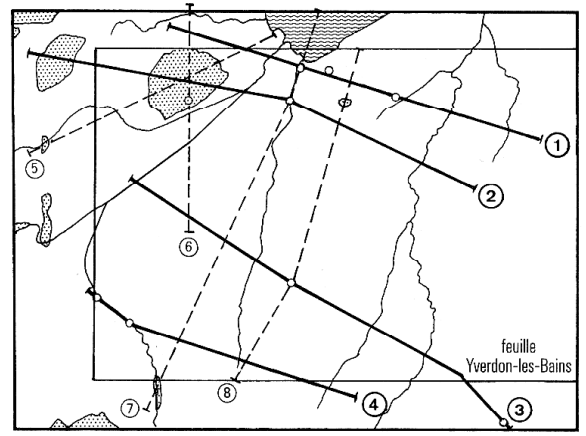
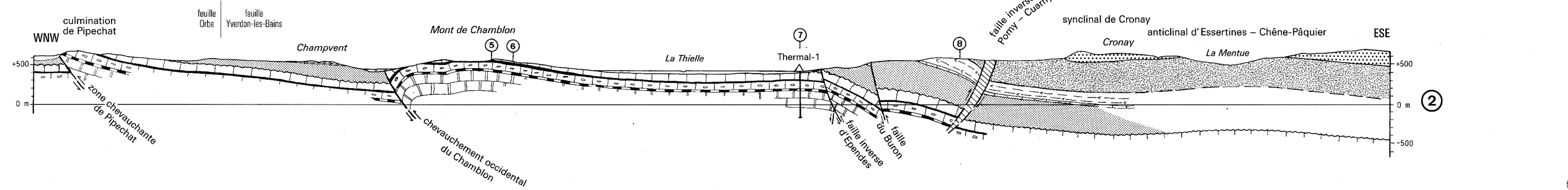
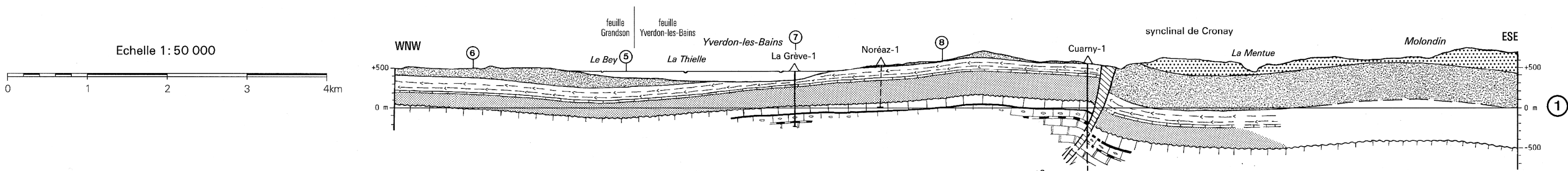
<sup>1)</sup> La carte d'assemblage s'y rapportant se trouve dans la légende de la feuille Yverdon-les-Bains, en haut à gauche.

**Autres cartes (depuis 1900)**

- Be<sup>1)</sup> BERTSCHY, R.: Geologische Kartenskizze der Umgebung von Grandson, 1:50 000. Dans: Geologie der Kreide und Molasse in der Umgebung von Grandson (Kt. Waadt). – *Eclogae geol. Helv.* 51/2, 217–263, 1958.
- Br BRIEL, A.: Carte géologique de la région de Lucens, 1:25 000. Dans: Géologie de la région de Lucens (Broye). – *Eclogae geol. Helv.* 55/1, 189–274, 1962.
- Bu BUTTY, D.: Carte géologique, 1:25 000. Dans: Etude géologique et géophysique des régions de Cronay et de Molondin. – Dipl. Univ. Lausanne, 1970 (inéd.).
- Ja JACCARD, F.: Carte géologique des environs de Corcelles-le-Jorat, 1:25 000. Dans: BIERMANN, C.: Le Jorat. Esquisse géographique. – *Bull. Soc. neuchât. Géogr.* 20, 5–116, 1910.
- Jo<sup>1)</sup> JORDI, H. A.: Geologische Karte der Gegend von Yverdon, 1:25 000, 1955, avec: Geologische Karte des Mont de Chamblon, 1:10 000. Dans: Geologie der Umgebung von Yverdon (Jurafuss und mittelländische Molasse). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 99.
- P<sub>1</sub> PARRIAUX, A.: Carte géologique, 1:10 000. Dans: Etude géologique et géophysique des régions de Bercher et Thierrens. – Dipl. Univ. Lausanne, 1970 (inéd.).
- P<sub>2</sub> PARRIAUX, A.: Broye Hydrogéologie: Carte hydrogéologique, 1:25 000. Dans: Contribution à l'étude des ressources en eau du bassin de la Broye. – Thèse EPF-Lausanne 393, 1981.

---

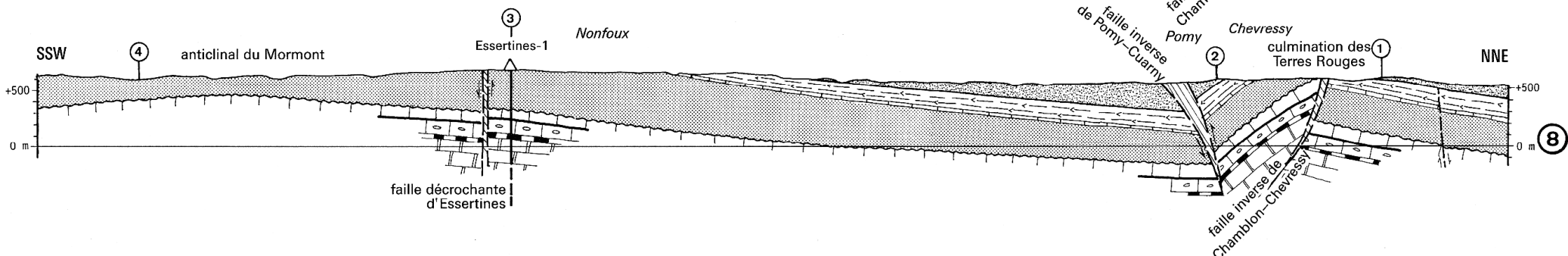
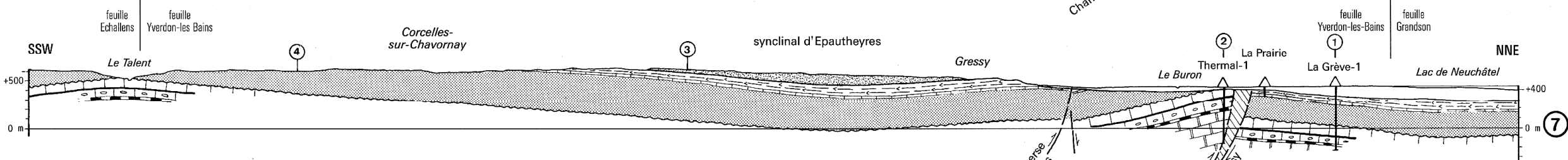
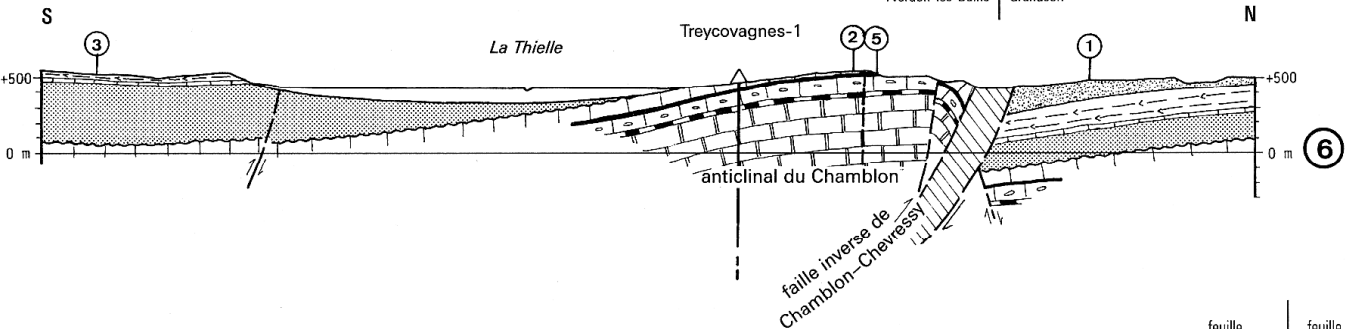
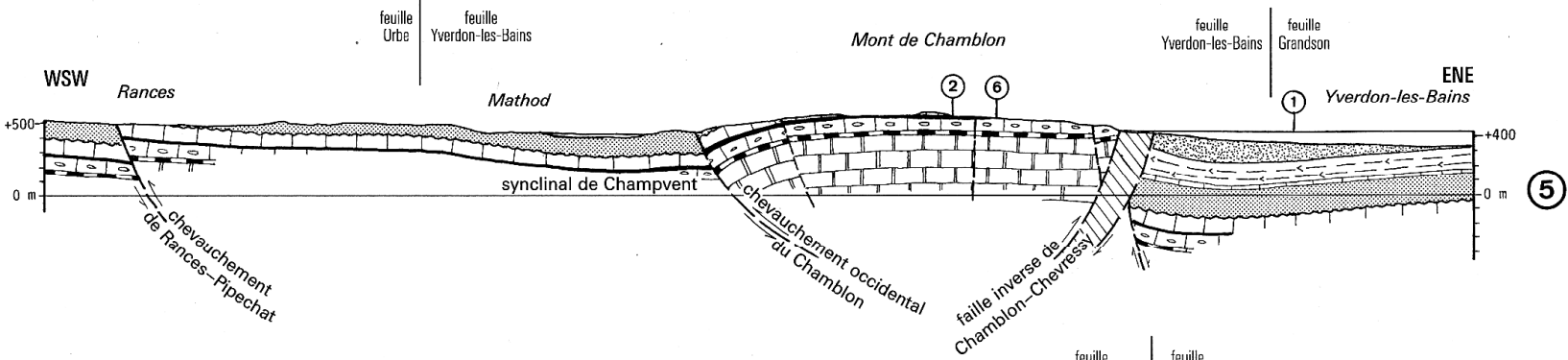
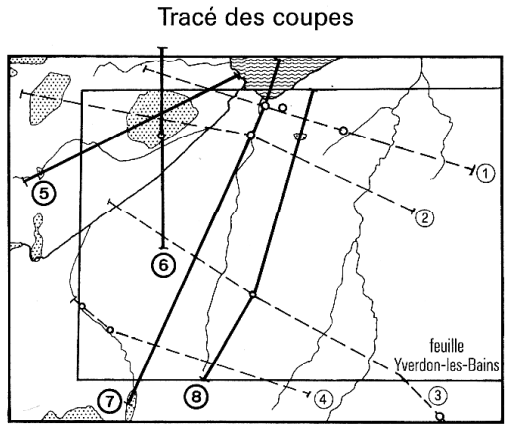
<sup>1)</sup> Sans topographie



- |  |  |                                   |                                      |
|--|--|-----------------------------------|--------------------------------------|
|  | Quaternaire  |                                   |                                      |
|  | Grès marins et Grès coquillier   | Burdigalien                       | Molasse marine supérieure (OMM)      |
|  | Grès et marnes bigarrés, Grès de Cuarny  | Aquitarien                        |                                      |
|  | Grès et marnes gris à gypse  |                                   |                                      |
|  | Calcaires d'eau douce et dolomie   | Chattien                          | Molasse d'eau douce inférieure (USM) |
|  | Marnes bariolées, Grès de Mathod et Grès de type Goumoens                          |                                   |                                      |
|  | Surface érodée du toit du Crétacé avec dépôts sidérolithiques                      |                                   |                                      |
|  | Pierre jaune de Neuchâtel, Marnes des Uttins, «Urgonien jaune» et «Urgonien blanc» | Hauterivien supérieur – Barrémien |                                      |
|  | Marnes et marno-calcaires d'Hauterive  | Hauterivien inférieur             |                                      |
|  | Calcaires et marnes oolithiques, Marbre bâtard, Marnes d'Arzier et Calcaire roux   | Berriasien – Valanginien          |                                      |
|  | Calcaires et marnes lacustres  | «Purbeckien»                      |                                      |
|  | Calcaires massifs  | Kimméridgien – Tithonien          |                                      |
- Zone de failles
- Intersection des coupes
- Sondage profond

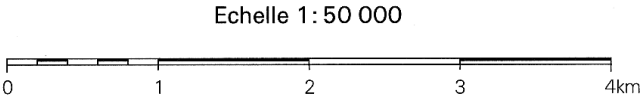
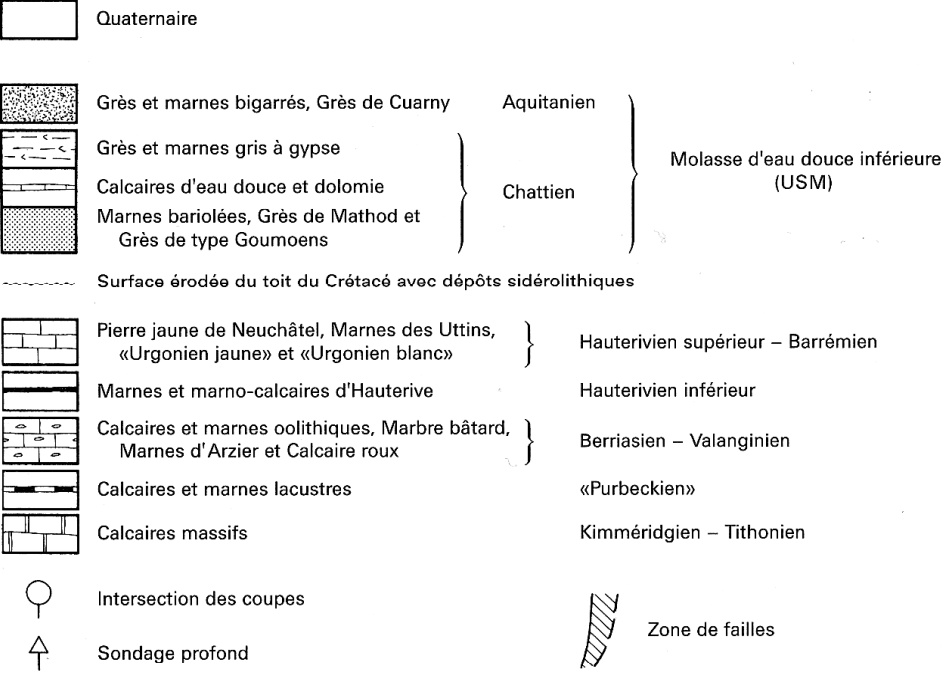
Coupes géologiques à travers la région de la feuille Yverdon-les-Bains (I)

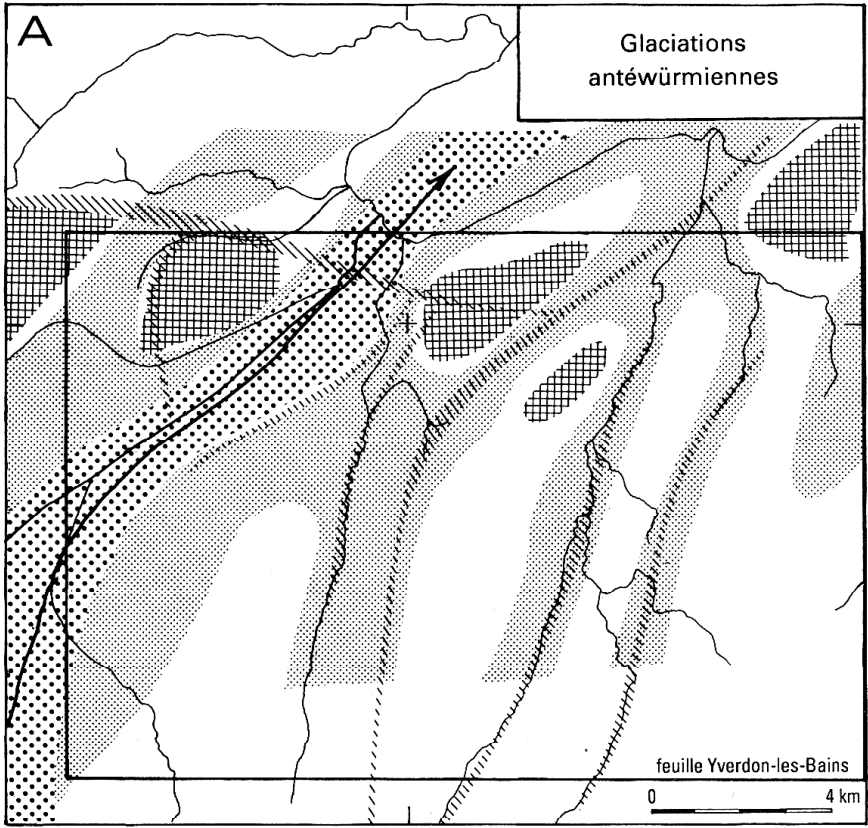
par  
H.A. Jordi



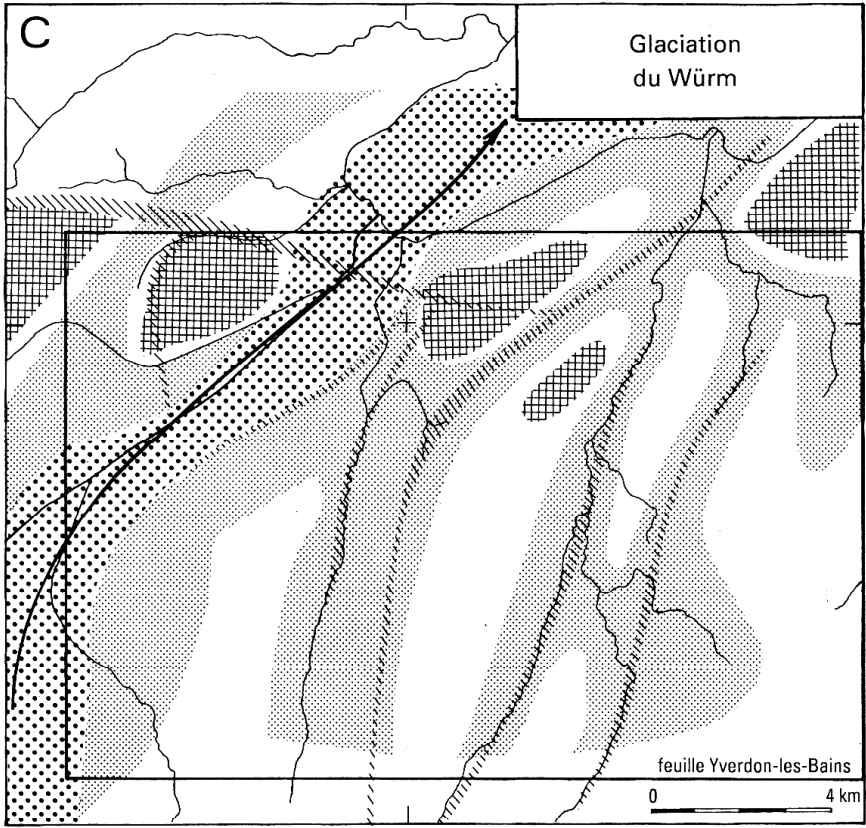
Coupes géologiques à travers la région de la feuille Yverdon-les-Bains (II)

par  
H.A. Jordi





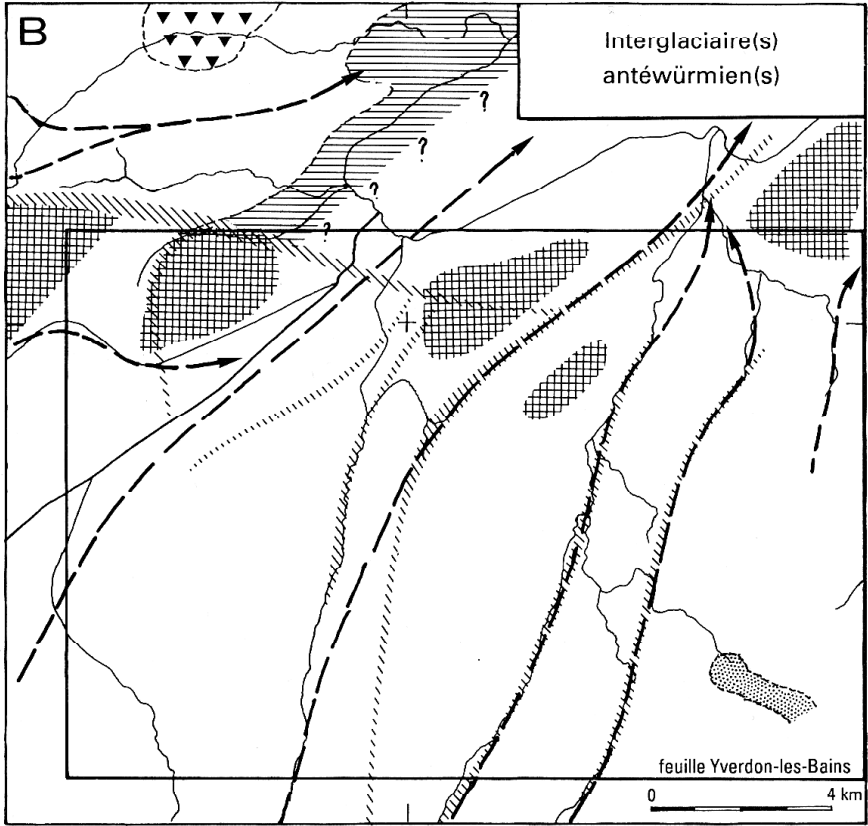
- Profond chenal d'érosion dans l'axe d'écoulement du glacier principal
- Larges vallées glaciaires, en partie le long d'accidents tectoniques
- Régions présentant une érosion glaciaire relativement faible



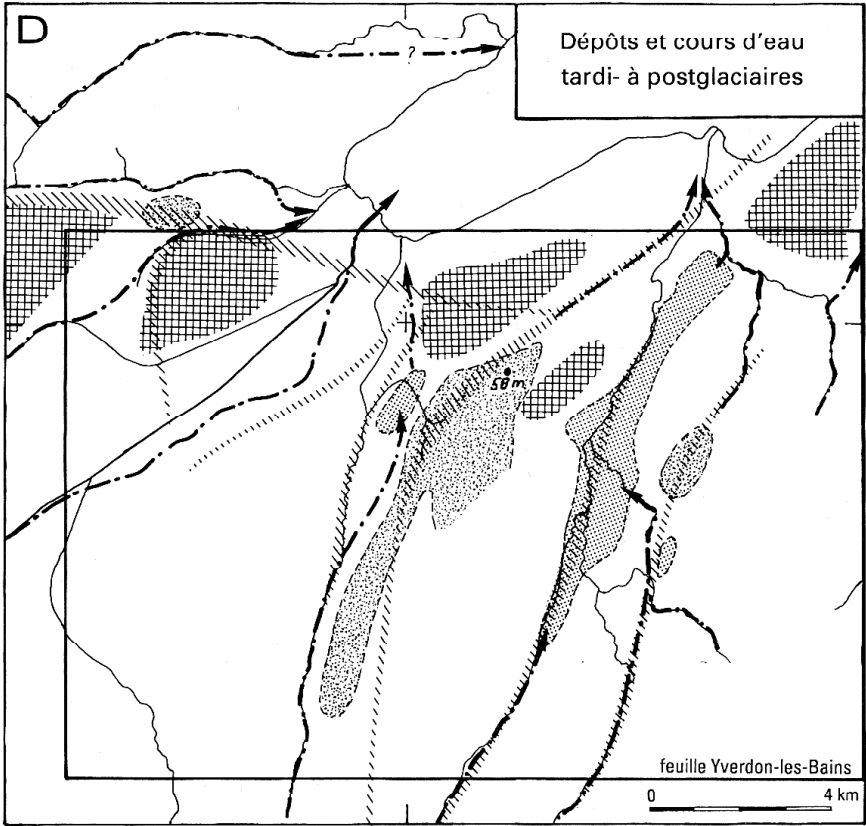
- Profond chenal d'érosion dans l'axe d'écoulement du glacier principal
- Larges vallées glaciaires, en partie le long d'accidents tectoniques
- Régions présentant une érosion glaciaire relativement faible

**Erosion glaciaire et fluviale,  
sédimentation inter- et postglaciaire,  
modification du réseau hydrographique**

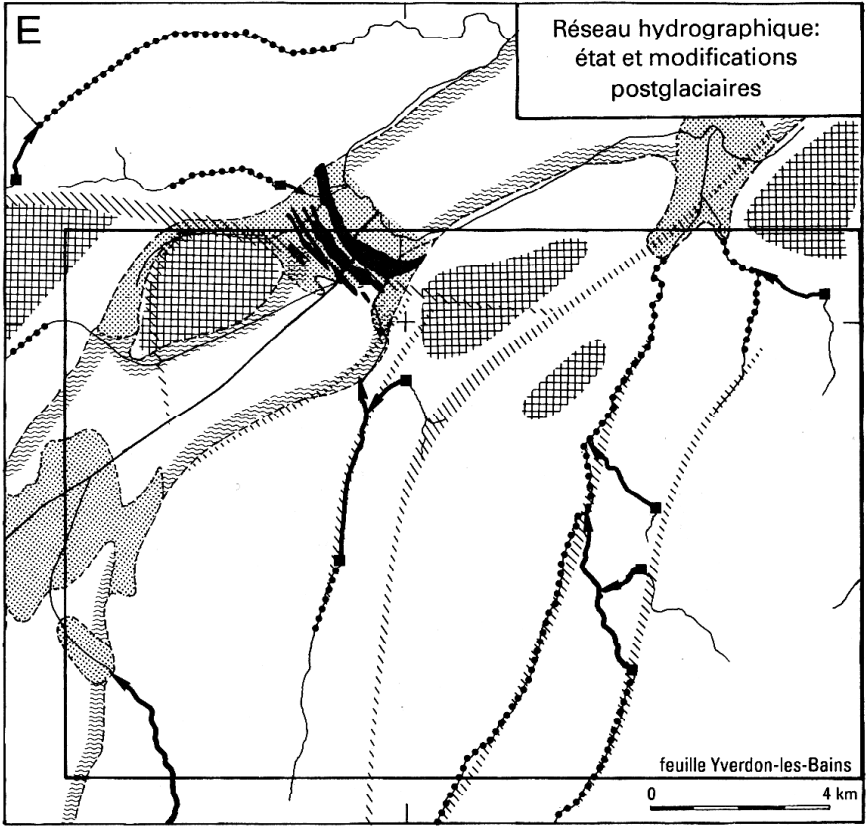
- Légende pour toutes les cartes**
- Eminences ayant particulièrement résisté à l'érosion glaciaire
  - Zone de failles
  - Réseau hydrographique actuel et contour du lac de Neuchâtel



- Eboulement interglaciaire antéwürmien
- Dépôts lacustres interglaciaires antéwürmiens (craie, charbon, sable)
- Chenal graveleux antéwürmien
- Cours d'eau antéwürmiens présumés



- Moraines würmiennes responsables du blocage de cours d'eau antéwürmiens
- Graviers et sables tardi- à postglaciaires, déposés dans des lacs temporaires
- Cours d'eau tardi- à postglaciaires



- Lac postglaciaire subjurassien (niveau entre 425 et 437 mètres d'altitude), avec cônes d'alluvions (d'après PETCH 1970)
- Cordons littoraux d'Yverdon-les-Bains
- Gorges creusées par une forte érosion fluviale dans les larges vallées glaciaires
- Capture et détournement de cours d'eau par érosion régressive