

<b>Zeitschrift:</b>	Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles
<b>Herausgeber:</b>	Société Vaudoise des Sciences Naturelles
<b>Band:</b>	77 (1984-1985)
<b>Heft:</b>	365
<b>Artikel:</b>	Les formations quaternaires de l'Orbe et du Nozon au pied du Jura
<b>Autor:</b>	Arn, Robert / Aubert, Daniel
<b>DOI:</b>	<a href="https://doi.org/10.5169/seals-278500">https://doi.org/10.5169/seals-278500</a>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 13.01.2026

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

BULLETIN N° 275 des Laboratoires de Géologie, Minéralogie, Géophysique  
et du Musée géologique de l'Université de Lausanne

## Les formations quaternaires de l'Orbe et du Nozon, au pied du Jura<sup>1</sup>

PAR

ROBERT ARN<sup>2</sup>

AVEC LA COLLABORATION DE DANIEL AUBERT

*Abstract.* – Relationships between the glaciers of the Jura and the Rhone glacier during the last important glacial advance (Würm maximum) are described. A further advance of the Jura glaciers on Rhone glaciers moraines does not appear to be connected to climatic cooling but to the outflow of the ice-cap from the closed basin of the Joux valley, upon released following the retreat of the Rhone glacier.

### INTRODUCTION

L'Orbe et le Nozon sont deux rivières issues de la chaîne jurassienne vaudoise dont elles s'échappent par deux vallées synclinales parallèles de direction W-E, pour rejoindre la plaine de l'Orbe, la première à Orbe, la seconde à Pompaples. Elles ont été le théâtre de la rencontre des glaciers du Rhône et du Jura, et présentent à ce titre un intérêt particulier.

Les formations quaternaires du vallon du Nozon sont peu abondantes et n'ont pas suscité beaucoup d'intérêt chez les géologues. Celles de la vallée de l'Orbe sont mieux connues et ont été étudiées à plusieurs reprises, notamment à l'occasion de travaux de stabilisation de glissement de terrain ou lors du percement des galeries hydroélectriques.

H. SCHARDT (1883) signalait déjà l'existence de sédiments fins près des Clées. En l'année 1900, il réalisa, avec l'aide de M. Matthey instituteur à Vallorbe, une étude géologique inédite sur le glissement de terrain qui menaçait la voie ferrée à l'E du Day. Il indiqua à cette occasion l'existence d'une ancienne vallée, dont la profondeur dépasse de 40 m le niveau

<sup>1</sup> Travail publié dans le cadre du projet N° 2.678-0.80 du Fonds national suisse de la recherche scientifique.

<sup>2</sup> Institut de Géologie, 1015 Lausanne-Dorigny.

actuel du Thalweg, et dont le cours contourne le Day par le S, sous Champ du Bois.

H. SCHARDT (1908) précise l'emplacement des deux vallées préwürmien-nes du Day et des Clées.

M. LUGEON (1905, rapport CFF inédit) reprend en détail l'étude du glissement du Day. Il propose quelques solutions de stabilisation, mais n'apporte pas de nouveaux éléments lithologiques.

A.-B. NOLTHENIUS (1921) dresse une première carte géologique de la région. Le glacier du Rhône a pénétré dans les deux vallées de l'Orbe et du Nozon jusqu'à la hauteur de l'abscisse 521,5. Plus à l'E, ses dépôts, s'ils existent, sont recouverts de moraine jurassienne. Il attribue cette dernière à la présence de glaciers locaux occupant les vallons de Vallorbe et de Vaulion, sans faire intervenir une alimentation glaciaire en provenance de la vallée de Joux.

D. AUBERT (1943) met en évidence l'existence d'un glacier de Joux würmien remplissant le bassin fermé, dont il débordait par les cols de Pierre à Punex et de Petra Felix. Le niveau de cette glace jurassienne a été réglé par la cote du glacier du Rhône contre lequel elle butait. Il suppose qu'une récurrence jurassienne a accompagné le retrait rhodanien dans les vallées de l'Orbe et du Nozon. Le même auteur (1956) entreprend l'étude de l'hydrographie ancienne de la Gorge de l'Orbe. Ses conclusions sont exposées dans notre première partie dont la paternité revient à Monsieur Daniel Aubert, qui a bien voulu présenter une nouvelle hypothèse hydrographique.

La feuille 1222 (Orbe) de l'Atlas géologique de la Suisse au 1:25 000 (AUBERT, 1963) met en évidence une importante extension orientale de la moraine jurassienne superposée au glaciaire rhodanien, dans les deux vallées considérées.

Enfin, D. AUBERT (1965) suppose une première invasion de la cuvette de Vallorbe par le glacier du Rhône, reflué ensuite par les glaces jurassiennes. Il avance pour la première fois, l'audacieuse mais séduisante hypothèse d'une calotte glaciaire jurassienne, atteignant près de 2000 m d'altitude, et s'étendant du Pied du Jura vaudois, où elle repoussait le glacier alpin, jusqu'au bassin de Pontarlier-Nozeroy et à la hauteur de la vallée de l'Ain.

L'existence de cette calotte est confirmée par les recherches de CAMPY (1982) dans le Jura francomtois.

L'étude de la vallée de l'Orbe comprendra trois parties. La première en exposera l'aspect géologique et hydrographique. Dans les deux suivantes, nous présenterons les descriptions et interprétations des sédiments glaciaires dans les deux régions où ils abondent particulièrement: celle du Day – Ballaigues et celle de Lignerolle. Nous traiterons ensuite des deux tronçons de la vallée du Nozon qui nous ont paru les plus intéressants, celui des Jorats et celui de Romainmôtier – Juriens. La conclusion réunira les informations apportées par les deux vallées.

## LA VALLÉE DE L'ORBE

### GÉOLOGIE ET HYDROGRAPHIE ANCIENNE DE LA GORGE DE L'ORBE

A partir de Vallorbe, l'Orbe s'écoule dans une profonde gorge creusée dans les calcaires jurassiques et crétacés et dans la molasse, puis contourne l'anticlinal d'Orbe pour atteindre sa plaine. On peut y distinguer plusieurs secteurs.

a) De Vallorbe au Day, il existe sous les matériaux morainiques, un ancien sillon signalé autrefois par SCHARDT (1908). La rivière actuelle s'en écarte dans un canyon rocheux, puis rejoint son cours primitif par la cascade du Day.

b) De là jusqu'à 500 m en aval des Clées, la gorge conserve à peu près le même aspect, sauf aux Clées précisément, dont la colline rocheuse est limitée au N par l'ancienne vallée comblée d'argiles glaciolacustres et au S par une étroite incision épigénétique. Ailleurs la vallée est relativement ouverte, avec des versants accidentés de replats et de ravins, et parsemés de placages morainiques. Son originalité réside dans le fait que dans toute sa longueur, compte tenu de la déviation des Clées, le lit de la rivière n'est nulle part rocheux. Des argiles feuilletées y ont été découvertes par divers travaux :

- un sondage signalé par SCHARDT, implanté au pied de la cascade du Day, en a traversé 40 m ;

- 1300 m en amont des Clées, et aux Clées même, des travaux de génie civil et des sondages géoélectriques pour le compte de la C.V.E. ont révélé l'existence de ces matériaux plusieurs mètres en dessous du niveau de la rivière ;

- enfin, à la limite aval du secteur, des sondages sismiques et électriques effectués par M. le professeur MEYER DE STADELHOFEN, ont abouti au même résultat.

La preuve est donc faite que dans ce tronçon, le cours de l'Orbe occupe l'emplacement d'un étroit sillon, prolongement de celui de Vallorbe au Day, où sa profondeur mesurée à partir du niveau de la rivière dépasse 40 m.

c) Dans le secteur suivant l'aspect de la vallée se modifie ; quittant son lit marneux, l'Orbe pénètre dans un canyon rocheux d'une grande fraîcheur morphologique. Toutefois son versant N est occupé à mi-hauteur par une énorme masse de moraine alpine limitée elle-même extérieurement par des affleurements de Barrémien. Que devient le sillon profond dans ce nouveau cadre ? Dans un ancien travail, (AUBERT, 1956) on imaginait qu'il devait s'interrompre à l'entrée du canyon ; il est plus vraisemblable qu'il se prolonge sous la moraine en épousant la forme de la « barre barrémienne »<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Il est exclu que cet obstacle soit traversé par un ancien sillon au point où il s'interrompt sur la carte géologique, sinon la galerie d'aménée de l'usine hydroélectrique de Montcherand l'aurait rencontré (Rapport MILLOUD non publié).

Au-delà, l'Orbe coule dans une gorge étroite et sinuuse, sur un lit rocheux, entre des versants abrupts et continus. Ces caractères, bien visibles sur la carte topographique au 1:25 000, montrent sans aucun doute qu'il s'agit d'une entaille récente, postglaciaire. Cette remarque est confirmée par une observation capitale de PETCH (1970) dans son étude hydrogéologique de la plaine de l'Orbe, à savoir l'inexistence d'un ancien sillon d'érosion de l'Orbe et l'âge récent de son cône à son débouché dans la plaine.

Le problème se pose donc de savoir où elle s'écoulait auparavant. On peut penser comme SCHARDT l'avait déjà supposé, qu'elle utilisait le vallon de Bretonnières qui s'ouvre sur le versant droit de la gorge et rejoint la vallée et le fossé tectonique du Nozon au N de La Sarraz. Dans le contenu morainique de ce vallon, le Nozon a façonné un modeste sillon qui l'a conduit d'abord vers l'Orbe, puis, par déversement, dans la direction opposée suivant son cours actuel. La dépression rocheuse sous-jacente, beaucoup plus spacieuse, doit évidemment son origine à un cours d'eau plus important, l'Orbe vraisemblablement.

Il reste à expliquer la «porte de sortie» du sillon profond qui s'interrompt en aval des Clées. Deux hypothèses peuvent être envisagées.

La première, exposée dans un travail précédent (AUBERT, 1956), le raccorde au vallon de Bretonnières, dont un mouvement tectonique récent l'aurait dénivelé.

La seconde, qui nous paraît aujourd'hui plus crédible, le considère comme une vallée aveugle, et imagine que l'Orbe qui s'y écoulait, prolongeait son cours par voie souterraine pour alimenter finalement une résurgence. Un seul endroit convient pour localiser cette deuxième source de l'Orbe – la première étant en amont de Vallorbe – c'est le petit bassin d'Eclépens – La Sarraz, rempli de sédiments alluvio-morainiques, profonde échancrure en contre-bas de massifs calcaires, parcourue aujourd'hui par la Venoge. Selon notre hypothèse, ce serait donc la reculée de l'ancienne résurgence de l'Orbe.

L'hydrographie de l'Orbe comporterait donc trois épisodes successifs :

- un ancien écoulement, à un niveau élevé, par les vallons de Bretonnières et du Nozon en direction du Léman;
- un cours ultérieur, plus bas que l'actuel, rejoignant la vallée de la Venoge par voie souterraine;
- l'écoulement actuel vers la plaine de l'Orbe, par un canyon épigénétique postglaciaire.

Ancien affluent du Léman, l'Orbe s'en serait donc détournée récemment au profit de la dépression subjurassienne.

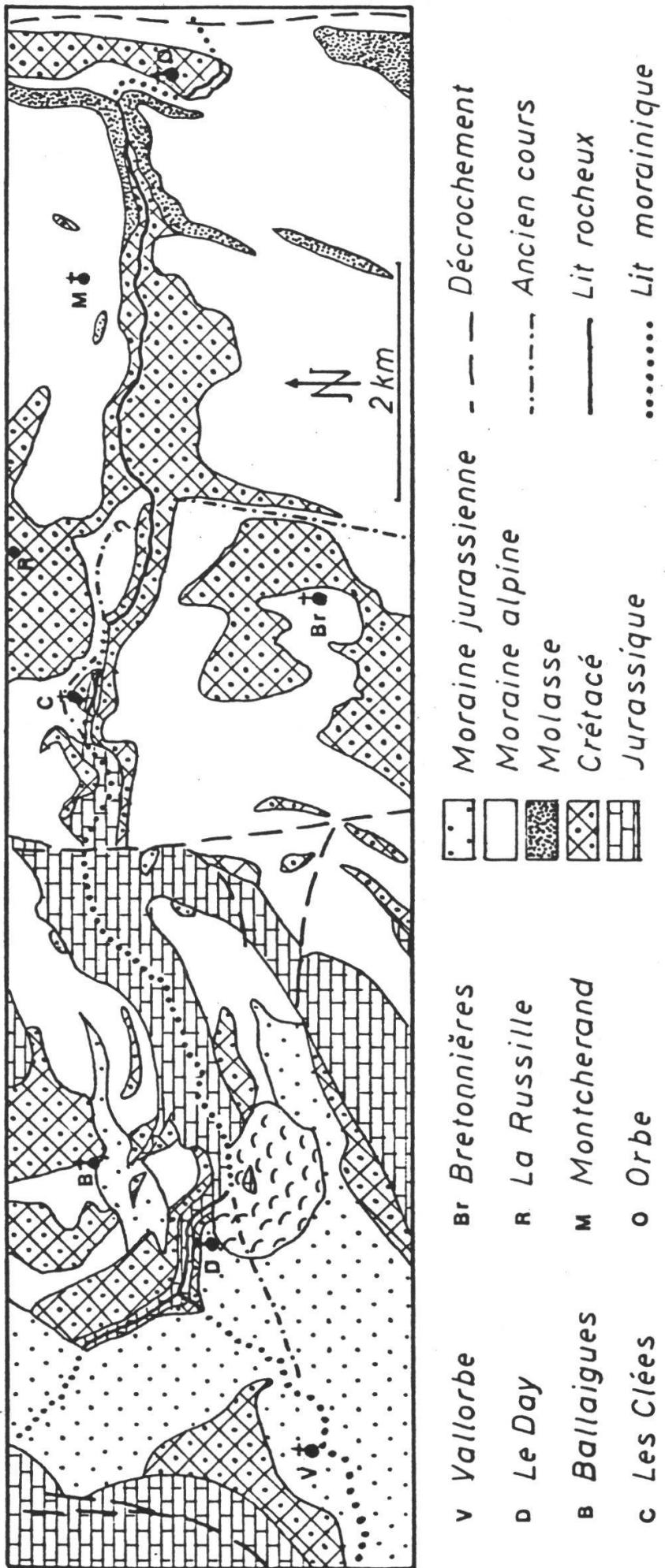


Fig. 1. Carte géologique simplifiée des gorges de l'Orbe entre Vallorbe et Orbe.

### RÉGION DU DAY ET DE BALLAIGUES

En aval du Day, l'Orbe s'engage dans une vallée de plus de 150 m de profondeur. Les deux versants sont affectés par des glissements de terrain, notamment en rive droite où ceux des Gaudennes et de Praz Matthey déforment périodiquement la route et la voie ferrée. Les affleurements de Quaternaire ne montrent en général que du matériel déplacé et perturbé. Des sédiments quaternaires en place ou peu déplacés s'observent cependant en trois endroits :

1. Dans le lit du petit ruisseau descendant de la ferme de la Torche (521050/174630), des sables fins, parfois limoneux, très compacts, bien stratifiés horizontalement et sans galets, affleurent entre 662 et 665 m. A 670 m, le ruisseau traverse un niveau à blocs dont un granite de plus de 1 m<sup>3</sup>. Plus haut, les matériaux sont glissés : entre 685 et 710 m, ce sont des limons argileux gris-jaunes, sans stratification apparente, contenant des galets, surtout à la base. La proportion de matériel jurassien dépasse 80%. Une argile à blocs à nette dominance jurassienne (plus de 95% de galets jurassiens) affleure à 740 m.

2. Au centre du glissement actif des Gaudennes, l'affleurement de la Roche de Terre signalé par SCHARDT (1900) subsiste (521325/174525). Ce sont des sables et graviers sableux compacts visibles entre 700 et 717 m. Les graviers prédominent à l'W de l'affleurement. Ils sont souvent très bien triés et pauvres en sables, et dessinent des chenaux. Les galets sont à nette dominance jurassienne. A l'E de l'affleurement, les sables sont présents sur toute la hauteur. Ils sont généralement stratifiés horizontalement et contiennent localement des galets épars sur lesquels aucune strie n'a été observée. Des graviers sableux et des sables à nette dominance jurassienne affleurent également au bas du sentier qui relie le Saut du Day à l'ancienne Usine (521075/174675), entre 674 et 680 m. Cette unité graveleuse est déformée et recouverte par un glissement de terrain. Nous ne l'avons pas reportée sur la fig. 2, ne connaissant pas son emplacement originel.

3. Au sud de Ballaigues, un petit affluent de l'Orbe a entaillé des sédiments quaternaires : à 750 m (522070/175325), il s'agit d'une argile à blocs dont les galets sont à 99% jurassiens. A 750 m affleurent des limons argileux à rares galets jurassiens et alpins en proportion équivalente. Ceux-ci semblent se poursuivre jusqu'à 700 m où l'on rencontre les calcaires sous-jacents.

#### *Forages du versant sud*

Neuf forages ont été réalisés pour l'étude du grand glissement du Day et en vue de sa correction. Deux d'entre eux, parmi les plus complets et les plus significatifs, sont représentés sur la fig. 2 (Dy N1: 521110/174280, Dy N2: 520945/174245).

Ces forages révèlent l'existence de trois faciès dominants:

- des limons argileux ou sableux à cailloux épars rencontrés généralement au sommet;
- des limons argileux stratifiés, présents surtout à la base;
- des sables et graviers qui n'ont été atteints qu'à la base du sondage Dy N1.

Les deux premiers ont des points communs: des stratifications sporadiques existent dans les limons à cailloux et de rares galets se rencontrent dans les limons stratifiés. Dans l'ensemble, le nombre des fragments rocheux est en proportion inverse de la stratification. En revanche, le troisième faciès est constitué de bancs de sable faiblement inclinés au N, interrompus par des lentilles graveleuses irrégulières.

Ces trois faciès ont une composition pétrographique semblable, caractérisée par une dominance des éléments jurassiens (77-83%), une proportion appréciable de calcaires gris ou noirs de provenance indéterminée (16-21%), et quelques rares galets cristallins (1.7-1.5% pour les limons à galets, 0.5% pour les sables et graviers).

Les éléments grossiers des limons comprennent tous les types morphologiques, depuis des fragments subanguleux de calcaires locaux jusqu'aux galets glaciaires caractéristiques. Ceux des graviers inférieurs s'en diffèrent par une usure plus prononcée qui s'exprime par la moyenne, 340, et la médiane, 310, de leur degré d'émoussé.

Outre ces trois faciès, le sondage II (521475/174364) a rencontré à 2 m de profondeur une argile à blocs dont les galets sont exclusivement jurassiens. Elle est généralement décapée ou remaniée par les glissements superficiels. Sa présence au sommet des dépôts limoneux stratifiés est cependant confirmée par l'examen des nombreuses niches d'arrachement.

15 échantillons ont été prélevés dans les limons stratifiés du sondage II, entre 740 et 722 m d'altitude, et 3 autres à la base du sondage IV (521565/174295) entre 730 et 731 m. Ils n'ont livré que quelques pollens de pins très abîmés et des spores de mousses.

#### *Forages du versant nord*

De nombreux sondages ont été réalisés pour l'étude du tracé de l'AR N9. Leurs relevés ont été mis aimablement à notre disposition par le bureau de construction des autoroutes que nous remercions vivement de son obligeance. La plupart ont rencontré la roche en place sous 0-8 m d'argile à blocs généralement locale. Au sud de Ballaigues, la ligne de sondage traverse deux petits vallons où l'épaisseur des sédiments quaternaires est importante. Celui situé en amont du crêt 829.8 a pour nom Grande Combe. Il s'agit d'un glissement de terrain plus ou moins stabilisé. Le vallon aval est drainé par un ruisseau dont la coupe est décrite plus haut. La partie de la pente située en dessous est en glissement actif.

Les principaux sondages effectués dans ces deux vallons sont représentés sur la fig. 1. Les faciès lithologiques sont analogues à ceux qui ont été traversés sur le versant sud.

Le résultat des investigations polliniques a été plus heureux: sur 3 échantillons prélevés sur les carottes du sondage Ba24 (521 380/175 486), 2 se sont révélés positifs. A part quelques pollens remaniés tels que *Corylus*, *Ulmus*, *Alnus*, on dénombre:

Profond.	Alt.	<i>Pinus</i>	<i>Betula</i>	<i>Picea</i>	<i>Graminées</i>	<i>Artemisia</i>	<i>Chenopod.</i>	Autres herbacées
13.2 m	775	13%	—	—	52%	3%	8%	24%
20.2 m	765	17%	4%	4%	36%	4%	4%	31%

### *Interprétation (région le Day – Ballaigues, voir fig. 2)*

La moraine de fond rhodanienne n'affleure pas dans cette région en dessous de 900 m. Elle a été rencontrée sous son aspect typique par le sondage Ba 56 (521 838/175 514) dans la combe de Ballaigues, et sous un faciès plus graveleux par les sondages Ba 24 et 47 dans la Grande Combe. De nombreux blocs alpins sont visibles sur les deux versants, mais leur histoire n'est pas connue. Ils pourraient provenir aussi de sédiments glacio-lacustres.

La moraine de fond rhodanienne semble ainsi n'être présente que sous forme de lambeaux, parfois remaniés, et reposant directement sur le socle bassement rocheux. Une période d'érosion aurait donc suivi son dépôt et précédé la phase de sédimentation des limons stratifiés. Sa présence est à attribuer au glacier du Rhône, dont une langue devait remonter le cours de l'Orbe et atteindre au moins 800 m en contre-bas de Ballaigues. Il n'est pas exclu qu'elle ait poussé plus amont (AUBERT, 1965, p. 566).

Nous n'avons pas d'éléments permettant de dater cette première moraine. Deux hypothèses se présentent:

1. Elle peut être liée à une première avance würmienne, suivie d'un retrait momentané la soumettant à l'érosion.
2. Elle peut être préwürmienne (Riss ou plus ancien) et la phase d'érosion qui lui a succédé interglaciaire.

Les argiles feuilletées signalées par SCHARDT (1908) au pied du Saut du Day, jusqu'à 40 m au moins en dessous du lit actuel, n'affleurent pas. SCHARDT (1900) les fait monter jusqu'à environ 650 m d'altitude, où elles font place à des sables, qu'il poursuit jusqu'à 685 m. Le petit affleurement de sables fins situé au bas du ravin de la Torche, à 665 m, confirme partiellement son interprétation.

Ces sédiments fins du Saut du Day formeraient donc une unité d'origine lacustre, qui constitue la base du remplissage de la vallée préwürmienne du Day.

L'existence d'un lac dans les gorges de l'Orbe peut avoir trois origines:

1. un éboulement faisant barrage en aval; il n'en subsiste pas de traces aujourd'hui;

2. un barrage rocheux par suite d'un soulèvement tectonique; hypothèse peu probable: il faudrait dans ce cas que l'accident se produise « très rapidement », sans quoi l'érosion fluviatile creuserait un exutoire au fur et à mesure du mouvement;

3. un barrage glaciaire rhodanien. Bien que le caractère glaciaire de ces sédiments fins ne soit pas bien accusé, cette hypothèse est la plus probable. Nous n'avons pas d'éléments permettant de dater cet événement. Il est vraisemblable d'admettre qu'il s'agit de la progression du glacier du Rhône würmien (voir fig. 8/2).

Les graviers et sables jurassiens de Roche de Terre constituent apparemment la suite du remplissage de la vallée préwürmienne du Day. Leur milieu de sédimentation est surtout lacustre, notamment à la base et à l'E, comme en témoigne l'horizontalité des couches. Les graviers visibles à l'W de l'affleurement ont un caractère fluviatile plus ou moins profond. Ils trahissent un abaissement temporaire du niveau du lac. Le passage de ces sables et graviers aux calcaires portlandiens qui affleurent 20 m en contrebas n'est pas connu. SCHARDT (1900) prétend que la sédimentation lacustre se poursuit vers le bas pour rejoindre celle des argiles feuilletées du Saut du Day.

Ces graviers et sables jurassiens ont été atteints par le sondage Dy N1. Ils sont infraposés à une épaisse formation glaciolacustre (Gaudennes, voir plus loin). Il n'y a pas trace de moraine de fond rhodanienne par dessus. La totalité du remplissage de l'ancienne vallée du Day peut ainsi être considérée comme une unité lacustre et glaciolacustre postérieure au dépôt de la moraine rhodanienne atteinte par sondage sur le versant gauche. Cette conception, basée sur les travaux de SCHARDT, plaide en faveur de la seconde hypothèse que nous avons émise au sujet de l'âge de la moraine de fond rhodanienne inférieure.

Le glaciolacustre des Gaudennes a été abondamment sondé sur les deux versants. Il s'agit de limons plus ou moins argileux, contenant des quantités très variables de galets isolés, surtout jurassiens, parfois alpins, avec de rares et minces épisodes graveleux. Ils reposent localement, vers 730 m, sur des sables et graviers jurassiens, et atteignent au moins 798 m dans la zone peu glissée de la combe de Ballaigues. Le contenu pollinique et la présence constante de galets striés alpins ne laissent aucun doute sur l'origine du barrage lacustre: il s'agit du glacier du Rhône, qui devait stationner en aval. La proportion dominante de galets striés jurassiens indique également la proximité du glacier local de l'Orbe. On se trouve donc en présence d'un lac glaciaire, séparant les fronts de deux glaciers en stationnement ou en progression lente (voir fig. 8/3).

C'est le glacier de l'Orbe qui le premier a transgressé sur les dépôts glaciolacustres. La moraine de fond jurassienne se rencontre un peu par-

tout en surface du glissement des Gaudennes; elle est visible dans le ruisseau qui descend de Ballaigues et a été traversée par de nombreux sondages là où les glissements superficiels ne l'ont pas découpée. La feuille Orbe de l'Atlas géologique de la Suisse donne une idée de son extension (AUBERT, 1963). Il faut distinguer deux zones:

a) en amont de Ballaigues, elle atteint près de 1000 m d'altitude sur les deux versants et repose directement sur le soubassement calcaire.

b) en aval de ce village, elle est localisée seulement en dessous de 870 m, recouvre la moraine alpine, et se poursuit jusqu'à 1 km au SW de Lignerolle, comme l'indiquent les sondages de l'AR N9. D. AUBERT (1963) indique également deux affleurements en rive droite

ad a) La première zone correspond à une extension des glaces jurassiennes contemporaine du maximum glaciaire. Lors de la phase de progression, les glaciers jurassien et rhodanien se sont rencontrés sur une ligne que l'on peut approximativement situer entre les Grands-Bois et l'E de Ballaigues. Cette limite, quoique probablement fluctuante, a dû rester telle durant le maximum würmien (voir fig. 8/5). Le glacier de l'Orbe devait être alors confondu dans l'extrémité NE de la calotte jurassienne (AUBERT, 1965). Celle-ci dessinait peut-être un lobe pénétrant dans le flanc du glacier du Rhône, qui l'a contourné, puisque l'on rencontre encore de la moraine alpine 500 m au SW de Pré des Champs (520600/176800). On peut également supposer, comme le propose Monsieur D. Aubert, qu'une masse de glace mixte plus ou moins immobile, séparait les flux glaciaires rhodaniens et jurassiens. Une petite langue rhodanienne a-t-elle poussé jusque dans la vallée de la Jougne? Cette éventualité expliquerait la présence de blocs alpins dans cette vallée. Mais les dépôts morainiques rhodaniens n'y existent que sous forme de rares résidus qui pourraient fort bien dater d'une glaciation antérieure.

BENOIT (1876), MACHACEK (1901), NUSSBAUM et GYGAX (1960) et TRICART (1957) admettent une pénétration plus ou moins importante de glace alpine au-delà du Col de Jougne. BRUECKNER (1909), JAECKLI (1962) et AUBERT (1965) pensent qu'il n'a pas franchi cet obstacle, mais qu'il a tout de même pénétré dans la vallée de la Jougne.

ad b) La présence de moraine jurassienne au SW de Lignerolle indique qu'une récurrence du glacier de l'Orbe s'est produite lors de la période de retrait würmien (voir fig. 8/7). Deux hypothèses peuvent être retenues quant aux circonstances de cette avance:

1. Elle s'est produite après que le glacier du Rhône eût libéré la partie de la vallée concernée, et traduirait donc une fluctuation climatique froide. Notons à ce propos que nous ne connaissons pas de dépôts montrant une oscillation contemporaine et aussi importante du glacier du Rhône.

2. Le glacier de l'Orbe, à nouveau individualisé, et probablement alimenté par la masse de glace occupant la vallée de Joux (AUBERT 1943, 1965), a

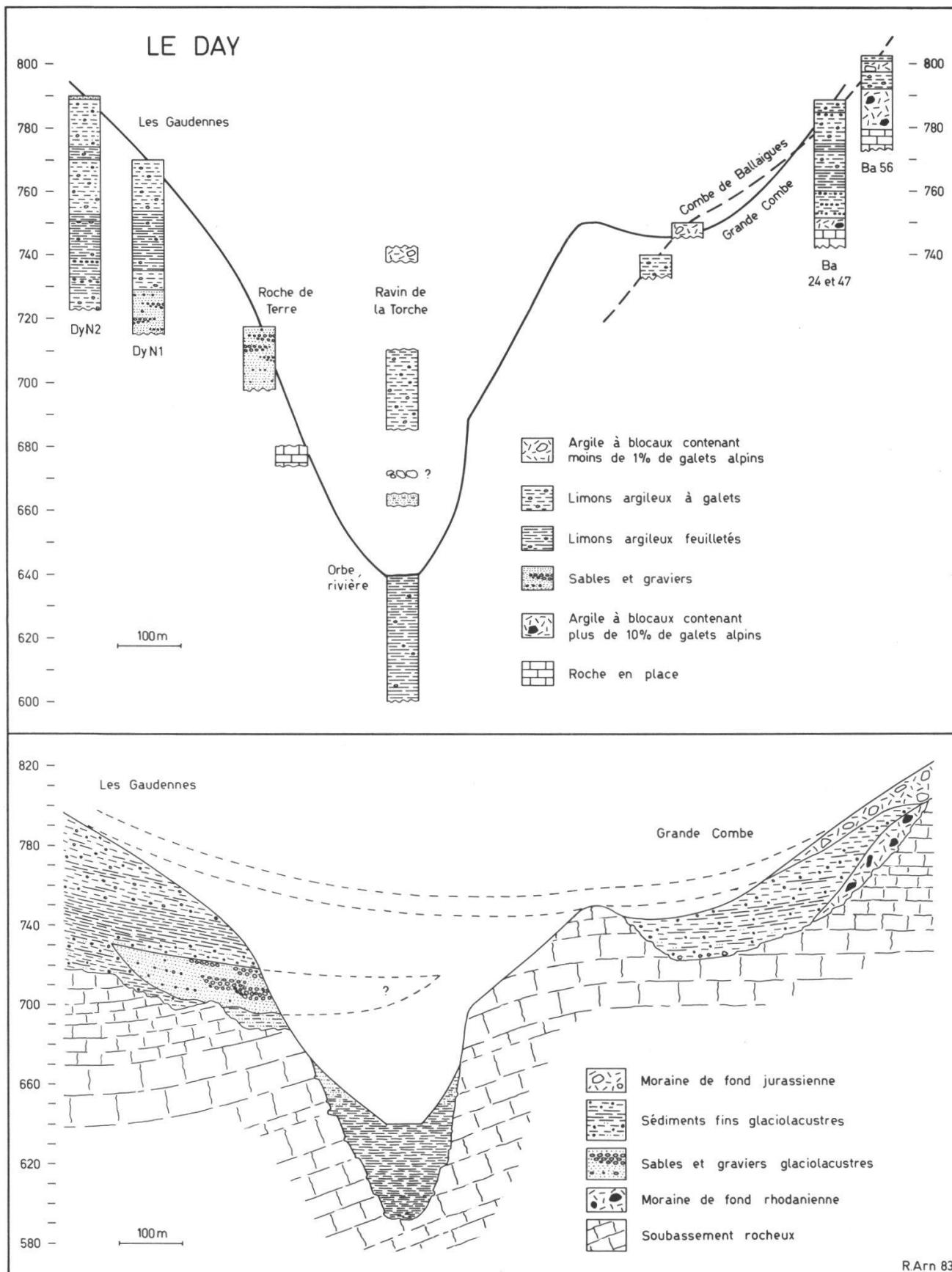


Fig. 2. Coupe transversale de la vallée de l'Orbe en aval du Day. En haut: principaux sondages et affleurements décrits. En bas: interprétation.

accompagné le front du glacier du Rhône lors du retrait de ce dernier. Cette récurrence serait dans ce cas liée à la libération du restant de la calotte jurassienne, dont l'écoulement vers l'E était barré par le glacier du Rhône.

D'aucuns pourront s'étonner qu'une telle quantité de glace subsiste encore dans le Jura, alors que la fonte du glacier du Rhône est déjà bien avancée. Une explication peut être apportée en plaçant la zone d'ablation de la période finiwrémienne en-dessous de 1200 m. Toute la frange rhodanienne située sur le plateau suisse y est alors soumise. La calotte jurassienne n'y échappe pas durant un premier temps. Puis elle se disloque en plusieurs «calottes» secondaires (CAMPY, 1982). L'une d'elles remplit la vallée de Joux. Son pourtour est situé alors en-dessus de 1200 m et évite ainsi une forte fonte.

#### RÉGION DE LIGNEROLLE ET DES CLÉES

L'Orbe y aborde le pied du Jura. Elle coule encore dans une vallée encaissée, taillée dans des calcaires peu plissés et fortement empâtés de moraine.

Le remplissage de la vallée préwürmienne des Clées (SCHARDT, 1908) n'affleure qu'en deux endroits: dans le lit du ruisseau qui se jette dans l'Orbe à l'E du village (525 625/175 900), ainsi que 100 m à l'E, au pied des calcaires valanginiens. Ce sont des limons argileux et des sables fins, bien stratifiés, sans galets, visibles dans les deux cas sur moins d'1 m d'épaisseur. Ils ont livré les pourcentages de pollens suivants: *Pinus* 28, *Betula* 6, *Picea* 2, *Ephedra* 3, *Artemisia* 3, *Graminées* 42, *Liguliflores* 8, Autres herbacées 8.

700 m au SW de Lignerolle, une gravière a entamé un important dépôt quaternaire dessinant une terrasse suspendue à près de 200 m au-dessus du lit de l'Orbe (Plamont). Le matériel exploité est constitué de sables et graviers fins à moyens, en stratifications souvent obliques. Les galets sont en grande majorité (98%) de provenance jurassienne. Cette formation a été reconnue par de nombreux sondages autoroutiers dont nous avons représenté les relevés sur la fig. 2. Ces sondages indiquent que le dépôt sablageux passe vers le bas à des limons sableux ou argileux contenant des galets épars jurassiens et alpins. Ils ont rencontré ensuite une argile à blocs rhodanienne d'épaisseur variable (4-16 m), puis en un endroit (Li 54), des graviers et sables à galets alpins.

Les limons à galets forment également le sommet de la partie W du versant de Montillier (fig. 3, sond. Li 10). Ils passent vers le bas à une argile à blocs, puis à une alternance de graviers sablo-limoneux et de limons avec ou sans galets. La partie E de Montillier est constituée d'une argile à blocs, reposant sur les calcaires hauteriviens, et dont l'épaisseur atteint 24 m.

En aval de Montillier, les dépôts d'argile à blocs sont peu abondants. Des graviers et des sables se rencontrent par contre à profusion. Ils se présentent sous forme de terrasses qui s'étagent régulièrement entre la Vuarine (770 m) et Montcherand (600 m). Ils sont particulièrement abondants entre cette dernière localité et Sergey, dessinant un vaste replat crevé par des dolines glaciaires. Chaque gravière ouverte montre des stratifications très diverses: horizontales, légèrement obliques ou carrément deltaïques. Dans celle des Planches Neuves (528 550/178 250), on observe des lambeaux d'argile à blocs à matrice ocre et des plissements traduisant une action mécanique glaciaire (AUBERT, 1949).

Des dépôts analogues existent en rive droite de l'Orbe, dans les gravières de Bretonnières (720 m, 525 425/175 300) et d'Agiez (520 m, 529 100/175 300).

Le contact des graviers avec l'argile à blocs sous-jacente est visible au sud de la Russille. Des graviers sableux y forment une terrasse à 669 m (526 670/175 940). Une excavation les a pénétrés sur environ 10 m. Ils se poursuivent apparemment jusque vers 645 m, si l'on se réfère à l'examen du sol très graveleux qui occupe le versant sud de la terrasse. La suite de la coupe est visible dans la petite ravine des Monts Terreaux, située 300 m au SE (526 850/175 665). 5 à 7 m de sables stratifiés horizontalement et présentant des figures de rides fluviatiles y affleurent. La base contient quelques galets isolés. Ils passent à 632 m à une argile à blocs rhodanienne visible sur 2 à 3 m. La base du versant n'offre qu'un seul autre affleurement. Ce sont des sables stratifiés horizontalement, visibles à 695 m, à l'E du Bois de la Ville (526 150/175 800).

D'une façon générale, la proportion de galets alpins recensés dans les différents affleurements de graviers, augmente d'amont en aval (voir fig. 7).

#### *Interprétation (région de Lignerolle et des Clées)*

Les graviers rhodaniens ont été atteints par trois sondages (Li 54, Li 49 et Li 10), à plus de 718 m d'altitude. Ce sont des graviers sableux ou sablo-limoneux infraposés à la moraine de fond rhodanienne. Ils contiennent des galets alpins plus ou moins anguleux, et des blocs, et peuvent être considérés comme des dépôts de progression glaciaire.

La moraine de fond rhodanienne supérieure est rarement visible à l'affleurement. Elle forme cependant une assise épaisse rencontrée dans presque tous les sondages. Sa présence n'est donc pas occasionnelle ou résiduelle, au contraire de celle qui existe dans la région de Ballaigues. Ce fait semble montrer qu'elle n'a pas subi de phase d'érosion importante, et qu'il faut lui attribuer un âge plus récent. Nous la considérons donc comme würmienne.

La forte épaisseur de moraine mise en évidence sous la colline de Montillier et plus amont, semble indiquer un ou deux stationnements du gla-

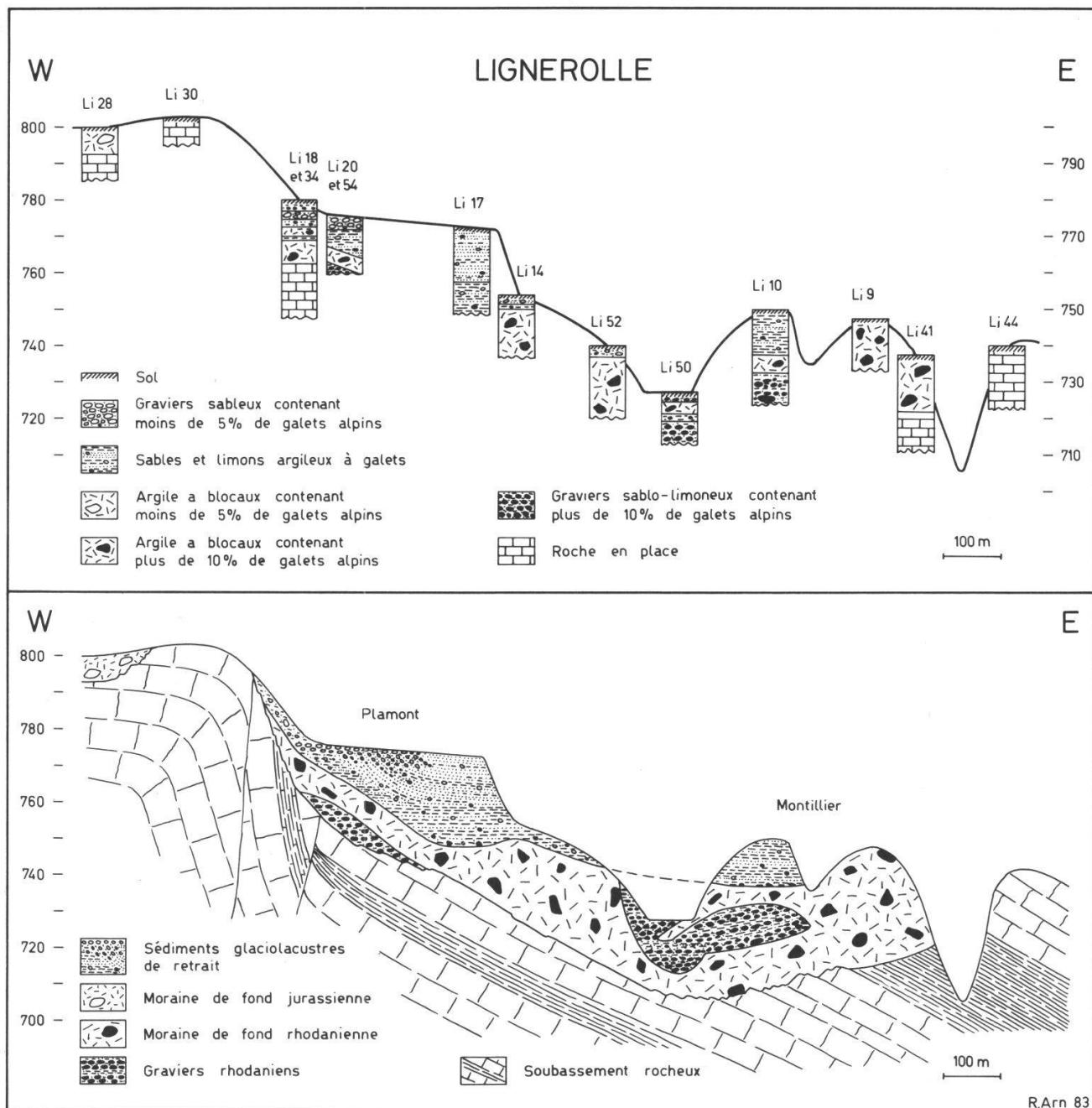


Fig. 3. Coupe longitudinale de la rive gauche de l'Orbe au sud de Lignerolle. En haut: principaux sondages AR N9. En bas: interprétation.

cier du Rhône lors de son retrait. Ces événements ont d'ailleurs eu la conséquence de former un nouveau lac de barrage, dans lequel se sont déposé les limons, sables et graviers glaciolacustres de Plamont.

Le glaciolacustre de Plamont débute par une assise de limons sableux à galets striés, qui forment la base de la terrasse du même nom et une partie de la colline de Montillier. La présence de galets alpins indique la proximité du glacier du Rhône. Il est fort probable qu'une partie des galets jurassiens provienne des moraines du glacier de l'Orbe. Nous avons vu

précédemment que ce dernier s'est avancé vers l'E lors de la période de retrait du glacier du Rhône. La partie supérieure de la terrasse de Plamont, constituée de sables et de graviers deltaïques jurassiens, confirme cette observation. Il s'agit de matériel, issu du front glaciaire jurassien tout proche, et comblant le lac de barrage formé par le glacier du Rhône. L'existence de cette terrasse situe donc avec précision les positions relatives des deux glaciers lors de l'une des phases de retrait (voir fig. 8/7).

Le glaciolacustre des Clées est formé des limons feuillettés remplissant l'ancienne vallée des Clées. Un frontal de Bouquetin y a été découvert dans les années 50, (AUBERT, 1956). C'est un indice qui indiquerait un climat plutôt froid. Il est confirmé par l'examen des pollens ; les herbacées dominent avec 64% de la somme pollinique, le pin et le bouleau, espèces supportant un climat rigoureux, sont présents, ainsi que l'épicea qui est également assez résistant. Ces sédiments fins se sont donc probablement déposés lors d'une période glaciaire. Leur milieu de sédimentation est lacustre. A l'instar des limons feuillettés du Saut du Day, il faut faire intervenir un barrage pour en expliquer l'existence, et des trois solutions possibles, celle du barrage glaciaire paraît ici également la plus plausible.

L'accumulation de sédiments quaternaires formant le Bois de la Ville et les Monts Terreaux est mal connue. La présence de sables stratifiés à mi-hauteur du versant est un argument en faveur de son rattachement au remplissage de l'ancienne vallée. Le tracé de cette dernière semble s'interrompre au SE des Monts Terreaux, selon l'idée qui a été exposée en première partie.

## LE VALLON DU NOZON

### RÉGION DES JORATS

Entre les abscisses 520.5 et 523, le Nozon emprunte un tronçon de vallée peu encaissé, dont le profil transversal est assymétrique. Les dépôts quaternaires sont rares sur le versant nord abrupt; ils ont été remarquablement préservés sur le versant sud qui présente une pente plus faible.

L'affleurement de la gravière de Nidau (522 225/172 300) résume partiellement la succession des dépôts glaciaires rencontrés dans la région. De haut en bas :

- 2 m visibles d'une argile à blocs à matrice jaune et à galets exclusivement jurassiens;
- 7-8 m de limons sableux, très graveleux, contenant des galets légèrement striés (35 A<sup>1</sup>);
- 5 m de graviers sableux mal triés, un peu cimentés (38 A);
- les calcaires purbeckiens.

<sup>1</sup> pourcentage de galets alpins

L'argile à blocs à galets jurassiens est présente sur toute la surface du versant S, en amont de la Combe du Posat. Son existence n'est pas signalée sur la feuille Orbe de l'Atlas géologique de la Suisse, mais ne peut être mise en doute. Entre la ferme des Jorats et le pt 961, elle dessine un vallum morainique très net (voir fig. 4). Un autre vallum jurassien borde la clairière du Plan de la Sagne au S. Entre cette crête et le versant de la Montagne du Chalet Dernier, s'étend une bande de 200 m de large dans laquelle je n'ai rencontré que du matériel jurassien, qui se présente sous un aspect plus graveleux que celui d'une argile à blocs.

L'argile à blocs rhodanienne affleure en deux endroits en contre-bas de la moraine jurassienne :

- au fond du petit ravin qui sépare en deux le vallum des Jorats (522050/171820);
- en face de Nidau, 130 m à l'E du pt. 899.0 (522480/172150).

Elle est visible en outre au Nord du Plan de la Sagne, à 905 m, où elle passe à des graviers sablo-limoneux supérieurs à dominance jurassienne, ainsi que dans le versant de la Déripe (522940/172410).

Les graviers à dominance jurassienne forment une série de terrasses présentes sur les deux versants, à 900 m (rive gauche), 910 et 940 m (rive droite). Outre l'affleurement du Plan de la Sagne, on peut les observer au SW de la Five, à l'intérieur d'un virage prononcé de la route de Premier (522850/172450), et dans la gravière de la Combe du Posat (523150/171340).

*Interprétation (région des Jorats) voir fig. 6.*

La moraine rhodanienne revêt un aspect graveleux dans la gravière de Nidau, où elle n'est peut-être pas complète. Ailleurs, il s'agit d'une moraine de fond, souvent assez épaisse, qui n'a pas le caractère résiduel de la moraine inférieure du Day. Aucune phase d'érosion importante, antérieure à l'arrivée du glacier du Nozon n'a apparemment succédé à son dépôt. La moraine rhodanienne s'étend vers l'amont au moins jusqu'à 300 m à l'W de la Scie (521575/172150) où des blocs alpins sont visibles. Il n'est pas exclu que le glacier du Rhône ait poussé plus loin dans une première phase.

Lors du maximum glaciaire, la combe du Vaulion était occupée par l'extrême NE de la calotte jurassienne dont on observe les moraines jusqu'à plus de 1300 m d'altitude (flanc SE de la Dent de Vaulion). Les glaces locales devaient buter contre celles du Rhône quelque part à l'W des Jorats (voir fig. 8/5). MACHACEK (1901) signale à cet endroit une ancienne exploitation en contre-bas de la Ferme des Jorats, à 940 m d'altitude, dans laquelle il a observé un matériel graveleux contenant des galets alpins affectés d'un fort pendage vers «la plaine». Il en fait un dépôt deltaïque joignant les deux glaciers. Je n'ai pas retrouvé d'affleurement semblable. 300 m au NW des Jorats, il existe une ancienne gravière à 930 m.

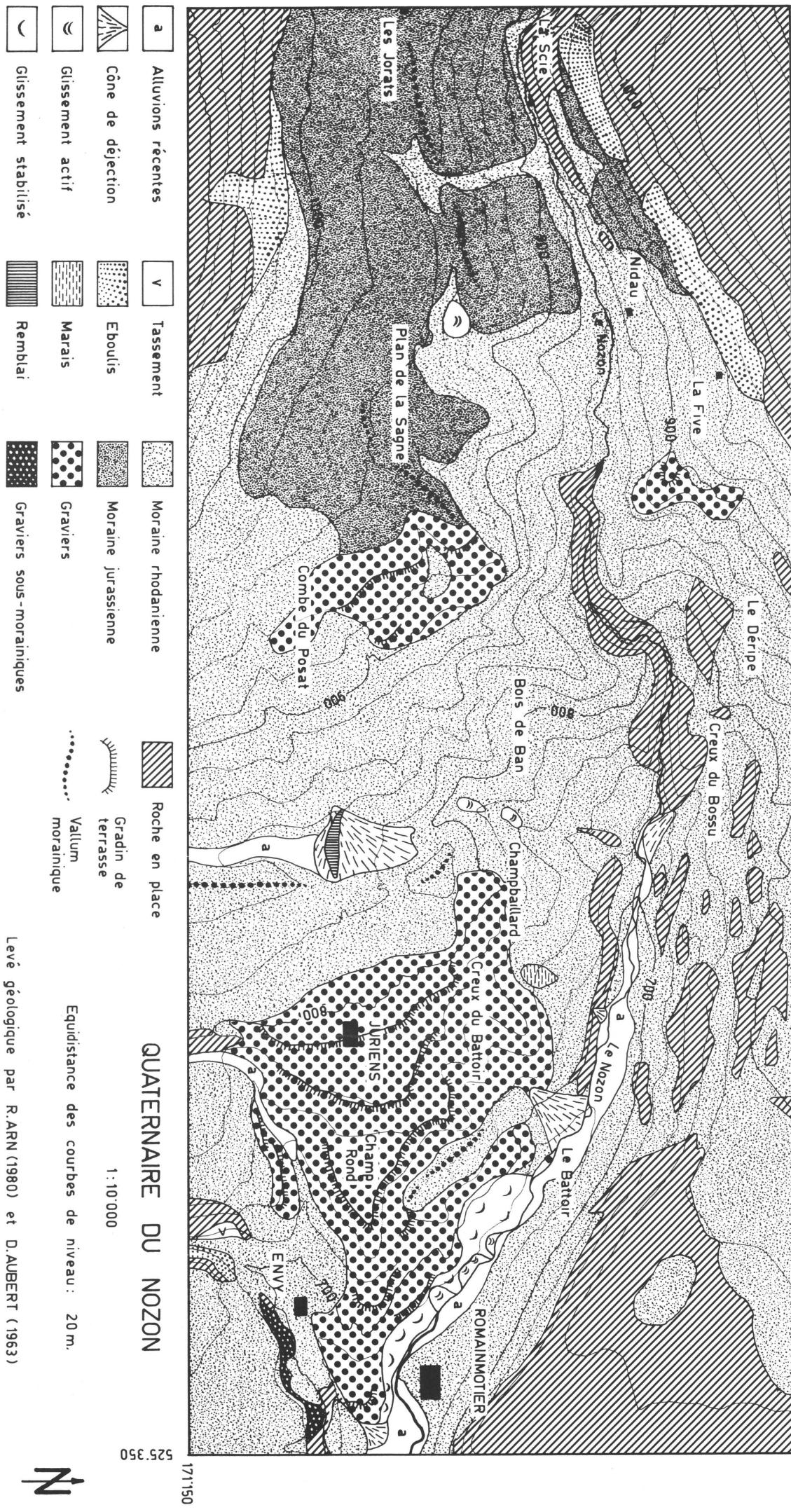


Fig. 4. Carte des formations quaternaires de la vallée du Nozon entre les Jorais et Romainmôtier.



Des graviers très mal triés, à matrice limono-sableuse jaune abondante y sont visibles. Les galets sont souvent anguleux, portent des stries fraîches, et comptent une proportion de matériel alpin ne dépassant pas 0.5%. Il s'agit d'une moraine graveleuse jurassienne qui possède une stratification fruste parallèle au versant, c'est-à-dire plongeant vers le NNE.

Lors de la période de retrait, une langue glaciaire locale s'est individualisée et a transgressé sur les dépôts rhodaniens. Ce glacier du Nozon devait être en grande partie tributaire de la calotte de Joux qui transfluait par le col de Petra Felix. Trois stades d'extension jurassiens peuvent être distingués :

Le plus important atteint plus de 1000 m sur le versant S de la vallée, et s'interrompt de façon diffuse à la hauteur de l'abscisse 523. Ce stade n'est apparemment pas limité par des valla morainiques et il ne nous a pas été possible de préciser l'altitude qu'il a réellement atteint. Il n'a certainement pas dépassé 1100 m puisque la partie sommitale du versant dominant le Plan de la Sagne est parsemée de blocs alpins entre 1100 et 1200 m. Rappelons à ce propos que l'altitude de 1200 m est considérée comme la cote maximale atteinte par le glacier du Rhône würmien le long du flanc SE de la chaîne jurassienne (GIRARDIN, 1907). Elle correspond également à la cote de l'extrémité nord-orientale de la calotte jurassienne (AUBERT, 1965).

Le second stade est déterminé par le vallum du Plan de la Sagne qui aboutit aux terrasses graveleuses de la Combe du Posat (fig. 8/6). Ces dernières sont constituées en grande partie de matériel de fonte jurassien. Leur situation, et le fait qu'elles contiennent également des galets alpins, indiquent qu'elles se sont accumulées contre le glacier du Rhône.

Le troisième stade est limité par le vallum des Jorats dont l'extension orientale ne dépasse guère Nidau. Il est cependant probable que le glacier du Nozon atteignait alors la Five, où reposent les graviers de la terrasse la plus basse. Ces graviers, ainsi que ceux de la Combe du Posat, situent les positions relatives des deux glaciers lors de deux phases de retrait glaciaire.

#### RÉGION DE JURIENS – ROMAINMÔTIER

Peu abondants en rive gauche, les sédiments glaciaires forment tout le versant droit entre les Sources de la Diey et Romainmôtier. Leur surface est entaillée par de nombreuses gravières, aujourd'hui abandonnées, notamment au S de Romainmôtier, de part et d'autre de la route de Juriens (525 025/171 700). Des graviers sableux bien roulés y affleurent (40 A). Ils contiennent ça et là des blocs jurassiens et alpins pouvant atteindre 1 m<sup>3</sup>. Ces graviers constituent une série de terrasses dont les niveaux supérieurs s'étagent entre 670 m (S de Romainmôtier) et 793 m (cimetière de Juriens). La plus importante forme l'esplanade de Champ Rond (755 m).

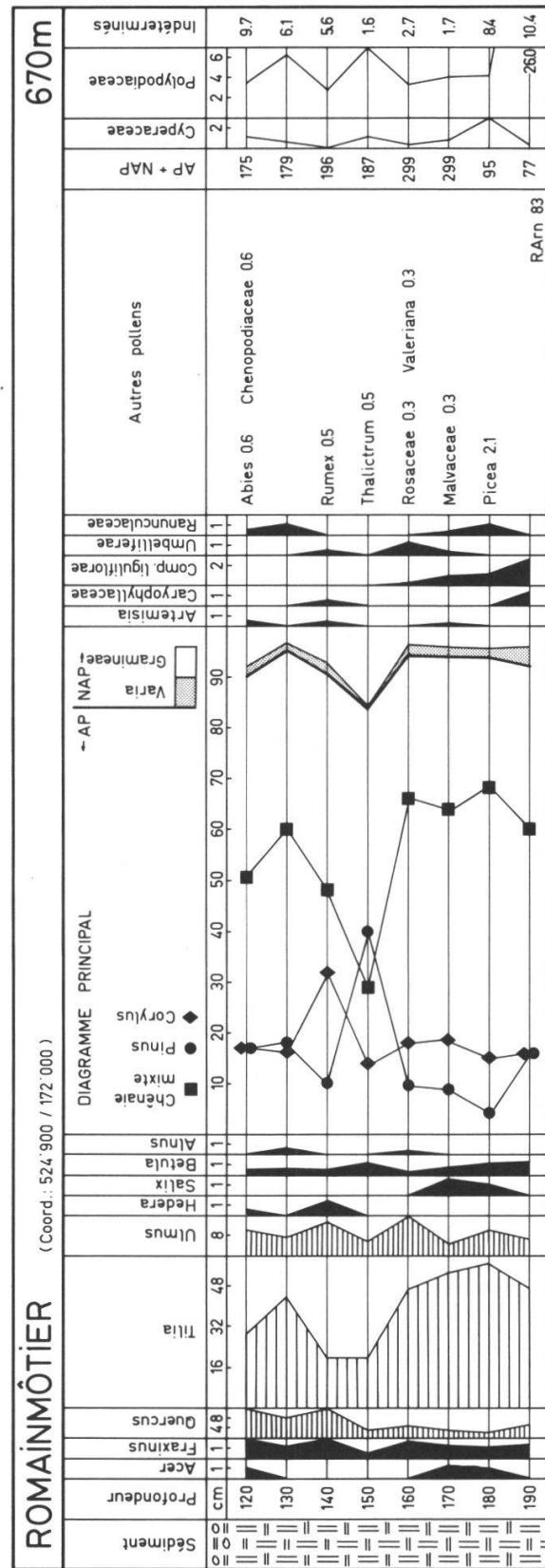
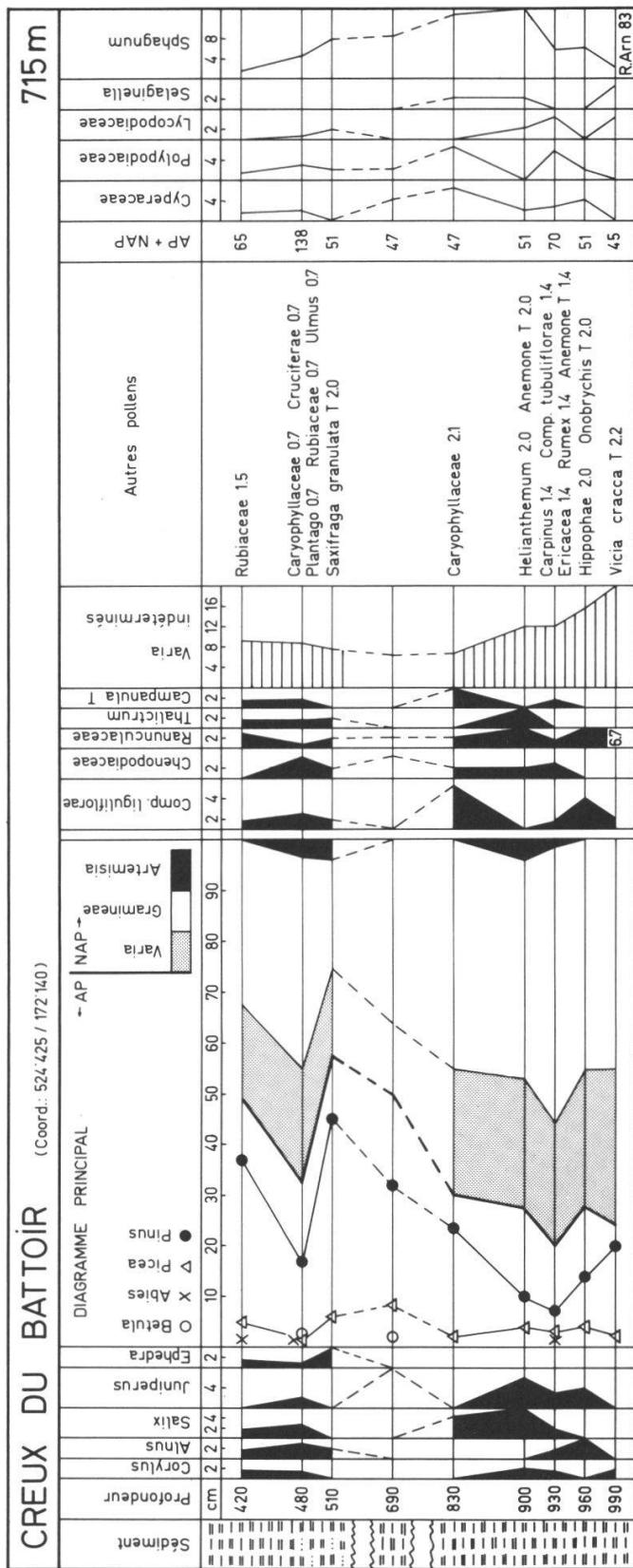


Fig. 5. Diagrammes polliniques.

Ces graviers affleurent également dans la gravière du Creux du Battoir (524350/172075) où la coupe suivante a été relevée, de haut en bas:

– 1-5 m de graviers, grossiers à la base, mal triés, contenant des galets striés (37 A). Ils accusent un pendage d'environ 20° vers le N et sont emboîtés dans:

– 2-3 m de sables et graviers fins à moyens, à dominance jurassienne, également affectés d'un léger pendage vers le N, et emboîtés dans:

– 1-6 m de limons sablo-argileux, assez mal triés, moyens à fins, plus ou moins cimentés, montrant un léger pendage vers le N (53 A).

Trois sondages ont été réalisés au NE de la gravière, en vue de son extension. Ils ont rencontré, sous 0-6 m de graviers et sables plus ou moins glissés et remaniés, une argile à blocs, parfois graveleuse, dont l'épaisseur varie entre 3 et 5 m. Elle repose sur des limons argileux ou sableux contenant localement des petits galets, et traversés sur plus des 6 m d'épaisseur. L'analyse pollinique en a été faite (voir fig. 5).

L'argile à blocs rhodanienne affleure encore:

– 100 m à l'E du Battoir, dans le lit du Nozon (524725/172090);  
– 100 m à l'W de Romainmôtier, en contre-bas de la place de fête, à 670 m d'altitude (525030/171830).

Au sud d'Envie (525140/171470), des graviers moyens, sableux et cimentés (32 A) affleurent au-dessus de la route menant à Moiry. Ils constituent la partie inférieure de la pente dominant le village, et passent vers 720 m à l'argile à blocs rhodanienne. AUBERT (1963) les avait déjà indiqués sur la feuille Orbe.

*Interprétation* (région de Romainmôtier – Juriens) voir fig. 6.

Les graviers inframorainiques d'Envie constituent, avec les limons argileux et sableux atteints par sondage au Creux du Battoir, les deux formations sous-morainiques connues de la région. Leur altitude est semblable, 703-711 m pour les limons, 700-720 m pour les graviers. Il n'est actuellement pas possible de les situer dans le temps et dans l'espace l'une par rapport à l'autre.

Les graviers semblent participer au comblement d'une ancienne vallée dont le tracé contournerait le Signal de Romainmôtier par le sud. Nous ne savons pas si ce remplissage date du Würm ou d'une glaciation plus ancienne.

Le glaciolacustre du Creux du Battoir est représenté par des limons argileux stratifiés à rares galets. Leur faible contenu pollinique n'a pas permis une analyse approfondie. Quelques conclusions peuvent cependant être tirées: (fig. 5)

– la proportion élevée d'herbacées (graminées surtout), ainsi que la nette dominance du pin parmi les espèces arborescentes, indiquent un climat froid;

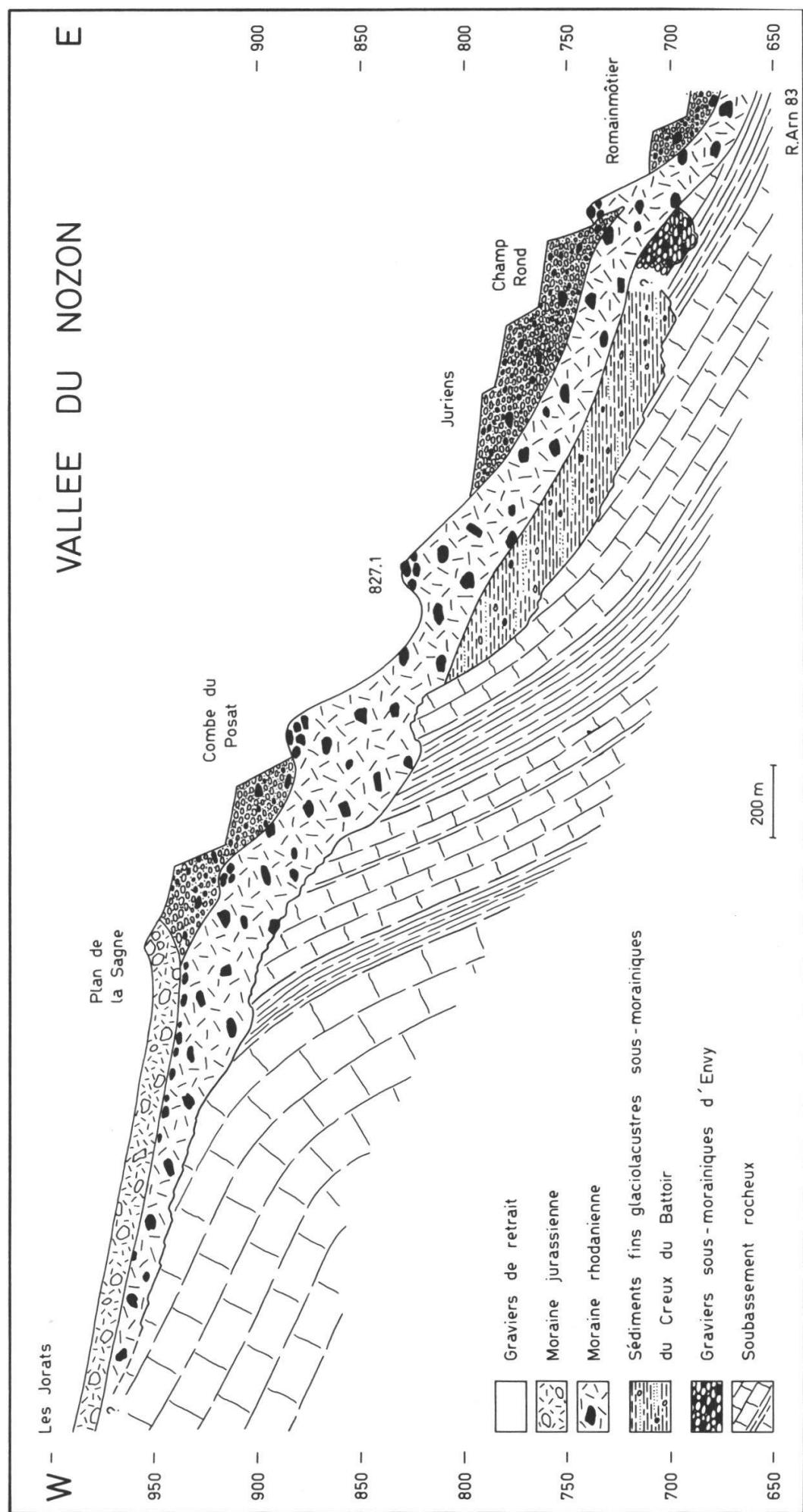


Fig. 6. Coupe interprétative des formations quaternaires de la vallée du Nozon.

- la présence assez nette de l'épicéa signale un dépôt ayant précédé le maximum würmien;
- la présence du sapin et du noisetier est peu compatible avec celle de l'armoise et semble traduire un apport de pollens remaniés.

Un tel spectre à dominance des herbacées et du pin ne se rencontre pas dans le Würm ancien, à l'exception de quelques pics froids courts. Il est par contre courant pour le Würm moyen, période s'étendant entre 50 000 et 25 000 BP. Ces dépôts glaciolacustres trouvent donc volontiers une place dans cette fourchette d'âge, sans exclure un âge rissien ou plus ancien.

A l'instar des sédiments glaciolacustres de la vallée de l'Orbe, ceux du Creux du Battoir ont dû se déposer dans un lac de barrage. Ce dernier peut une nouvelle fois s'expliquer en faisant intervenir la présence du glacier du Rhône en aval. Au Saut du Day et aux Clées, le glaciolacustre forme la base du remplissage d'une vallée préwürmienne. Les choses sont moins claires dans la vallée du Nozon. D. AUBERT (1963) a signalé un ancien cours taillé dans les valcaires du Valanginien inférieur en amont de Premier (523/172), dont le remplissage n'est pas connu. Il n'est pas impossible qu'une autre vallée préwürmienne existe dans la région du Creux du Battoir. Son tracé emprunterait la dépression des Prés Neufs (523 850/172 250), passerait à l'aplomb de la gravière du Creux du Battoir, pour rejoindre la vallée actuelle dans la région des Sources du Creux du Battoir, pour rejoindre la vallée actuelle dans la région des Sources de la Diey, voire plus en aval, à Romainmôtier. La présence de blocs alpins sur les flancs de la vallée actuelle et la nature non rocheuse du lit du Nozon entre les Prés Neufs et Croy, n'infirme pas forcément cette hypothèse; le creusement de ce tronçon peut être dû à l'érosion glaciaire, et dater du Würm.

La moraine de fond rhodanienne recouvre directement le glaciolacustre dans la région du Creux du Battoir. Peu épaisse à l'E de la zone étudiée, elle atteint une puissance considérable en amont, notamment dans la région du Bois de Ban et à l'E de la Combe du Posat. Cette épaisseur semble indiquer que le front rhodanien a longuement occupé cette région, lors du retrait ou de l'avance.

Les terrasses de graviers de Juriens – Romainmôtier marquent les différentes étapes du retrait rhodanien. Ces dépôts sont généralement de type glaciolacustre, mais peuvent être localement fluvioglaciaires. 400 m au NE de Juriens, un vallum morainique rhodanien apparaît au milieu des graviers. Il délimite la forme du glacier du Rhône au moment où se sont déposés les graviers de la terrasse de Champ Rond: une petite langue occupait la vallée du Nozon en amont de Romainmôtier. Cette vallée existait donc déjà, au moins partiellement.

Les charbons intramorainiques signalés par D. AUBERT (1963) en rive droite du Nozon, 300 m en amont de Romainmôtier, sont en réalité des tourbes et limons tourbeux postglaciaires recouverts par un glissement de

terrain. Il en existe deux affleurements; le premier (524900/172000) a fourni un profil pollinique (fig. 5) situé dans la période Atlantique. Un échantillon prélevé en 1979 par M. le professeur Vernet dans le second affleurement (524925/172970) a été daté par la méthode C<sup>14</sup>. Son âge est de 11870 BP (H 5367-4997).

## CONCLUSIONS

L'étude des sédiments quaternaires des vallées de l'Orbe et du Nozon apporte des informations concernant les relations des glaciers du Rhône et du Jura lors de la dernière invasion glaciaire importante. Nous n'avons pas d'éléments chronologiques permettant de fixer avec certitude l'âge de cette glaciation. Il est permis de supposer qu'il s'agit de l'époque du Würm récent, maximum glaciaire würmien que M. CAMPY (1982) place entre 28 000 et 12 000 BP.

Dans la région considérée, cette invasion peut être divisée en plusieurs étapes d'avance et de retrait (fig. 8).

1. Barrage des vallées par le glacier du Rhône en progression, avec un flanc glaciaire situé entre 600 et 650 m. Dépôt des sédiments glaciolacustres des Clées et du Saut du Day.

2. Le glacier du Rhône poursuit sa progression vers l'amont des vallées, transgressant sur les premiers dépôts, et élevant le niveau des lacs jusque vers 720 m. Dépôt des sédiments glaciolacustres du Saut du Day (partie supérieure) et du Creux du Battoir. A la fin de cette étape, les graviers et sables de Roche de Terre se superposent aux sédiments glaciolacustres. Ils traduisent un abaissement du niveau du lac de barrage ou la fin d'une première phase de comblement. Dans les deux cas, ils indiquent une progression rhodanienne irrégulière.

3. La progression générale se poursuit. Le glacier du Rhône atteint environ 800 m en aval de Ballaigues, alors que celui de l'Orbe occupe la dépression de Vallorbe. Dépôt des sédiments glaciolacustres des Gaudennes.

4. Dans la vallée de l'Orbe, les deux glaciers se rencontrent à la hauteur de Ballaigues. Dans celle du Nozon, la langue rhodanienne atteint au moins 900 m sans être gênée par le glacier local.

La différence de taille existant entre les glaciers de l'Orbe et du Nozon lors de la progression s'explique par le fait que leur alimentation devait être due principalement à la nappe de glace occupant la vallée de Joux. Cette calotte naissante devait s'échapper de son bassin fermé par le col de Pierre à Punex (1024 m) sur Vallorbe, et par le col de Petra Felix (1144 m) sur Vaulion. Le glacier de l'Orbe en a donc été le premier bénéficiaire, et il a fallu que le niveau de la glace de Joux monte encore de 120 m pour que celui du Nozon soit grossi.

5. Au maximum glaciaire, la ligne de contact de la calotte jurassienne avec le glacier du Rhône devait suivre approximativement le tracé: Chalet

## VALLEES DE L'ORBE ET DU NOZON

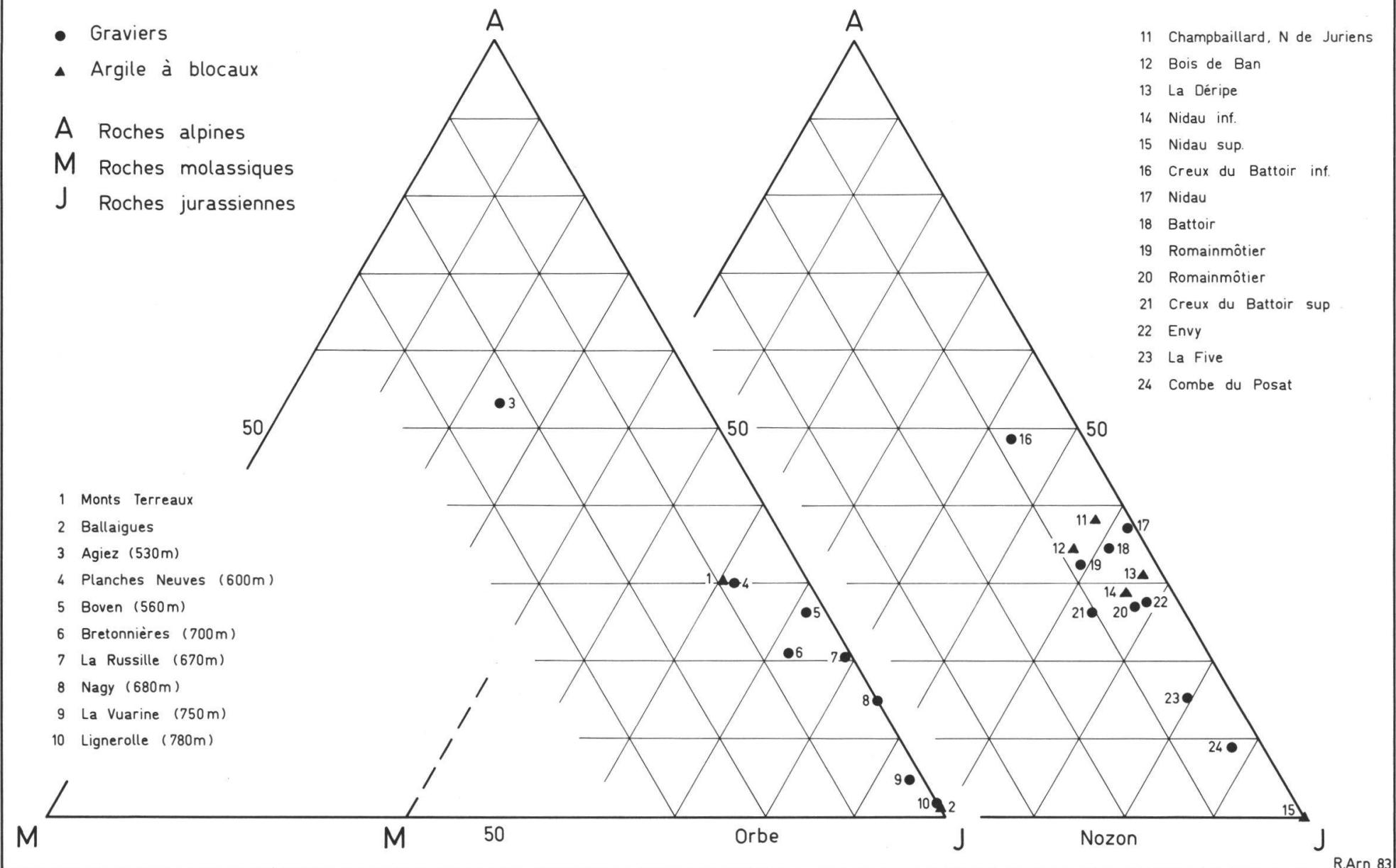


Fig. 7. Diagramme pétrographique des formations quaternaires des vallées de l'Orbe et du Nozon, au pied du Jura.

## VALLEES DE L'ORBE ET DU NOZON

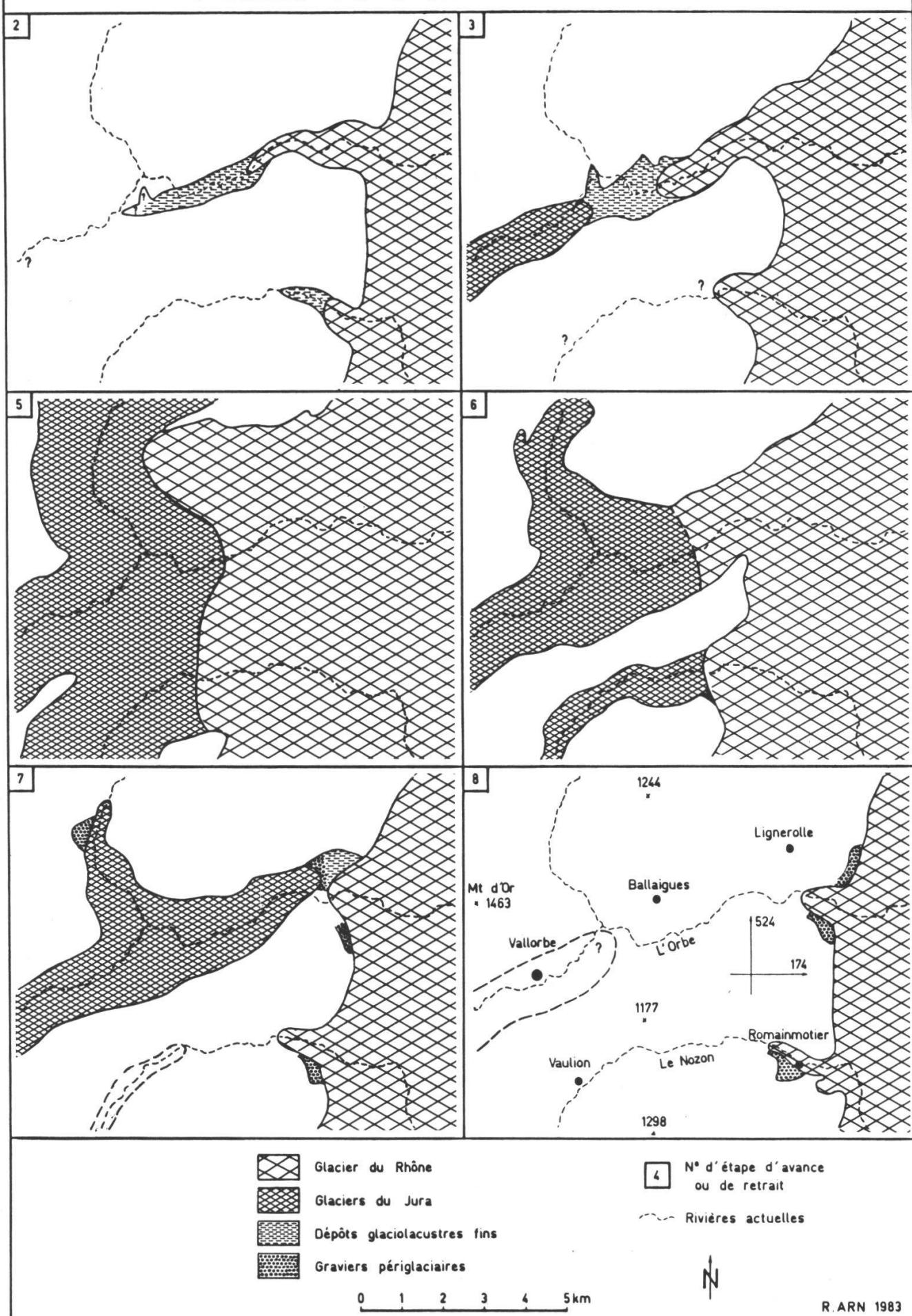


Fig. 8. Positions relatives des glaciers du Rhône et du Jura lors de la progression et du retrait de la dernière grande invasion glaciaire.

Dernier – Les Jorats – Chalet de Premier (521/173) – Montougny – Ballaigues – Le Bugnon (520/176).

6. Lors de la période de retrait, les glaciers jurassiens accompagnent le front rhodanien. Celui du Nozon marque au moins deux stades d'arrêt liés à deux terrasses fluvioglaciaires de 950 et 900 m révélant la position du glacier du Rhône à cette époque. La calotte jurassienne est alors réduite en plusieurs sous-unités, dont celle de Joux qui devait encore atteindre 1200 m d'altitude.

7. Le glacier du Nozon perd contact avec celui du Rhône et se retire également. Le glacier de l'Orbe poursuit sa récurrence et dépose contre le glacier du Rhône stationné alors à 775 m, les sédiments glaciolacustres de Plumont. La corrélation des événements entre les deux vallées étudiées fournit un argument défavorable à l'hypothèse d'un refroidissement momentané provoquant ces récurrences. L'altitude du glacier du Rhône est en effet un bon repère chronologique. Lors du maximum de la récurrence du glacier du Nozon, elle est de 900 m. Lors du dépôt de la terrasse de Plumont, elle n'est plus que de 775 m. Le glacier de l'Orbe occupait donc encore sa vallée alors que celui du Nozon avait, au moins partiellement, libéré la sienne. Ce décalage du retrait est inverse de celui de la progression et s'explique de la même façon (voir étape 4). Dans le cas d'une fluctuation climatique, les récurrences devraient être synchrones. Reste la possibilité de faire intervenir deux refroidissements !

8. Retrait général des glaces jurassiennes et du glacier du Rhône au bord duquel se forment une série de terrasses étagées entre 800 et 520 m.

Une récurrence des glaciers jurassiens est donc mise en évidence. Elle atteint 1,5 km dans la vallée du Nozon et près de 3 km dans celle de l'Orbe. Elle s'est vraisemblablement produite lors du retrait glaciaire würmien et ne fait pas intervenir un refroidissement notable, mais une libération de la glace accumulée dans un bassin fermé. D. AUBERT (1938, p. 4) en avait émis l'idée, sans en observer les limites. Cette récurrence est contemporaine de positions du glacier du Rhône comprises entre 950 et 750 m d'altitude dans le Nord vaudois. Elle est antérieure à celles qui ont été décrites par AEBERHARDT (1901) et MACHACEK (1901) sur le versant SE de la chaîne jurassienne, au-dessus de Gingins et d'Arzier. Ces réavancées jurassiennes de l'Ouest vaudois ont atteint leur maximum alors que le glacier du Rhône avait une cote inférieure à 600 m dans la région de Nyon.

#### BIBLIOGRAPHIE

- AEBERHARDT, B. 1901. – Etude critique sur la théorie de la phase de récurrence des glaciers jurassiens. *Eclogae geol. Helv.* 7, 103-119.
- AGASSIZ, L. 1843. – Le Jura a eu ses glaciers propres. *Actes Soc. helvét. Sc. nat.*, 28<sup>e</sup> session, Lausanne.

- AUBERT, D. 1938. – Les glaciers quaternaires d'un bassin fermé: la Vallée de Joux (VD). *Bull. labo. géol. minér. Univ. Lausanne*, 62.
- 1943. – Monographie géologique de la Vallée de Joux. *Mat. Carte géol. Suisse*, 78<sup>e</sup> livr.
  - 1949. – Les graviers de Montcherand, au pied du Jura vaudois. *Eclogae geol. Helv.* 42/2, 415-418.
  - 1956. – Hydrographie ancienne et tectonique récente de la gorge de l'Orbe. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 66, 259-271.
  - 1963. – Notice explicative de la feuille Orbe (1202) de l'Atlas géologique de la Suisse au 1:25 000. Kümmerly & Frey S.A., Berne.
  - 1965. – Calotte glaciaire et morphologie jurassienne. *Eclogae geol. Helv.* 58/1, 555-578.
- BENOIT, E. 1876. – Note sur une expansion des glaciers alpins dans le Jura central de Pontarlier. *Bull. Soc. géol. France*, 3<sup>e</sup> sér., 5, 61-73.
- CAMPY, M. 1982. – Le Quaternaire franc-comtois. Essai chronologique et paléoclimatique. Thèse, Besançon.
- CHARPENTIER, J. de, 1841. – Essai sur les glaciers et sur le terrain erratique du bassin du Rhône. Lausanne.
- GIRARDIN, B. 1907. – Le modelé du Plateau suisse à travers les quatre glaciations. *Rev. géogr. ann.* 1, 339-371, Paris.
- MACHACEK, F. 1901. – Beiträge zur Kenntnis der lokalen Gletscher des Schweizer und Französischen Jura. *Mitt. d. Naturforsch. Gesellschaft*, Berne, 9-17.
- NOLTHENIUS TUTEIN, A.-B. 1921. – Etude géologique des environs de Vallorbe. *Mat. Carte géol. Suisse*, 48<sup>e</sup> livr.
- NUSSBAUM, F. & GYGAX, F. 1935. – Zur Ausdehnung des risseiszeitlichen Rhonegletscher im französischen Jura. *Eclogae geol. Helv.*, 28/2, 659-665.
- PENCK, A. & BRUCKNER, E. 1909. – Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig.
- PETCH, M. 1970. – Contribution à l'étude hydrogéologique de la plaine de l'Orbe. Thèse, Lausanne, 1 vol., 95 p.
- PORTMANN, J.-P. 1954. – Pétrographie des moraines du glacier würmien du Rhône dans la région des lacs subjurassiens. *Bull. Soc. neuch. Géogr.* 51/5, 13-55.
- SCHARDT, H. 1883. – Sur l'âge et l'origine d'un terrain d'alluvion près des Clées. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 19, p. XXI.
- 1908. – Dérivations glaciaires de cours d'eau dans la Suisse occidentale. C. R. 9<sup>e</sup> Congrès Géogr., Genève, II, 307-322.
- TRICART, J. 1957. – Les formations quaternaires de la feuille Mouthe. *Bull. Carte géol. France* 55, 252, 3-16.
- VENETZ, I. 1843. – Sur le glacier du Rhône et les anciens glaciers jurassiens. *Actes Soc. helv. Sc. nat.*, 28<sup>e</sup> session, 78.

Cartes géologiques:

- AUBERT, D. 1963. – Feuille 1202, Orbe, de l'Atlas géologique de la Suisse au 1:25 000. Kümmerly & Frey, Berne.
- NOLTHENIUS TUTEIN, A.-B. 1920. – Carte géologique des environs de Vallorbe au 1:25 000. *Publ. Comm. géol. Soc. helv. Sc. nat.*, carte spéciale n° 92.

*Manuscrit reçu le 24 octobre 1983*