

Zeitschrift:	Mémoires de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Herausgeber:	Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Band:	3 (1929-1930)
Heft:	8
Artikel:	Étude des banquettes glaciaires de la Vallée de Bagnes (Valais)
Autor:	Steiner, Alice
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-249683

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: 11.02.2026

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

MÉMOIRES DE LA SOCIÉTÉ VANDOISE DES SCIENCES NATURELLES

Nº 23

1930

Vol. 3, Nº 8

Etude des banquettes glaciaires de la Vallée de Bagnes (Valais)

PAR

Alice STEINER

(Présenté à la séance du 20 novembre 1929.)

INTRODUCTION

C'est sur le conseil de M. le professeur LUGEON que j'ai entrepris cette étude, et au Laboratoire de géologie de l'Université de Lausanne que j'y ai travaillé.

Je tiens à témoigner ici ma reconnaissance à M. le professeur LUGEON et à M. GAGNEBIN, docteur ès sciences, pour les conseils et encouragements qu'ils m'ont toujours donnés au cours de mon travail.

J'ai passé sur le terrain trois à quatre semaines pendant l'été 1928, puis ai refait quelques excursions durant l'été suivant, pour contrôler certains faits qui m'avaient paru douteux lors de l'élaboration des profils, durant l'hiver 1928-1929.

Les observations sur le terrain ont donc précédé le travail cartographique.

Me servant des feuilles au 1:50 000, 532 bis (Velan), 530 (Grand-Combin), 527 (Lourtier), 526 (Martigny) et 529 (Orsières) de l'Atlas Siegfried, j'ai tracé d'amont en aval 38 profils transversaux distants en moyenne de 1 à 1,5 km.

Le tracé de ces profils est autant que possible perpendiculaire au cours actuel de la Drance, afin de garder l'écartement vrai des versants. Mais lorsqu'une succession de banquettes nettement superposées se présentaient sur un profil oblique, le long d'un cours d'eau affluent par exemple, j'ai projeté

ce tracé sur une ligne droite perpendiculairement au thalweg actuel.

En dessinant mes profils, je m'en suis tenue strictement à la carte, excepté dans certains cas, où des replats, nettement observés sur le terrain, avaient été omis, mal rendus ou marqués à des altitudes inexactes par le topographe. C'est le cas notamment pour les petites banquettes de 2070 m. sur le profil 18 et 2022 m. sur le profil 19.

Une fois ces profils transversaux établis, j'ai prolongé sur eux la pente des banquettes au delà de sa rupture inférieure jusqu'au-dessus du thalweg actuel de la Drance, en tenant compte des liaisons d'un versant à l'autre observées sur le terrain, afin d'obtenir approximativement l'altitude du fond de l'auge correspondante.

Les valeurs ainsi obtenues sont évidemment douteuses, ou plutôt imprécises, mais c'est la seule manière de les déterminer.

Puis, me basant sur les mêmes cartes topographiques, j'ai tracé un profil longitudinal de la vallée. L'échelle des hauteurs est ici double de celle des longueurs. Les numéros qui jalonnent le cours actuel de la rivière correspondent aux numéros des profils transversaux.

J'ai reporté, sur ce profil longitudinal, les altitudes obtenues pour chaque ancien fond de vallée et les ai reliées suivant les observations faites sur le terrain. Cela me donne approximativement le profil longitudinal des thalwegs successifs.

DESCRIPTION GENERALE

La région étudiée comprend la vallée de Bagnes dans toute son étendue.

La Drance, qui la parcourt, prend sa source au glacier d'Otemma, et vient se jeter dans le Rhône, sur rive gauche, exactement au coude de Martigny, après un parcours de 43,5 km.

Au point de vue de l'orientation, la vallée se divise en quatre tronçons nets :

- 1^o De la source à Mauvoisin. Orientation S-N.
- 2^o De Mauvoisin au Châble. Orientation SE-NW.
- 3^o Du Châble au Brocard. Orientation E-W.
- 4^o Du Brocard à l'embouchure. Orientation S-N.

Au point de vue géologique, cette division persiste: tout le glacier d'Otemma se trouve dans le noyau paléozoïque de la nappe de la Dent Blanche, mais la Drance le quitte très tôt, pour traverser obliquement la zone mésozoïque du Combin, formée de schistes lustrés, où sont intercalés de grands bancs calcaires et des quartzites triasiques.

En entrant dans le deuxième tronçon à orientation SE-NW, elle pénètre dans la grande masse continue des schistes de Cassana, gneiss et micaschistes paléozoïques de la nappe du Grand-Saint-Bernard, qu'elle coupe à angle droit.

En aval du Châble, soit au début du tronçon 3^o, la Drance traverse successivement la mince zone des schistes lustrés de Sion-Val Ferret, les couches fortement redressées plongeant vers l'W de la racine des nappes helvétiques, et enfin coupe le tronçon septentrional du massif cristallin du Mont-Blanc.

Quittant cette zone, elle fait un brusque coude au Brocard pour suivre jusqu'à son embouchure, soit sur tout le parcours du tronçon 4^o, l'étroit synclinal de Chamonix.

Tronçon 1: De la source à Mauvoisin.

Peu après sa sortie du glacier d'Otemma, la Drance reçoit une série de torrents, provenant de la fonte des glaciers de Fenêtre, du Mont Durand et de Zessetta sur rive gauche, et de celui de Breney sur rive droite. Elle creuse tout d'abord son lit dans une zone de moraines récentes aux formes parfaitement conservées. Puis se présente un large plateau de roches moutonnées, parsemées de petits lacs, fond de vallée glaciaire très ouverte qui remonte vers l'aval. C'est Chanrion, s'étendant du sud au nord jusqu'au glacier de Breney. La contrepente de ce plateau est forte: 8 % environ, mais le torrent, loin de suivre cette voie ascendante, contourne le plateau vers l'W, et s'y creuse un thalweg très étroit jusqu'à la confluence du torrent de Breney. Là, le thalweg s'élargit un peu, le torrent alluvionne légèrement: c'est un bassin de confluence en miniature. Le glacier du Mont Durand par contre, plus en amont, n'a pas su creuser un bassin de confluence dans la vallée, et les moraines récentes qu'il a laissées, et que l'on peut facilement suivre sur rive droite de la Drance, tout près du thalweg, montrent nettement comment le glacier du Mont Durand est venu buter contre la paroi du plateau de Chanrion.

Le glacier de Zessetta, un peu en aval, montre exactement

le même phénomène avec la même récurrence déposant sa moraine frontale sur rive droite de la Drance. Et mieux encore, juste en amont de la moraine, sur le chemin même qui longe le thalweg, on voit un dépôt de cailloutis roulés, preuve d'un petit lac de barrage glaciaire provoqué par la récurrence.

Pourtant, directement en aval de la confluence du torrent de Zessetta, la Drance alluvionne légèrement dans son lit un peu surcreusé, formant la petite plaine des Arolles, pour s'enfoncer brusquement dans une gorge, au Pont de Quart. La confluence du glacier de Zessetta se faisait donc suivant un type intermédiaire entre ceux du Mont Durand et de Brenney. Beaucoup plus en aval, à l'embouchure du torrent de Giétroz, nous verrons un type de confluence glaciaire analogue à celui du Mont Durand, avec un dépôt de cailloutis en amont, comme à la confluence de Zessetta, dû au même phénomène de récurrence.

Ainsi, tous les glaciers du fond de la vallée (et il en est de même pour celui de Corbassière plus en aval), montrent une même avancée récente jusqu'au thalweg de la Drance, celui d'Otemma ne dépassant pas la Grande Chermontane. Les moraines en sont très fraîches, à peine recouvertes de végétation. Cette récurrence est probablement contemporaine de celle observée par Swiderski au glacier d'Aletsch et attribuée par cet auteur au XIX^e siècle¹.

Au Pont de Quart, nouveau verrou scié par une véritable fissure post-glaciaire dans laquelle la Drance bouillonne, presque invisible. Quelques mètres au-dessus, les belles roches moutonnées couvertes de rhododendrons marquent nettement le fond de la vallée lors de la dernière avancée glaciaire.

Enfin, entre ce dernier verrou et celui de Giétroz, s'étend une longue plaine alluviale de près de 3 km. où la Drance se divise en bras multiples et anastomosés, qui vont tous s'engouffrer dans le défilé de Giétroz. C'est le beau bassin de surcreusement de Torrembey.

Celui-ci est fermé brusquement par le verrou de Giétroz, dans la gorge duquel le torrent du même nom se jette en une belle cascade. C'est sur ce verrou qu'on voit les moraines de la récurrence du glacier de Giétroz et le dépôt de cailloutis dont nous avons parlé plus haut.

Le verrou de Giétroz ferme le premier tronçon de notre rivière.

En cet endroit, la vallée, très étroite, est barrée à droite par l'arête très raide et continue du Mont Pleureur, et à gauche par celle des Mulets de la Liaz. Seul l'épaulement de la Pierre à Vire forme encoche dans le profil abrupt de ces deux arêtes. C'est une barrière formidable dominée par le Mont Pleureur.

Ce verrou constitue une limite à bien des points de vue. En amont, ce sont de hauts pâturages d'été, quelques petits chalets de pierre à peine visibles, habités par des vachers seulement. L'herbe y est tondue par le bétail, jamais la faux n'y apparaît. Plus d'arbres, quelques maigres buissons seulement. En aval, dès la sortie de la gorge de Mauvoisin, ce sont des « mayens », des villages, des prairies, de beaux mélèzes.

Au point de vue géologique, de même. Alors que sur les quelques kilomètres qui précèdent le verrou, les versants montrent une alternance régulière de schistes très micacés et de grands bancs calcaires, à l'allure calme, plongeant régulièrement vers le N.-W, les parois abruptes des deux arêtes du verrou montrent, au contraire, des plis informes où se perdent les grands bancs calcaires. La morphologie en est par conséquent également altérée. Dans le fond de la vallée, chose remarquable, le verrou s'étend beaucoup plus loin vers laval que dans le haut des versants. Il se prolonge en une sorte de presqu'île jusqu'au pont de Mauvoisin.

Si maintenant on étudie les versants de ce premier tronçon de vallée, on voit d'un bout à l'autre le fond décrit plus haut, limité par des parois presque verticales. C'est le type très net de l'auge glaciaire, au plancher rocheux tantôt à nu (verrous), tantôt alluvionné (bassins), représentant le lit du dernier grand glacier.

Au-dessus des quelques centaines de mètres de la paroi, s'étendent brusquement de beaux pâturages en pente douce et à l'herbe drue, richement arrosés par d'innombrables ruisselets de fonte de neige, qui vont se précipiter en cascades dans la vallée.

Sur versant droit, ce haut replat est très probablement la continuation du plateau en contre pente de Chanrion. La culmination serait à Tzofferay, où le plateau, très large et plat, domine le thalweg actuel de 600 m. environ. Cette magnifique

banquette a été coupée par le glacier de Breney, mais partiellement seulement, car celui-ci montre, dans la continuation de la paroi de l'auge, un gradin très net sur lequel l'extrémité de sa langue vient se crevasser. Toutefois, si le plateau de Tzofferay est si plat et si magnifiquement moutonné, cela est dû en grande partie au glacier de Breney, qui prenait autrefois cette voie pour rejoindre celui de Bagnes, au lieu du crochet vers le sud qu'il fait aujourd'hui. En effet, le petit lac de Tzofferay est nettement un lac de surcreusement glaciaire, et sur la basse arête qui le sépare du glacier actuel, une belle moraine est posée en équilibre et s'éboule dans le lac même. Le seuil est donc bien peu important, et devait facilement être franchi.

On peut longer le plateau de Tzofferay vers l'aval jusqu'à l'Alpe de Giétroz, mais sa pente est beaucoup plus forte que celle du thalweg actuel (9 % pour le plateau, 3 à 3,5 % pour le thalweg). Cette forte pente est la même que celle des grands bancs calcaires sous-jacents. Elle a donc nettement une cause tectonique.

Sur rive gauche, le même plateau se retrouve à une altitude un peu inférieure, et suivant également vers l'aval la forte pente des bancs calcaires. Cette altitude plus basse sur versant gauche doit être due au plongement des couches qui n'est pas S-N, mais légèrement SE-NW, ce qui provoquerait cette dissymétrie de la vallée. Sur ce versant comme sur l'autre, le plateau se poursuit régulièrement. Ce sont, d'amont en aval: une forte brèche dans l'arête descendant de la Tour de Boussine (profil 4), toute la large cuvette du glacier de Zessetta (profil 5), dont la langue, très courte, vient pendre au-dessus de la paroi de l'auge, nettement suspendue, puis les Alpes de Zessetta et surtout de la Liaz (profils 6, 7, 8). A Boussine, il montre une même culmination qu'à Tzofferay, à Chermontane une contrepente jumelle de celle de Charnier.

Au-dessus de ces replats que nous nommerons pour plus de commodité « *niveau de la Liaz* », se trouve une paroi de rochers surmontée elle-même d'un replat beaucoup moins important, couvert d'éboulis. De ce niveau supérieur, pas trace sur rive droite. Se relie-t-il lui-même à Tzofferay, tandis que le niveau de la Liaz n'aurait pas son correspondant sur rive droite? Ce n'est guère probable. Les altitudes, ainsi que l'al-

lure des profils transversaux (7 et 8 surtout), semblent en faveur de cette hypothèse, mais l'allure de ces larges replats observés dans une vue d'ensemble sur le terrain, l'exclut au contraire tout à fait. L'unité de l'auge inférieure, au modelé parfait, la similitude de ces larges alpes de côté et d'autre, l'analogie de leur comportement en accord avec la structure géologique, soit la contrepente Chanrion-Chermontane, la culmination Tzofferay-Boussine, enfin leur rapide plongement vers le verrou de Giétroz, où les altitudes s'égalisent, sont en faveur du raccord du plateau de Tzofferay avec le pâturage de la Liaz. En outre, l'encoche de Boussine semble nettement prolonger le grand plateau de Zessetta plutôt que le niveau supérieur. Ce dernier se perdrait sur la droite dans les parois rocheuses irrégulières du Mont Rouge, ou bien n'est qu'une terrasse de dénudation, simple « vire » provoquée par la dureté des roches.

Au verrou de Giétroz cessent les grands bancs à plongement S-N, et avec eux la cause déterminant la forte pente du glacier. La morphologie, intimement liée à la tectonique, change dès lors complètement.

Au verrou même, deux ruptures de pente sont visibles sur la rive gauche. C'est le replat de la Pierre à Vire proprement dite (2385 m. profil 10) et un niveau plus bas coupé par le Drance. Ce dernier n'est pas tant marqué par un replat, que par une différence dans l'allure de la paroi. En dessous de la Pierre à Vire, les roches sont arrondies en dos d'âne, puis brusquement coupées verticalement par le torrent.

Cette limite si nette entre l'érosion glaciaire et fluviale frappe l'œil à tel point qu'il semble discerner deux banquettes, alors qu'il n'y en a probablement qu'une, celle de la Pierre à Vire, et que la Drance a simplement creusé son lit dans une encoche un peu plus basse du verrou, passage d'un torrent sous-glaciaire. J'ai plutôt tendance à adopter cette dernière explication et à ne voir qu'un niveau glaciaire à la Pierre à Vire.

Sur la rive droite, l'arête du Mont Pleureur est là, telle un écran au bord également déchiqueté du haut en bas. Aucun indice de l'histoire de la vallée n'y est resté gravé, quoi que puisse en dire Hess¹. La pente extrêmement forte de cette arête et son étroitesse rendent très naturelle cette ab-

sence de traces. Par contre, en amont de l'arête, entre l'Alpe et le glacier de Giétroz se trouve un dos rocheux (2400 m.), reste probable de ce niveau de la Pierre à Vire (voir profil 10).

Le niveau de la Pierre à Vire continue probablement celui de La Liaz-Giéetroz. La contrepente est évidemment très forte, mais bien naturelle, si l'on songe à l'obstruction formidable que représentait cette barrière. Le large bassin surcreusé des Alpes de Giétroz-La Liaz, ainsi que celui de Tormebey dans l'auge inférieure, en sont la preuve. Alors qu'aujourd'hui les méandres de la Drance comblent le bassin et se joignent pour creuser le défilé de Giétroz, égalisant ainsi son cours, il est impressionnant de se représenter ces grands amas de glace venant s'écraser contre l'obstacle, tel un troupeau compact au passage d'un portail, puis franchissant le verrou.

Tronçon 2: Mauvoisin-Le Châble.

Ce sont encore des schistes très micacés, mais bouleversés, aux couches presque verticales par endroits.

En aval de l'arête du Mont Pleureur, la vallée s'ouvre presque aussi brusquement qu'elle se rétrécissait en amont. Mais le verrou lui-même se prolonge jusqu'au Pont de Mauvoisin, et la rivière s'y taille une gorge étroite. Elle en sort pour traverser le bassin de Madzéria, où s'étalent à gauche et à droite de larges cônes de déjection, puis, brusquement, un nouveau verrou qui, sans avoir l'ampleur du précédent, l'égale en importance. Il présente en effet l'image type du verrou emboité; il n'y a rien à reprocher à son modelé (prof. 12). Au fond, un dos de roches moutonnées, coupées par un rapide de la rivière, et au-dessus, de 200 en 200 m., trois replats superposés très nets. Il faut toutefois se méfier un peu de l'altitude du replat supérieur de gauche (Bocheresse) à 2151 m., car la rupture de pente est accentuée par une jolie moraine qui suit horizontalement le flanc de la montagne, mais qui repose toutefois probablement sur une banquette rocheuse. Ce verrou est celui de Vasevay-Bocheresse. Dans lequel de ces niveaux se prolonge celui de la Liaz? C'est très difficile à dire. Sa grande altération au verrou de Giétroz et sa disparition dans le bassin de Madzéria, rendent incertaine toute liaison, d'autant plus que la pente de ces anciennes vallées ne peut entrer en ligne de compte, étant donné la fréquence des anomalies (contres) qu'elles présentent. Toutefois, la

continuité que nous observerons plus loin dans le niveau de Bocheresse-Vasevay, serait en faveur de sa liaison avec La Liaz.

Au sortir du verrou de Vasevay-Bocheresse, la Drance se calme pour flâner un moment dans la petite plaine de Bonatchesse.

Du Bressoley à Fionnay, elle coule rapide entre les rochers, sans montrer de bassins ni de verrous individualisés; mais, en quittant Fionnay, elle recoupe en cascadant un verrou précédent le petit bassin de confluence du glacier de Corbassière. Soit le verrou, soit le bassin sont très modestes en regard de l'importance des deux glaciers confluents.

A Lavintzie, nouveau rapide dû à un verrou peu accentué; à Lourtier, écartement des versants, enfin dernier rétrécissement à Fregnoley, avant l'entrée dans le grand bassin, qui s'ouvre à Champsec, pour ne se refermer qu'en aval du Châble. Mais on peut dire qu'entre Fionnay et Champsec, l'individualisation des verrous et bassins est peu marquée, et que la pente du thalweg y est forte, mais continue (11 %).

C'est le tronçon qui montre la plus forte pente de toute la vallée.

Entre le torrent de Versegère et le Châble, la magnifique terrasse de Brusson s'étale sur rive gauche de la Drance. Elle se distingue nettement du cône de déjection torrentiel de Versegère, qui s'étend en contre-bas, toujours séparé de la terrasse par un talus net. C'est la terrasse fluvio-glaciaire d'un stade de retrait post-wurmien du glacier de Bagnes.

Sur le tronçon entre Mauvoisin et Fionnay, on a peu de banquettes.

Sur rive gauche, le replat de la Pierre ollaire (prof. 13) pourrait se rallier à celui de Bocheresse. Celui du Crêt par contre, en aval sur versant droit, semble un peu élevé (2200 m., prof. 14) pour se rattacher à Vasevay (2160 m.). Le glacier aurait dû suivre, à cet endroit, une contrepente que n'explique aucun autre fait; l'altitude de la Pierre ollaire, l'absence de verrou à cet endroit, ne permettent pas d'expliquer pareille anomalie. Le Crêt constituerait plutôt un niveau plus élevé détaché, ou mieux encore, ne serait dû qu'à l'érosion du petit glacier latéral du Crêt. Les belles crêtes morainiques qui s'allongent suivant la pente du versant, et proviennent de ce dernier, sont en faveur de cette interprétation.

Au-dessous du Crêt se trouve une petite banquette à 1830 m. sans correspondant sur rive gauche (prof. 14).

Sur le profil 15, un replat sur rive droite à 2018 m. prolonge peut-être le niveau de Bocheresse-Pierre ollaire.

Directement en amont de Fionnay, les versants sont si abrupts, que seul un replat sur rive gauche à 1800 m. (prof. 16) se relie probablement à celui du profil 14.

A Fionnay même, le haut de la cascade artificielle marque un gradin de confluence du glacier de Severeu, et l'avancée de cet éperon est témoin de la dérivation subie par le glacier principal de Bagnes, sous l'action de la poussée latérale de celui de Severeu, qui protégeait ainsi son gradin contre l'érosion latérale du glacier principal. C'est là un phénomène bien connu par les beaux exemples qu'on en trouve dans d'autres vallées glaciaires; celui du Trient et de Pissevache à Vernayaz sont parmi les plus magnifiques.

Un replat isolé se montre vis-à-vis de la cascade de Fionnay, au-dessous de Corbassière, à 1890 m. (prof. 17). Là encore, comme à Bocheresse, une moraine accentue la rupture de pente.

La croupe de Corbassière, qui sépare le glacier et le torrent du même nom de la vallée de Bagnes, présente deux niveaux correspondant à d'anciens lits du glacier de Corbassière. Le profil 17 passe par le point 2227 au pied des Becs de Corbassière, ancien passage du glacier le plus élevé. Là en effet, l'arête déchiquetée, qui sépare les deux vallées, s'arrondit brusquement en roches moutonnées couvertes de maigre végétation.

Le deuxième passage se serait effectué au niveau des chalets de Corbassière et du point 1967 au tournant du chemin de Panossière.

Si l'on veut relier les niveaux de cette croupe à ceux de la vallée principale, il faut évidemment tenir compte de l'action érosive du glacier affluent et ne pas oublier que ces replats ne constituent pas des restes de versants du glacier principal, mais le fond même du glacier latéral. Or, la valeur de cette érosion est inconnue, et rien ne peut la révéler. Ces circonstances rendent extrêmement délicate la liaison avec les banquettes de l'amont; je ne m'y risquerai pas.

Notons en passant les magnifiques crêtes morainiques que le glacier de Corbassière a déposées sur cette croupe, postérieurement à son passage par cette voie.

Les profils suivants montrent une série de replats, les uns bien individualisés, tels les Alpes de la Lys et Plan Séry, d'autres beaucoup moins nets et surtout difficiles à relier entre eux. Toutefois, si l'on examine la vallée du point 1967 au tournant du chemin de la Cabane de Panossière, on distingue nettement une lignée de petits replats herbeux, sur le versant opposé, qui ont été en partie omis ou très mal rendus par le topographe, mais qui se suivent nettement vers l'aval, séparés chaque fois par des ravines, et représentent un niveau bien continu.

Ce sont d'amont en aval :

1^o Au-dessous du verrou de Louvie, un replat gazonné net à 2070 m. sur l'arête de la Rogneuse (prof. 18).

2^o Sur la rive opposée du torrent de Louvie, un replat semblable à 2022 m. (prof. 19).

3^o Au-dessous de l'Alpe du Grenier, le replat coté 1965 m. (prof. 21).

4^o Au-dessous de l'Alpe Perreire à 1843 m. (prof. 23).

5^o Mayentzet, 1650 m. (prof. 26).

6^o Et enfin plus bas, sur la feuille de Martigny, le hameau de Clambin à 1680 m. (prof. 27).

Ces banquettes prolongent probablement Vasevay-Bocheresse; mais ce n'est pas certain.

Sur rive gauche, ce niveau se relieraient à l'Alpe de la Lys (1950 m. env., prof. 21-22); nous l'appelons par conséquent « niveau de la Lys ».

Un niveau supérieur, celui de « Plan Séry », serait constitué sur rive gauche par Plan Séry (prof. 19-20) et Servais au fond du vallon de Versegère, et sur rive droite, par l'Alpe de Grenier (2190 m., prof. 21), le replat 2248 m. au N-W de Grenier (prof. 22), le haut de l'Alpe Perreire (2083 m., prof. 23), le grand plateau de l'Alpe du Chardonnay (prof. 24-25), le Vacheret (2137 m., prof. 27), et un replat qui se suit tout le long de l'ancien cours du bisse de Levron, abandonné actuellement, jusqu'au-dessus du Châble (prof. 28-29). Toutefois, Plan Séry et la Lys semblent se poursuivre l'un dans l'autre malgré la forte pente que cette liaison représenterait. Les deux niveaux ne se distinguent donc pas nettement dans cette partie de la vallée.

A part ces deux niveaux bien continus, quelques replats restent isolés : Le Pissot (1600 m., prof. 21), la Tougne

(1635 m., prof. 23) et Plenaz Jeux (1440 m., prof. 24) sur rive gauche; Sarrayer et quelques épaulements très indistincts sur rive droite; il est probable qu'ils se relient entre eux en partie du moins.

Dès lors, la vallée s'ouvre considérablement. Assez resserrée sur la presque totalité de son parcours, elle frappe par ce brusque élargissement.

Le versant droit s'élève en pente douce, s'arrondissant en arc de cercle herbeux, richement arrosé par une multitude de torrents, qui descendant et convergent dans ce grand entonnoir dont le Châble forme centre.

Le spectacle est surtout imposant du petit sommet 2047 au-dessus de Larsey. Les villages de Médières, Verbier et de nombreux petits hameaux et mayens épargnés de toutes parts sur ces pentes confortables, s'y prélassent au soleil, alors qu'en amont, les villages s'échelonnent le long du thalweg, ou parfois s'accrochent à des pentes inhospitalières.

Le bord supérieur de l'entonnoir est constitué par une large selle, le col de la Croix de Cœur (2182 m.), premier point de l'arête séparant la Drance du Rhône, qui fut franchi par le glacier. Une pente douce des deux côtés, le modelé arrondi de cette large encoche témoignent de l'érosion glaciaire. C'est un ancien cours du glacier de Bagnes, ou peut-être une simple défluence. C'est en tout cas là que se fit le premier contact entre les deux grandes masses de glace de Bagnes et du Rhône.

Ce changement brusque de la morphologie est dû à deux causes concomitantes :

1^o Cette zone d'élargissement se trouve sur le chemin du glacier alors que celui-ci rejoignait directement le Rhône par la Croix de Cœur. Avant de franchir cette croupe, il s'élargissait probablement dans un bassin de surcreusement qui fut l'origine de la cuvette actuelle.

2^o La Drance fait au Châble un coude qui la dirige nettement vers l'W. Le glacier tendant par inertie à continuer en ligne droite, a donné à cet endroit un coup de gouge peu commun, alors que sur rive gauche, la masse glacée contournait tranquillement l'arête de Bonna Vaux.

Dans cette demi-cuvette se distinguent deux niveaux : un supérieur, aux Planards (1930 m., prof. 29), c'est celui du bisse de Levron et de Plan Séry ; et un autre plus bas à 1500 m.

environ, supportant les hameaux de Mondzeur, Corbet, etc., au-dessus de Medières.

Est-ce la continuation du niveau de Clambin, que nous avons pu suivre si régulièrement en amont? Entre Clambin et Mondzeur, la différence d'altitude est de 240 m., et un véritable talus les sépare. Pour les relier, il faudrait supposer un gradin très brusque, et qui, sur place, semble peu probable. Mais lorsque l'on reconstruit le profil longitudinal de l'ensemble de la vallée, leur liaison paraît presque s'imposer.

Tronçons 3 et 4: Le Châble. — Rhône.

En aval du Châble, la vallée se resserre entre l'éperon de Bonna Vaux et les contreforts de la Pierre-à-Voir. Mais peu après, la rivière pénètre dans l'important bassin qui précède l'embouchure de la Drance d'Entremont. Elle est tout d'abord acculée au pied du versant sud, par le magnifique cône de déjection du torrent de Merdenson, en pleine activité érosive actuellement. Juste avant sa confluence avec le dit torrent, la Drance traverse d'épaisses masses morainiques, dépôts d'un stade de retrait du glacier; le bassin de surcreusement du Châble représente donc la cuvette terminale de ce stade.

Le bassin de Vollèges semble, au premier abord, constituer une anomalie curieuse. C'est en effet une vaste cuvette, juste en amont de la confluence de la Drance d'Entremont, et fermée immédiatement après cette confluence par le verrou de Sembrancher. Selon la théorie de certains auteurs, de Martonne en particulier, la confluence de deux vallées glaciaires est marquée, juste en amont, par un gradin, et en aval par une cuvette. A quoi peut être dû ce renversement des conditions habituelles?

On pourrait invoquer le stationnement du front du glacier de Bagnes, au verrou de Sembrancher, lors d'un stade de retrait; le bassin de Vollèges serait envisagé comme une cuvette terminale. L'existence de ce stade de retrait est ici manifeste: les gros dépôts morainiques qui supportent les dernières vignes à Sembrancher et au Fay en sont des témoins indubitables. Mais un stade de retrait ne transforme pas les conditions antérieures d'une vallée. Or, la confluence des deux Drances est certainement un fait antérieur à ce stade de retrait, où le glacier, normalement, aurait dû respecter le gradin amont et surtout la cuvette aval.

Par contre, si l'on se représente les glaciers de Bagnes et d'Entremont, réunis, traversant le col du Tronc et le Pas du Lens pour rejoindre, à Charrat, le Rhône, le bassin de Vollèges et le verrou de Sembrancher se comprennent parfaitement. Ce qui est actuellement le verrou de Sembrancher n'était alors que la paroi latérale gauche des glaciers réunis. La cuvette de Vollèges était au point même de leur jonction. Le gradin amont est admirablement marqué à la Drance d'Entremont. Et, dans la vallée de Bagnes, il serait représenté par le resserrement entre la Pierre-à-Voir et Bonna Vaux.

Nous verrons du reste que ce passage par le col du Tronc des anciens glaciers des Drances réunis, est attesté par toute la morphologie de la région.

En quittant les dépôts du Fay, la Drance rencontre un nouveau verrou coïncidant avec l'entrée dans le cristallin du Mont-Blanc, et si resserré, que, soit la route, soit le chemin de fer, sont obligés de traverser la roche en tunnel par la galerie de la Monnaie. La rivière reste très encaissée jusqu'à Bovernier, où la vallée s'aère un peu. Jusque-là, le thalweg montrait tantôt la roche à nu, tantôt de la moraine, mais essentiellement de l'éboulis provenant des pentes abruptes du Catogne et de Mont Chemin. A Bovernier, le glaciaire prédomine et va rejoindre celui qui couvre les lacets inférieurs de la route des Vallettes à Champex. Puis la Drance reçoit le Durnant, et va faire, en amont du Brocard, le brusque coude qui la dirigera à angle droit de sa route précédente, enfin traverse les alluvions de la plaine du Rhône, pour se jeter dans le fleuve en aval de son coude de Martigny.

L'allure si jeune de la vallée entre Sembrancher et le Brocard est le fait, d'une part, de la résistance du massif cristallin, et d'autre part de sa relative jeunesse: elle ne fut creusée qu'après le passage du glacier par-dessus la croupe de Mont Chemin.

L'analyse des versants du tronçon 3 est plus complexe que celle des tronçons précédents, parce que ce passage s'effectua, au cours des temps, en des points différents.

L'éperon de Bonna Vaux montre encore une superposition régulière des banquettes. Du petit sommet de Larsey (2047 m., prof. 30 bis), l'arête descend sur un replat à 1700 m., fait une chute de 300 m. pour s'adoucir à Bonna Vaux, et enfin,

par une dernière plongée vers le thalweg, atteint la Drance qui contourne de près le rocher.

Au niveau de 1700 m. correspond dans la vallée d'Entremont le beau replat de l'Alpe de Larsey (1876 m., prof. 31 bis), et, plus en amont, les deux petits plateaux herbeux des Crettets (1794 m.) et de la Comba (1866 m.), petites pièces claires coupées dans le grand pan sombre et continu des conifères. De même Cheseaux (1450 m.), plus bas, se relie à Bonna Vaux. Sur les flancs du Catogne, l'Alpe du même nom (1863 m.) fait vis-à-vis à celle de Larsey. Ce niveau est plus élevé à l'entrée de la vallée que plus en amont aux Crettets et à la Comba, de même que sur les versants de Bagnes. Il y a là une contrepente nette due assurément à un verrou de confluence qui s'est maintenu depuis les premières glaciations et que coupe du reste encore la Drance d'Entremont actuelle. Les replats de la Comba, les Crettets, Cheseaux montrent en outre que le tronçon de la vallée d'Entremont situé entre Orsières et Sembrancher, n'est pas de formation récente. La vallée morte de Champex n'est par conséquent pas l'ancien cours de la Drance d'Entremont comme le veulent Bodmer¹, Valkenburg² et von Staff³, ni même probablement de Ferret, mais une simple diffluence du glacier de Ferret, coupé en deux langues par le grand triangle du Catogne, qui devait alors former une sorte de nunatak au milieu du flot de glace l'encerclant de tous côtés.

Les deux niveaux observés sur l'arête de Larsey-Bonna Vaux se rattachent respectivement à ceux du versant opposé, soit les Planards et Mondzeur. Plus en aval, on les retrouve encore. Ce sont :

Le Château (1800 m., prof. 30), au-dessous de la Pierre-à-Voir pour le niveau supérieur.

Saint-Christophe (1588 m., prof. 30) et Saint-Jean (1395 m., prof. 32) sur Sembrancher pour le niveau de Bonna Vaux.

Plus bas encore et en aval, dès Sembrancher, un troisième niveau, que nous nommerons « *niveau du Peutet* », est représenté par le Peutet sur Sembrancher (998 m., prof. 32), le replat 1005 au-dessus de la Galerie de la Monnaie (prof. 33), et vis-à-vis, un peu en aval, le Clou (915 m., prof. 34 bis).

¹ 3, p. 24.

² 37, p. 34.

³ 35, p. 26.

Le Clou forme peut-être un niveau un peu inférieur, qui irait se relier à Ecotteaux (prof. 36).

Le dos d'âne qui descend de la Pierre-à-Voir sur le Brocard montre nettement trois paliers successifs, passages évidents du glacier de Bagnes pour se joindre au Rhône. Ce sont :

- 1^o Le Pas du Lens et le Col du Tronc (1650 m. env.), entre Blissier et Crevasse.
- 2^o La Tête des Ecouduits-Les Planches (1440 m.).
- 3^o Surfrête (1100 m. env.).

Ces trois thalwegs semblent correspondre respectivement aux trois niveaux de Larsey-Le Château, Bonna Vaux-Saint-Jean, et Le Peutet-Le Clou.

A chaque période glaciaire, l'embouchure était donc plus occidentale, et le glacier de plus en plus dévié.

L'explication de ce phénomène est probablement la suivante :

Le passage par le Col du Tronc a pour cause la dérivation subie par le glacier de Bagnes, sous la forte poussée du glacier d'Entremont, très considérable du fait de sa riche alimentation dans le massif du Mont-Blanc.

A la glaciation suivante, le glacier de Bagnes aura forcé le barrage de celui d'Entremont; ce dernier déversait alors une grande partie de sa masse par Champex, de même que celui de Trient passait par la Forclaz. Ces deux puissantes masses de glace forcèrent le glacier de Bagnes à tourner sur les Ecouduits.

Champex (1472 m.) et la Forclaz (1530 m.) appartiennent très probablement au niveau de Cheseaux (Entremont) et Bonna Vaux, et ne furent abandonnés que plus tard.

Enfin, à une période plus avancée à laquelle correspondent les banquettes du Peutet-Le Clou, le vallon de Champex et la Combe de Martigny étant abandonnés, ou ne laissant passer qu'un peu du débordement superficiel des glaciers de Ferret et Trient, le glacier de Bagnes ne rencontrait plus rien sur son passage, et suivait la ligne droite jusqu'à ce que la barrière de l'Arpille le forçât à suivre, par Surfrête, l'ancien cours de la branche de Champex.

Le dernier palier d'Ecotteaux représente probablement un passage encore postérieur d'un glacier beaucoup plus réduit ou mieux encore du même glacier en retrait et se continuerait peut-être en amont par la banquette du Clou.

Ces trois paliers de la croupe de Mont Chemin montrent à chaque période une contrepente très naturelle avec l'amont. La croupe fonctionnait comme verrou de confluence. La tendance du glacier de Bagnes à toujours poursuivre sa route vers l'W parallèlement au glacier du Rhône provenait précisément de la poussée latérale de ce dernier.

Il est extraordinaire que cette croupe ait résisté au rabotement de tous côtés, que lui ont infligé, à travers les glaciations successives, des masses de glace aussi puissantes que celles du Rhône, de Bagnes, d'Entremont et du Trient, râpant simultanément ses flancs et son dos. La Pierre-à-Voir elle-même devait, comme le Catogne, dominer les flots glacés, tel un îlot perdu. Peut-être fut-elle submergée momentanément lors des premières glaciations, son sommet ne dominant la Croix de Cœur que de 300 m. Ce col ne constituait peut-être qu'une diffluence lors du passage principal par le Col du Tronc.

Une série de replats s'étagent sur les pentes de Ravoir, au-dessus de Martigny. Ce sont :

1^o Chez les Pillet (1334 m., prof. 37), La Foret (1284 m., prof. 36) et la Balmaz (1380 m., prof. 36), du niveau de Bonna Vaux - Tête des Econducts.

2^o Gillioud (1175 m., prof. 38), Rapperens (1208 m.), du niveau de Surfrête, tandis que Cheseaux (1020 m.) correspondrait à Ecotteaux.

Il est presque impossible de relier ces replats aux niveaux étudiés, étant donné leur éloignement et leur grand nombre à peu d'altitude les uns des autres. Le passage du Trient par la Combe a certainement été cause de la complexité qui règne sur ces pentes de Ravoir au point de vue de la liaison des replats.

Les grands replats de l'Arpille et de Bovine constituent un niveau supérieur qui se retrouve plus difficilement en amont peut-être dans Plan Folliaz (W du Catogne), le sommet de Larsey, Blissier, la Croix de Cœur, mais trop espacés pour qu'il soit possible de les relier raisonnablement en un niveau continu ; on n'en a pas trace en amont du Châble.

Résumé.

Peut-on retirer de cette sèche énumération de banquettes, quelques certitudes sur l'histoire de la vallée, et se faire une

idée juste de ce qu'elle fut et devint au cours des diverses glaciations?

J'ai reporté sur un profil longitudinal de la vallée les altitudes présumées des thalwegs correspondant à tous ces restes de versants. Il en ressort les constatations suivantes:

Le tronçon 1 montre un niveau continu et unique qui cesse à Giétroz.

Le tronçon 2 est le plus riche en banquettes.

Celles observées en amont de Fionnay ne se relient que problématiquement à celles de l'aval.

Ce n'est donc qu'en aval de Fionnay qu'on peut espérer reconstituer des anciens fonds de vallées continus.

Deux niveaux s'y suivent assez régulièrement quoique de temps à autre la liaison ne soit pas certaine. A part cela, des banquettes isolées et plus basses pour la plupart.

Le tronçon 3 montre également deux niveaux qui prolongent sans doute les précédents. Les incertitudes que laissent quelques gradins peu probables, relevées dans l'étude de détail, disparaissent lorsqu'on considère l'ensemble.

Plus bas, un troisième niveau se retrouve en aval de Sembrancher. Il a probablement des relations avec les banquettes inférieures du tronçon 2, mais l'irrégularité de ces dernières, ainsi que la grande lacune entre Champsec et Sembrancher, ne permettent que des suppositions. Ces trois niveaux observés correspondent aux trois paliers de la croupe de Mont Chemin.

Quant à vouloir juger de l'allure exacte de chaque ancienne vallée, du détail de sa pente, de ses particularités, c'est très délicat, étant donné la grande part d'arbitraire qui entre dans la reconstitution des anciens thalwegs, surtout lorsque les versants sont écartés, comme dans le bas de la vallée et dans les bassins. Toutefois, certains verrous et bassins se marquent fort bien dans les banquettes, ainsi ceux de Giétroz et surtout de Vasevay, vrai verrou emboîté. De même le gradin de confluence de la Drance d'Entremont. Les bassins de surcreusement de La Liaz et du Châble sont tous deux très anciens. Mais ce n'est pas grand'chose sur la longueur de la vallée. La plus grande partie des versants montrent la trace indubitable d'anciens fonds de vallées, mais sans en marquer les caractères.

Ces restrictions faites, le profil longitudinal donne tou-

tefois une image de l'allure générale de ces anciennes vallées.

Ainsi, le seul niveau continu du premier tronçon monte par Chanrion jusqu'à la culmination de Tzofferay, puis, après une forte descente, adoucit sa pente pour former la cuvette qui précède le verrou de Giétroz, et, enfin, franchit celui-ci par une brusque contrepente. C'est le niveau dont l'allure est la plus nette.

Les anciennes vallées constatées plus en aval montrent une pente assez continue. Les légers gradins et contrepentes que présente leur profil longitudinal, ne sont probablement dus qu'à l'imprécision inévitable des altitudes des thalwegs. Seul le palier précédant le profil 27 et le gradin qui le suit sont nettement visibles sur le terrain, et coïncident avec l'ouverture du bassin du Châble.

En outre, la contrepente nette que marque chaque fond de vallée avant de franchir la croupe de Mont Chemin est également indubitable.

Malgré ces incertitudes, on peut affirmer l'existence d'un niveau de banquettes dans le tronçon supérieur de la vallée, de deux ou trois niveaux réguliers dans le tronçon moyen et de trois niveaux dans le tronçon inférieur.

L'interprétation de ces faits ne peut être proposée qu'après l'analyse des principales méthodes par lesquelles les auteurs ont cru pouvoir dater les phénomènes glaciaires.

DÉTERMINATION DE L'ÂGE DES BANQUETTES

Qu'en est-il maintenant de l'âge de ces anciennes vallées?

Les éléments sur lesquels peut se baser une détermination d'âge des banquettes sont de deux sortes:

1^o les dépôts erratiques;

2^o la morphologie.

Certains auteurs tels que Hess¹, Staub et Machatschek², se basent uniquement sur des données morphologiques; Hess part de l'auge inférieure considérée comme würmienne, Staub et Machatschek d'une surface préglaciaire déterminée par simple appréciation personnelle et comparaison avec le « Bedrettotalboden » de Lautensach au Tessin.

¹ 8, 10, 12.

² 23.

D'autres, au contraire, partent d'une surface préglaciaire déterminée exactement par ses relations avec les « Deckenschotter » supérieurs de l'avant-pays, sous lesquels elle va plonger, pour dater leurs niveaux inférieurs. C'est le cas de Penk, Brückner, Lautensach, de Martonne¹. Cette méthode a infinité plus de valeur que la précédente, car son point de départ au moins est certain, tandis que Hess part d'une pétition de principe. Il attribue le fond d'auge actuel au worm, et chacun des épaulements suivants respectivement de bas en haut, au riss, au mindel et au gunz. Mais rien ne prouve que chaque période glaciaire ait creusé une auge unique et uniforme. Des récurrences succédant à des oscillations négatives considérables peuvent avoir dédoublé l'auge principale, ou même telle glaciation effacer par place les restes de l'auge précédente. Les récurrences post-wurmiennes ont également contribué à l'approfondissement de la vallée.

Valkenburg et Lucerna² attribuent la plus grande part du creusement de nos vallées aux stades de retrait et récurrences du glacier wurmien, mais la puissance d'érosion qu'ils accordent aux glaciers quaternaires est formidable, et leur hypothèse n'a pas de bases plus stables que celle de Hess. Il est certain que l'érosion produite par le glacier postérieurement au maximum de son extension wurmienne n'a pas été nulle et ne saurait être négligée. Mais rien ne nous permet d'apprécier quantitativement son action; il est peu probable qu'on puisse la distinguer de celle du stade de plus grande extension. De toutes façons, il nous paraît que Valkenburg et Lucerna l'ont fortement exagérée.

La détermination de l'âge des banquettes par les moraines latérales rencontrées sur les flancs des vallées n'a aucune valeur; car, même dans le cas où leur âge est établi d'une façon certaine, elles ne peuvent donner de renseignements que sur la hauteur de la surface du glacier, et non de son fond, étant donné que nous ignorons son épaisseur. Les estimations qui en ont été faites par de nombreux auteurs pour les grandes extensions quaternaires, sont toujours basées sur la différence d'altitude entre le fond présumé du glacier lors d'une certaine glaciation, le worm en général, et les moraines latérales dé-

¹ 31, 19, 26.

² 37, 21.

posées à cette même époque. Cette estimation exigeant la connaissance de l'altitude du fond du glacier, celui-ci ne peut par conséquent pas être déterminé au moyen des moraines superficielles: on tourne dans un cercle vicieux.

La méthode de Staub et Machatschek, qui s'appuie sur une détermination morphologique de la surface préglaciaire, n'est bonne que dans le cas où cette surface se différencie d'une façon certaine par son modelé.

Quel était l'état de maturité de cette surface préglaciaire? Cette question est primordiale, car si nos vallées présentaient au moment de la première invasion glaciaire un modelé jeune, thalwegs étroits enfoncés dans une vallée en V, il serait déraisonnable de vouloir retrouver actuellement des restes de cette topographie. Au contraire, si nos Alpes présentaient à ce moment l'aspect d'un paysage mûr, voire d'une pénéplaine aux larges surfaces légèrement inclinées, il y aura évidemment beaucoup de chances pour qu'elle se détache avec certitude. Ce n'est malheureusement pas le cas, et la divergence d'opinions qui règne, lorsqu'il s'agit d'établir son altitude dans une région donnée, est déjà une preuve des doutes qui planent sur ce passé pourtant bien peu éloigné.

Les renseignements que nous en avons sont de deux sortes:

1^o Dépôts détritiques de l'avant-pays.

2^o Morphologie.

En effet, les dépôts pliocènes marins détritiques, de la bordure méridionale des Alpes, évoquent l'image d'une érosion intense à l'intérieur de celles-ci. Toutefois, d'après Heim¹, les éléments de ces conglomérats sont des calcaires jaunes pour la plupart; pas de granites, ni de quartzites. Ces dépôts proviendraient donc de la destruction de roches voisines et non de l'intérieur des vallées. Cela confirmerait l'hypothèse de Penck², qui en fait le résultat de l'érosion marine. Ils ne constituent donc nullement une preuve d'une érosion active dans cette partie des Alpes à la fin du pliocène.

Les dépôts également détritiques grossiers des plateaux de Chambaran et Bonneveaux dans le bas Dauphiné, et considérés comme calabriens, montrent au contraire une grande

¹ 7.

² 31, p. 806.

quantité de quartzites et proviendraient donc de l'intérieur même des Alpes¹. Lautensach, toutefois, considère ces dépôts de Chambaran, ainsi que ceux du Belvédère en Autriche, comme des accumulations remaniées par les cours d'eau pliocènes, et n'étant donc pas la preuve d'une érosion active dans les Alpes à ce moment².

Il est curieux que tant d'auteurs aient tenu à faire de la surface préglaciaire une pénéplaine. Beaucoup d'entre eux ont travaillé dans les Alpes orientales, où la morphologie est certainement différente de celle de nos Alpes suisses et françaises. Celles-là sont plus propices à la reconstitution de la surface préglaciaire, de grands replats y étant partout bien développés, dans lesquels se creusent les auges.

La plupart des auteurs sont d'accord pour y voir, sinon une pénéplaine, du moins une surface mûre. Penck, Brückner, Lautensach, Hess sont de cet avis³.

Mais, dans nos Alpes occidentales, il en est bien autrement; et là aussi un certain accord règne parmi les savants pour donner à nos Alpes préglaciaires un modelé moins sénile. Beaucoup d'entre eux tiennent cette surface préglaciaire pour une pénéplaine, mais rajeunie avant le développement des glaciers. Tels, par exemple, de Martonne et Lautensach⁴. Penck, Brückner, Machatschek⁵ en font une surface mûre, mais d'une maturité beaucoup moins avancée que dans les Alpes orientales. Nussbaum⁶ estime de même que le stade de maturité n'a en tous cas pas atteint le haut des vallées. Je ne mentionne ici que les principaux savants s'étant occupés de la question.

Cette maturité plus grande, que la plupart des auteurs attribuent aux Alpes orientales dans leur modelé préglaciaire, pourrait bien étayer l'idée que leur surrection pliocène, de même que la formation de leurs nappes, fut plus ancienne que celle des Alpes occidentales.

Dans certaines parties de nos vallées pourtant, une ancienne surface d'érosion bien développée se distingue nettement. J'ai été très impressionnée par l'aspect de la vallée de Conches, prise en enfilade d'un point de vue élevé. Là, le phé-

¹ 14, p. 3 ; 26, p. 530, 542 ; 5, p. 2 ; 17, p. 71 ; 31.

² 20, p. 612.

³ 28, p. 235 ; 29, p. 209 ; 31, p. 118, 408 ; 20, p. 614 ; 8, p. 5.

⁴ 25, p. 311, 317 ; 20, p. 613, 615.

⁵ 31, p. 473, 22, p. 613, 615.

⁶ 27, p. 59.

nomène est grandiose, et a justement frappé tous ceux qui l'ont admiré. Les larges pâturages qui, à la limite supérieure des forêts, s'étendent en pente douce sur les deux versants, et se suivent sur un long parcours d'amont en aval, représentent un ancien fond de vallée admirablement conservé. L'œil reconstitue de lui-même l'ensemble de cette large plaine, dans laquelle se creuse une auge sombre, tapissée de forêts, les versants en étant trop abrupts pour permettre la moindre culture. Cette surface est-elle réellement préglaciaire? C'est très probable, étant donné son allure, mais les glaces l'ont certainement recouverte et ont dû tout de même altérer son modelé primitif. C'est ce niveau si net qui a servi de base à Brückner, et à Staub et Machatschek qui le poursuivent jusqu'en l'avant-pays.

Mais c'est là précisément qu'il faut se méfier, car, si à Conches le phénomène est indubitable, il ne l'est plus du tout en aval de Brigue. Evidemment, entre Brigue et le Léman, un grand nombre de banquettes viennent se ranger à la suite de la surface de Conches, si l'on poursuit approximativement sa pente vers l'aval, mais il ne suffit pas que des replats espacés se rencontrent sur une même pente, pour qu'une ancienne vallée soit reconstituée. Preuve en est la divergence de ces auteurs; Brückner, donnant une pente un peu plus forte à sa vallée, arrive plus bas en aval que Staub et Machatschek. Il relie sa surface préglaciaire au plateau de Thollon, en Savoie, qui, d'après Staub et Machatschek, serait interglaciaire gunz-mindel¹.

Dans la région que j'ai étudiée, rien ne fait penser que la surface préglaciaire ait pu présenter un modelé mûr. Aucune des ruptures de pente ne marque, comme à Conches, une limite nette, entre deux domaines morphologiques, dont l'un, au-dessus, serait préglaciaire, tandis qu'au-dessous les auges emboitées marqueraient l'action érosive des glaciers. Le niveau supérieur n'est pas plus marqué que les autres, si ce n'est peut-être par places, d'une façon très discontinue. (Plan Séry, Alpe du Chardonnay.) Au-dessus des replats plus ou moins larges, mais n'atteignant jamais l'allure d'une surface mûre, se dressent des arêtes aiguës, des pans de rochers abrupts, parfaitement incompatibles avec une surface de maturité même

¹ 31, p. 566 et suivantes ; 23, p. 663 et suivantes, planche.

peu avancée. On a nettement l'impression, au contraire, qu'au moment de l'invasion glaciaire, nos Alpes étaient en pleine activité érosive.

Hess assimile sa surface préglaciaire à une pénéplaine, même dans les Alpes occidentales, et considère comme telle, tout ce qui surmonte sa « Schlifffgrenze » (limite supérieure de l'érosion glaciaire). Or, si cette dernière peut parfois marquer une réelle rupture de pente, Hess la place souvent, dans ses profils, d'une façon toute arbitraire, à tel endroit d'une arête, entaillée à peine d'une légère encoche. Où sont alors les traces de sa pénéplaine?

Il n'est en tout cas pas possible, dans nos Alpes occidentales, de déterminer une surface préglaciaire avec assez de certitude, pour en faire la base de déterminations ultérieures de banquettes. C'est pourquoi l'altitude de cette surface varie avec chaque auteur. Si elle était nette, les avis seraient unanimes.

J'ai mentionné plus haut le travail de Valkenburg sur la vallée du Rhône; cet auteur, comme du reste von Staff, met la surface préglaciaire au niveau des sommets¹.

Il relie ces derniers en une vaste surface gondolée, et attribue au seul quaternaire le creusement intégral de nos vallées, des sommets les plus hauts, aux thalwegs les plus profonds. Cette conception de l'érosion quaternaire est évidemment exagérée et basée sur de simples interprétations morphologiques.

La seule méthode à adopter est par conséquent celle de Penck et Brückner, soit l'étude d'un niveau d'érosion continu et sûrement reconstitué, et de sa liaison avec des dépôts fluvioglaciaires correspondants de l'avant-pays. Ces dépôts sont en partie datés avec certitude. Ce sont eux qui, dans les Alpes austro-hongroises et bavaroises, ont permis à Penck et Brückner² d'établir leur système devenu classique des quatre grandes glaciations alpines. Ce sont aussi les uniques éléments de détermination des limites d'extension des glaciers.

Dans les Alpes orientales, ces dépôts sont particulièrement bien conservés. Penck et Brückner constatent une surface d'érosion plongeant sous leurs « Deckenschotter » supérieurs, et peuvent la suivre distinctement jusqu'à l'intérieur de leurs val-

¹ 37, 35.

² 31.

lées. C'est indubitablement la surface préglaciaire. Partant de là, ils déterminent l'âge des banquettes sous-jacentes.

Malheureusement, dans leur détermination, ils se voient obligés de recourir à une pétition de principe: ils admettent qu'un replat inférieur bien marqué représente la vallée interglaciaire Mindel-Riss, sans pouvoir le raccorder à des dépôts fluvio-glaciaires correspondants. Cette hypothèse est vraisemblable, mais insuffisamment étayée pour établir l'âge de ces banquettes.

Lautensach¹ use de la même méthode dans le Tessin, mais sa surface préglaciaire (*Bedretttotalboden*) ne se laisse pas suivre partout avec certitude.

Pour que cette méthode soit applicable, il faut:

- 1^e une surface préglaciaire ou autre bien différenciée;
- 2^e des dépôts correspondants d'âge certain en aval.
- 3^e une relation nette entre ces derniers et la surface étudiée.

Si ces trois conditions semblent réalisées pour la surface préglaciaire des Alpes orientales, qu'en est-il pour nos Alpes occidentales?

Erratique.

Malheureusement, là encore les Alpes orientales sont plus privilégiées, car les terrasses fluvio-glaciaires y ont été beaucoup mieux respectées par l'érosion postérieure.

Dans nos Alpes occidentales, les cailloutis des plateaux ont disparu. Seuls des restes de cailloutis à éléments alpins d'âge incertain, dans les environs de Condrieu et Saint-Marcelin, sur le plateau de Dombes, ont été considérés comme « *Deckenschotter* », mais sans certitude, car aucune moraine des premières glaciations n'a persisté dans toute la région. Nous n'avons par conséquent aucun dépôt permettant de dater la surface préglaciaire. Quant aux moraines et terrasses fluvio-glaciaires plus jeunes, aucun auteur ne relève leurs relations avec les surfaces qui leur servent de soubassement. La cause en est probablement au manque de clarté de ces relations, et à la mauvaise conservation de ces surfaces mêmes, qui ne se suivent sans doute pas en amont. Evidemment, les cailloutis rissiens et wurmiens, venant s'intercaler dans les zones basses des terrasses plus anciennes, se logeant où ils peuvent

¹ 19, p. 56, 123.

dans une vallée interglaciaire, la surface d'érosion qui leur correspond est quasiment impossible à retrouver. Il en était tout autrement des « Deckenschotter » supérieurs, qui, eux, venaient s'étaler à leur aise sur une plaine libre, comme en Bavière ou en Autriche, la recouvrant régulièrement de toute part¹.

Seul, de Martonne se sert de dépôts de cailloutis pour dater les niveaux supérieurs étudiés dans le Dauphiné. Il les relie non pas au soubassement d'une terrasse, comme Penck ou Brückner, mais à la surface des cailloutis pliocènes de Chambaran².

Les terrasses fluvio-glaciaires correspondant aux grandes extensions glaciaires quelles qu'elles soient, ne nous sont donc d'aucune utilité pour dater nos banquettes.

Les seules moraines qui, à première vue, semblent être en relations nettes avec une surface d'érosion bien développée sont celles qui couvrent le plateau qui s'étend au-dessus de Thonon, et se poursuit en amont par celui de Thollon.

Dans la vallée de la Dranse en particulier, deux dépôts morainiques d'âge différent ont été reconnus. Mais là encore, les opinions divergent lorsqu'il s'agit de les dater.

L'âge du glaciaire le plus ancien varie suivant les auteurs entre le Riss et le Néowurm, quoique la plupart le considèrent comme wurmien³. Mais admettons même qu'il soit rissien. Dans ce cas, le plateau de Thollon représenterait le fond du glacier rissien. Si on poursuit ce niveau vers l'amont, à quoi nous mène-t-il? Il se continue vraisemblablement dans l'éperon de Chalavornayres (1137 m.). Plus en amont, seule une étude détaillée des banquettes permettrait d'établir si ce niveau est continu. Nous ne pouvons donc faire que des suppositions. Mais il est vraisemblable que le fond de l'auge présentait une certaine pente normale entre Martigny et Villeneuve. Elle est manifeste sur le plateau de Thollon; peut-être était-elle moins forte en amont. De toute façon, si même la pente du glacier avait été nulle de Martigny à Villeneuve (supposition extrême), nous aurions, à Martigny, le fond rissien à 1150 m. environ, ce qui nous porte au-dessus de Sur-

¹ 14, p. 4; 31, p. 646-48.

² 26, p. 530.

³ 6, p. 279; 13, p. 281 et suivantes; 17, p. 127, 131; 18, p. 1-2; 31, p. 558-9, 563, 565.

frête. En admettant une pente même très faible du glacier en aval de Martigny, nous arrivons facilement à prolonger le niveau de Chalavornayres à la Tête des Ecouduits (1440 m.).

Encore ne faut-il pas oublier que la Tête des Ecouduits représente le fond du glacier affluent et qu'il faudrait chercher plus bas encore le fond correspondant du glacier principal, étant donné le gradin probable de confluence.

Faut-il en conclure que le creusement des quelque mille mètres qui séparent ce niveau du thalweg actuel, accrus encore de l'épaisseur des alluvions dont nous ne connaissons pas la valeur, soit l'œuvre du seul glacier wormien, tandis que le creusement des 700 mètres environ séparant ce même niveau de la limite supérieure atteinte par les glaciers¹, et dont il faut retrancher encore l'épaisseur du glacier gunzien, serait dû aux trois grandes glaciations précédentes et au cortège de leurs récurrences? C'est difficile à admettre.

Quoique les relations entre le plateau de Thollon et les moraines qu'il supporte semblent nettes, il est probable que ce large plateau ne représentait nullement le fond réel du glacier rissien, mais un épaulement très large, d'origine plus ancienne, envahi à tel point par le glacier, que celui-ci y déposa de la moraine de fond. Le cours central du glacier devait s'enfoncer passablement plus bas dans la dépression lémanique ébauchée.

Le même raisonnement et la même conclusion s'appliquent avec encore plus de vraisemblance, si l'on considère, comme de nombreux auteurs, la surface de Thollon comme wormienne.

Discussion de quelques travaux antérieurs.

Parmi les différents auteurs qui mentionnent la vallée de Bagnes au point de vue de sa morphologie glaciaire, Hans Hess est certainement celui qui s'en est le plus occupé.

En 1907, il publiait², sur tout le bassin du Rhône, vallées affluentes comprises, un travail, qui, au premier abord, frappe par la netteté des relations entre les faits et les conclusions.

¹ Nous n'avons pas mentionné cette limite dans notre description, parce qu'elle n'est nulle part nettement marquée dans la vallée de Bagnes. Mais, comme elle a été déterminée assez exactement dans d'autres vallées voisines, on peut admettre qu'elle se poursuit, dans la région de Martigny, entre 2100 et 2200 m. environ.

Mais cette clarté n'est qu'illusoire. Elle est due aux méthodes de travail de Hess, qui prêtent elles-mêmes à de graves critiques. Différents auteurs l'ont signalé, et Crammer en particulier relève ses inexacititudes d'une façon excellente dans la *Zeitschrift für Gletscherkunde*¹.

La principale erreur de Hess est de négliger toute observation sur le terrain, et de baser ses conclusions sur un travail purement cartographique. Même si les cartes topographiques sont excellentes, nombre de détails échappent. Une rupture de pente représente-t-elle une simple terrasse de dénudation, la surface d'un dépôt erratique ou une réelle banquette glaciaire? La carte n'en dit rien.

L'allure des banquettes observées sur place peut seule permettre une liaison entr'elles. Ce travail de raccordement est extrêmement délicat, et laisse suffisamment de doutes pour qu'il soit nécessaire d'observer les versants sur place et sous des angles différents.

Par l'observation exclusive de la carte, on omet nécessairement de nombreuses banquettes, négligées ou mal rendues par le topographe.

Enfin, certaines altitudes doivent être également contrôlées sur place.

Il est vrai que si le premier travail de Hess sur la vallée du Rhône fut publié, alors que cet auteur n'était jamais venu dans la région, un article paru en 1913 dans les *Petermanns Mitteilungen* complète ou plutôt confirme celui de 1907 après une excursion sur le terrain². Hess se contente d'y constater la réalité des faits mentionnés dans sa première étude. Mais il avoue lui-même n'avoir eu qu'une vue d'ensemble de la région, et une excursion unique à Chanrion lui suffit pour juger de la vallée de Bagnes.

Ce n'est pas la seule erreur de Hess. Brückner lui a reproché le tracé de ses profils le long des arêtes. Nous verrons dans la critique détaillée de ses profils, qu'il y a en effet quelque chose à redire au choix de leur emplacement, mais nous n'irons pas, comme Brückner, jusqu'à condamner tout profil tracé le long d'une arête, car c'est très souvent là que se marquent le mieux les replats, à la condition toutefois que

¹ 4.

² 12.

ces arêtes soient suffisamment larges, pour écarter toute confusion avec des ruptures de pente d'origines diverses, nombreuses le long d'une arête aiguë.

La reconstruction des anciens fonds de vallées d'après les profils laisse également beaucoup à désirer. Cramer en fait une critique très judicieuse dans « *Zur Frage ineinander geschalteter Taltröge in den Alpen* ¹ ».

« Im allgemeinen könnte ich aus den Profilen keinen leitenden Gedanken herausfinden, nach welchem die Einzeichnung des idealen Talbodens vorgenommen wurde. Denn in manchen Fällen beginnen die idealen Talböden bald bei einem konvexen, bald bei einem konkaven Gehängeknick; in vielen Fällen gehen sie vom Gehänge aus, wo kein Knick vorhanden ist. Viele Gefällsknicke werden wieder mit gar keinem idealen Talboden in Verbindung gebracht. In manchen Fällen schmiegt sich der ideale Talboden ganz allmählich an das Gehänge, während er in anderen Fällen an das gegenwärtige Gehänge unvermittelt anstösst und sich mit diesem in einer mehr oder weniger scharfen Kante verschneidet. Zumeist besitzen die Talböden in der Zeichnung nur eine nach unten gerichtete Krümmung, einige Böden weisen aber stellenweise eine leichte Krümmung, nach oben hinauf. »

« Je n'ai en général pas pu distinguer dans l'étude des profils d'idée directrice d'après laquelle le dessin des fonds de vallées reconstitués aurait été tracé. Ces fonds de vallées débutent à des ruptures de pente tantôt concaves, tantôt convexes. Souvent, ils partent d'un versant sur lequel n'existe aucune rupture de pente. De nombreux replats par contre ont été négligés. Dans beaucoup de cas, le fond reconstitué se poursuit d'une façon continue dans le versant, tandis que dans d'autres, il vient buter contre le versant actuel, et la limite en est marquée par un angle plus ou moins accentué. En général, les fonds de vallées montrent, dans le dessin, une courbure vers le bas, mais quelques-uns présentent une légère convexité vers le haut. »

La détermination de la limite supérieure d'érosion glaciaire (*Schliffgrenze*), qui représente pour Hess le niveau pré-glaciaire, est également très arbitraire. Nous en emprunterons la critique à Lautensach ²:

¹ 4, p. 152.

² 19, p. 33-34.

« Die Bestimmung der Lage der Schliffgrenze im Rhonetale gründet sich bei Hess nicht etwa auf besondere erratische oder Schliffgrenzebeobachtungen in der Natur, sondern lediglich auf die Zeichnung der Siegfriedkarte und die 7 von Brückner (A. i. E. A. S. 604) mitgeteilten Werte der oberen Gletschergrenze des Rhonetales..... Welchen Irrtümern man aber unter alleiniger Benutzung der Karte bei der Festlegung der Grenze rundgeschliffener und gezackter Formen ausgesetzt ist, und wie wenig man selbst bei richtiger Festlegung dieser Grenze sicher ist auch wirklich die obere Höhe des in der Richtung des Haupttales strömenden Eises erhalten zu haben, habe ich im Felde oft genug bemerkt und in diesem Kapitel wiederholt auseinandergesetzt. Ed. Richter, der den Terminus « Schliffgrenze » prägte, erklärte nachdem er die aussergewöhnlich deutliche Schliffgrenze zwischen dem Ober- und Mittelaletschgletcher geschildert, dass man sie auf der Siegfriedkarte wohl erkennen könne, aber erst, « wenn man einmal darauf aufmerksam geworden ist », und auch dann nur « lange nicht so gut wie in der Natur ». Bei den meisten seiner Profile aber ermittelt Hess nicht einmal nach diesem Verfahren oder nach Brückners Angaben die Lage der Schliffgrenze. Er zieht vielmehr aus ganz wenigen solchen Bestimmungen rasch die eben zu beweisende Folgerung, dass die Schliffgrenze mit dem oberen Rande seines Günztroges zusammenfällt, und setzt dann einfach schematisch die Schliffgrenze in der Höhe des obersten Knickes seiner Profile an. So nimmt er sich von vornherein die Möglichkeit einer Prüfung seines Schlusses. Nach dem Gesagten kann derselbe aber keineswegs als gesichert gelten. Das beweist ausserdem die Tatsache, dass die Lage seiner so bestimmter Schliffgrenze in vielen Fällen sehr unwahrscheinlich ist. »

« La détermination de la limite supérieure d'érosion glaciaire est basée, d'après Hess, non sur des observations effectuées dans la nature, mais uniquement sur la carte Siegfried et sur les 7 valeurs attribuées par Brückner à la limite supérieure atteinte par le glacier du Rhône..... J'ai moi-même suffisamment remarqué sur le terrain et répété dans ce chapitre, à quelles erreurs pouvait mener une étude exclusive de la carte, pour la détermination de la limite de séparation entre les roches moutonnées et les roches déchiquetées, et com-

bien, même lorsqu'on a pu fixer exactement cette limite, on est soi-même incertain d'avoir obtenu la véritable hauteur de la surface du glacier s'écoulant dans la direction de la vallée principale. Après avoir décrit cette limite entre les glaciers supérieur et moyen d'Aletsch, où elle se présente d'une façon extraordinairement nette, Ed. Richter, qui a créé le terme « Schliffgrenze », déclare que l'on peut la reconnaître sur la carte Siegfried, mais seulement après y avoir été rendu attentif, et même alors, jamais aussi bien que dans la nature. Mais, dans la plupart de ses profils, Hess ne détermine même pas sa « Schliffgrenze » d'après cette méthode ou d'après les données de Brückner. Il tire hâtivement d'un nombre très restreint de déterminations de ce genre, la conséquence qu'il veut établir, à savoir que sa « Schliffgrenze » coïncide avec le bord supérieur de son auge gunzienne, puis place simplement d'une façon schématique la « Schliffgrenze » à la hauteur de la rupture de pente la plus élevée que présentent ses profils. Il se ménage ainsi d'avance la possibilité de prouver ses conclusions. Celles-ci ne peuvent par conséquent passer pour certaines. La preuve, c'est que la position de sa « Schliffgrenze » ainsi déterminée est tout à fait invraisemblable dans de nombreux cas. »

Pour illustrer ces critiques, considérons quelques-uns des profils transversaux tracés par Hess dans la vallée de Bagnes¹.

Cette vallée a plus de 40 km. de long. Or, sur cette distance énorme, Hess se contente de tracer 7 profils transversaux (88-95 de son travail). Cela représente un profil tous les 6 km. en moyenne. Il faut en outre tenir compte des profils 95 et 102 coupant obliquement les replats situés à l'entrée des vallées affluentes d'Entremont et du Durnant.

Nous avons vu, plus haut, combien il était difficile de relier des banquettes distantes de 2-3 km. et même de beaucoup moins parfois. Il serait logique de penser que la difficulté croît avec la distance séparant les profils. Or, il n'en est rien. Bien au contraire, car, en espaçant les profils, Hess fait une sélection dans les replats, et en néglige un grand nombre, qui l'eussent gêné. Les détails, les irrégularités possibles du lit glaciaire ne comptent plus, et il lui suffit de joindre en une pente à peu près continue, les banquettes de

son choix. Sur le nombre, il s'en trouve toujours à l'altitude voulue, et à l'occasion Hess en imagine.

Le profil 94 de Hess part de la Ruinette, suit la rive droite du torrent de Breney par un tracé oblique au thalweg principal, et remonte sur rive gauche de la Drance jusqu'à la Tour de Boussine. Hess y voit ses trois replats sur chaque versant. Sur rive gauche, son Mindel est net, mais il place le Gunz au milieu d'une arête aiguë à pente très forte et la « Schlifffgrenze » sur un petit sommet.

Sur rive droite également, seul le niveau du Mindel est net à Tzofferay. Le Gunz est constitué par le seuil séparant le glacier de Breney de Tzofferay. Nous avons vu qu'il représentait simplement un ancien passage du glacier de Breney.

Le profil 93 suit l'arête du Mont Pleureur et celle des Mulets de La Liaz. Nous avons vu pour quelles raisons l'arête du Mont Pleureur ne peut entrer en ligne de compte. Sur rive gauche, Hess distingue deux niveaux à la Pierre à Vire (Riss et Mindel), mais son Gunz plus élevé encore, n'est pas plus visible sur le terrain ou sur la carte, que sur le profil même de Hess.

Nous avons vu que les plateaux de Tzofferay et Zessetta se poursuivent régulièrement dans les Alpes de Giétroz et La Liaz. Or Hess en fait deux niveaux distincts, le Mindel (Tzofferay) et le Riss (Giétroz), sans tenir aucun compte de la magnifique continuité de ces banquettes. Hess délimite trois replats à Tzofferay et trois autres au verrou de Giétroz et les relie arbitrairement, sans s'inquiéter de leur comportement entre ces deux points.

Le profil suivant (92) nous amène à la confluence du torrent de Corbassière et de la Drance. Il descend obliquement des rochers de la Rionde, au-dessus de Louvie. Hess n'y mentionne aucun replat. Sur la carte, il n'y a évidemment rien à voir, mais sur place, c'est là que nous avons constaté le début d'un niveau continu, qui a totalement échappé à Hess.

Le profil 91, tout proche, descend du Bec des Roxes pour traverser le thalweg au même endroit que le précédent, et remonte au Mont Rogneux par Plan Sery.

Délaissant le beau verrou emboité de Vasevay, les replats du Crêt et de la Pierre ollaire, la croupe de Corbassière, Hess tire une ligne à pente régulière, qui relie l'Alpe de la Lys à la Pierre à Vire. Le choix d'une pente légèrement plus fai-

ble l'aurait tout aussi bien amené à Plan Séry. Rien ne l'obligeait à choisir l'une plutôt que l'autre, sinon la nécessité de relier toujours ses trois niveaux respectivement les uns aux autres.

Le profil 90 descend en ligne droite du Mont Gelé sur Versegère, mais rejoint le profil précédent au Mont Rogneux, sur rive gauche, par un tracé très sinueux le long de l'arête. Il évite donc la grande Alpe du Chardonnay, qui constitue une banquette superbe.

Dans son *profil 95*, Hess mentionne l'Alpe du Catogne (Gunz), et deux replats inférieurs, que je serais tentée d'attribuer simplement au formidable redressement des couches sédimentaires sur le dos du Catogne.

Sur le nombre de banquettes signalées par Hess, beaucoup ne peuvent donc être considérées comme telles, tandis que bien d'autres, indubitables, sont totalement négligées.

Fervent disciple de Penck, Hess est convaincu de l'extension dans toutes les Alpes des quatre grandes glaciations établies par cet auteur dans les Alpes orientales. Chaque glaciation creusant son auge, il était logique d'en conclure que les vallées conservaient dans leurs flancs l'empreinte quatre fois répétée du passage du glacier. Hess lance son hypothèse des quatre auges emboîtées, et persuadé qu'elles existent, les trouve partout, sans se demander si d'autres facteurs puissants n'ont pas contribué au façonnement des versants, ou encore si les extensions glaciaires ont été réellement synchroniques dans toutes les Alpes.

Brückner fait également une étude morphologique de la vallée du Rhône.

Dans leur magnifique ouvrage: « Die Alpen im Eiszeitalter », Penck et Brückner étudient en détail les Alpes autrichiennes et bavaroises. Cette œuvre est un document de premier ordre, une accumulation précieuse de faits et d'observations, mais pour ce qui concerne la vallée du Rhône, quoique Brückner ait travaillé sur place, l'ampleur du travail lui rendait impossible une étude de détail. C'est pourquoi je me permettrai une critique, celle que j'adresse à tous les auteurs qui ont interprété les faits d'après une observation en gros, c'est, comme je l'ai dit à propos de Hess, de récolter des replats ici et là le long des versants et d'en négliger un nombre considérable.

Toutefois Brückner, dans le choix de ses replats, est beaucoup plus judicieux que Hess, car il ne considère que de larges banquettes dont l'origine est indubitable. Il se sert également des gradins de confluence pour établir ses niveaux. Brückner n'envisageant pas les niveaux d'érosion comme étant d'origine glaciaire, mais au contraire comme restes de vallées fluviales interglaciaires, a évidemment le droit de se baser sur les gradins de confluence. Mais si l'on prend les banquettes comme des restes d'auges glaciaires (et cela nous semble indubitable), la méthode de Brückner ne s'applique plus. Le prolongement vers le thalweg du fleuve, du fond de l'auge latérale, ne coïncide pas avec le fond de l'auge du glacier principal, mais se trouve plus haut par le fait même de l'érosion plus intense du glacier principal.

Brückner ne s'occupe du reste que de la vallée du Rhône proprement dite et laisse de côté les vallées latérales.

En 1927, Staub et Machatschek¹ publiaient un article sur les banquettes glaciaires de la vallée du Rhône.

Leur étude, analogue à celles de Hess et de Brückner, est pourtant plus détaillée. Pour la détermination de l'âge de leurs banquettes, ils partent de la surface dite préglaciaire de Conches et attribuent les niveaux obtenus tantôt à l'action glaciaire, tantôt à l'érosion fluviale interglaciaire. Nous avons vu quelle était la valeur d'une détermination d'âge aussi précise.

Une conclusion intéressante de ces auteurs consiste à déterminer le bombement quaternaire des massifs cristallins de l'Aar et du Mont Blanc par les anomalies de pente de leurs niveaux.

Or, dans la vallée du Rhône, les banquettes sont naturellement beaucoup plus espacées que dans les vallées latérales, et par conséquent leur liaison longitudinale et transversale beaucoup plus délicate. Chaque liaison laisse un doute, et dans ces conditions, il n'est pas possible de démontrer des phénomènes aussi peu marqués que le bombement quaternaire des massifs cristallins par la pente des niveaux d'érosion obtenus.

Les divergences que montrent les trois travaux cités, soit ceux de Hess, Brückner, et Staub et Machatschek, montrent assez clairement l'incertitude de la reconstitution de ces niveaux. On ne peut donc les prendre pour base d'une détermination plus délicate encore.

CONCLUSIONS

Les versants de la vallée de Bagnes nous montrent une série de banquettes, traces certaines d'anciennes auge glaciaires. Ces replats ne peuvent, d'une façon suivie, se rattacher les uns aux autres d'un bout à l'autre de la vallée. En certains endroits, il subsiste des lacunes, qui laissent des doutes sur leur liaison. Toutefois, dans plusieurs segments, leur continuité est nette, et dans l'ensemble certains traits ressortent indubitablement.

Dans la partie tout à fait amont de la vallée, des banquettes se suivent sur une certaine distance d'amont en aval parallèlement sur les deux versants. Ce cas est exceptionnel.

Les replats se relient d'ordinaire sur un versant seulement, ou plus souvent encore, transversalement, d'un versant à l'autre, mais en un seul point de la vallée.

La liaison d'amont en aval est beaucoup plus difficile que transversalement.

Enfin, de nombreuses banquettes restent isolées.

Une étude morphologique sommaire de nos vallées amène généralement à des conclusions très nettes, grâce au choix arbitraire des éléments considérés. Une même région peut ainsi servir de base à deux hypothèses contradictoires, suivant le choix que font leurs auteurs, parmi les banquettes. Et toutes deux sembleront également prouvées. Seule une étude détaillée tenant compte de tous les éléments, et faite objectivement, peut conduire à la vérité. Mais elle montrera tout d'abord combien cette vérité est complexe.

Quant à l'âge des niveaux glaciaires observés, nous avons vu qu'il n'est actuellement pas possible de le déterminer avec précision. Mais on peut malgré tout tirer de cette étude certaines constatations.

Un niveau glaciaire est indubitable dans la partie amont. Les banquettes y sont très bien développées et magnifiquement conservées. Par conséquent, au cours des glaciations, une fois en tout cas le glacier s'est retiré jusqu'à son front actuel au moins, et a dû y séjourner longuement, puisque les deux auge supérieure et inférieure sont aussi bien individualisées.

De quelle période interglaciaire s'agit-il? C'est ce qu'on ne peut pas dire avec certitude. Mais il semble assez probable que ce niveau de La Liaz soit à raccorder plus en aval avec celui si continu de la Lys.

Des autres périodes interglaciaires, nous n'avons dans ce premier tronçon aucun renseignement, soit que le front du glacier soit resté en aval de Giétroz, soit que son retrait plus en amont ayant été très bref, n'ait pas laissé de traces morphologiques. De toutes façons, le glacier, dans ce tronçon supérieur, n'aurait façonné qu'une auge durant deux glaciations successives.

En aval de Giétroz, les auges se dédoublent, sans toutefois être bien individualisées. Elles se précisent en aval de Fionnay, où les deux niveaux de Plan Sérty et de la Lys sont nets, alors que les banquettes plus basses représentent un ou deux niveaux discontinus. On a donc là au moins quatre vallées successives, y compris l'actuelle. Par conséquent, les différentes glaciations ont été parfaitement individualisées dans ce tronçon et les fronts interglaciaires remontaient en amont de Fionnay.

Dans le tronçon inférieur, les deux niveaux de Plan Sérty et de la Lys se poursuivent, mais un troisième niveau, celui du Peutet, se précise.

Ces trois niveaux de Plan Sérty, La Lys et du Peutet correspondent respectivement aux trois paliers du Mont Chemin: Col du Tronc, Tête des Ecouduits et Surfrête.

Nous avons donc, sur les versants du val de Bagnes, les restes de trois anciennes vallées au moins. On serait, au premier abord, tenté de les attribuer sans autre aux trois premières glaciations: niveau de Plan Sérty au Gunz, niveau de La Lys au Mindel, niveau du Peutet au Riss. C'est la première conclusion qui se présente à l'esprit. Hess, comme nous l'avons vu, l'a pleinement adoptée. Et il n'est pas impossible que cette solution soit juste.

Mais nous avons vu l'incertitude de pareilles déterminations, à quel point elles manquent de bases solides, et les confusions qui pouvaient en résulter. Rien ne nous prouve, en effet, qu'une des auges n'ait pas été complètement effacée, comme plusieurs le furent en amont. Le fait est peu probable pour les auges les plus anciennes, car elles sont plus continues et leur reconstitution plus certaine; mais le niveau inférieur n'est

net que tout en aval. Il manque totalement sur 10 km. environ et se retrouve dédoublé à la hauteur de Lourtier.

En aval même, le petit palier d'Ecotteaux, qui peut-être se relie au Clou, comme nous l'avons vu, ne serait-il pas un reste d'une auge inférieure effacée? Dans ce cas, le niveau d'Ecotteaux pourrait bien être rissien (à moins qu'il ne soit dû qu'à une récurrence), chaque niveau supérieur, plus ancien d'une période, et celui de Plan Séry préglaciaire.

Le palier de la Tête des Ecouduits correspond au niveau de la Lys. Nous avons vu que le plateau de Thollon se poursuivait vraisemblablement dans ce palier ou même plus haut. Si l'une des deux déterminations d'âge ci-dessus est juste, cette surface serait mindelienne (premier cas), ou même gunzienne (second cas). Il faudrait donc attendre, pour pouvoir effectuer une pareille détermination, que les dépôts erratiques de l'aval soient complètement débrouillés, leur relation vraie avec la surface de Thollon connue, et enfin que la continuité de cette surface soit établie dans la partie transversale de la vallée du Rhône.

Toute détermination d'âge des banquettes partant de l'amont, soit de données purement morphologiques, ne peut donc être qu'hypothétique. Seule l'auge wurmienne est connue dans nos Alpes valaisannes, puisque même la surface préglaciaire n'y est pas déterminable avec certitude.

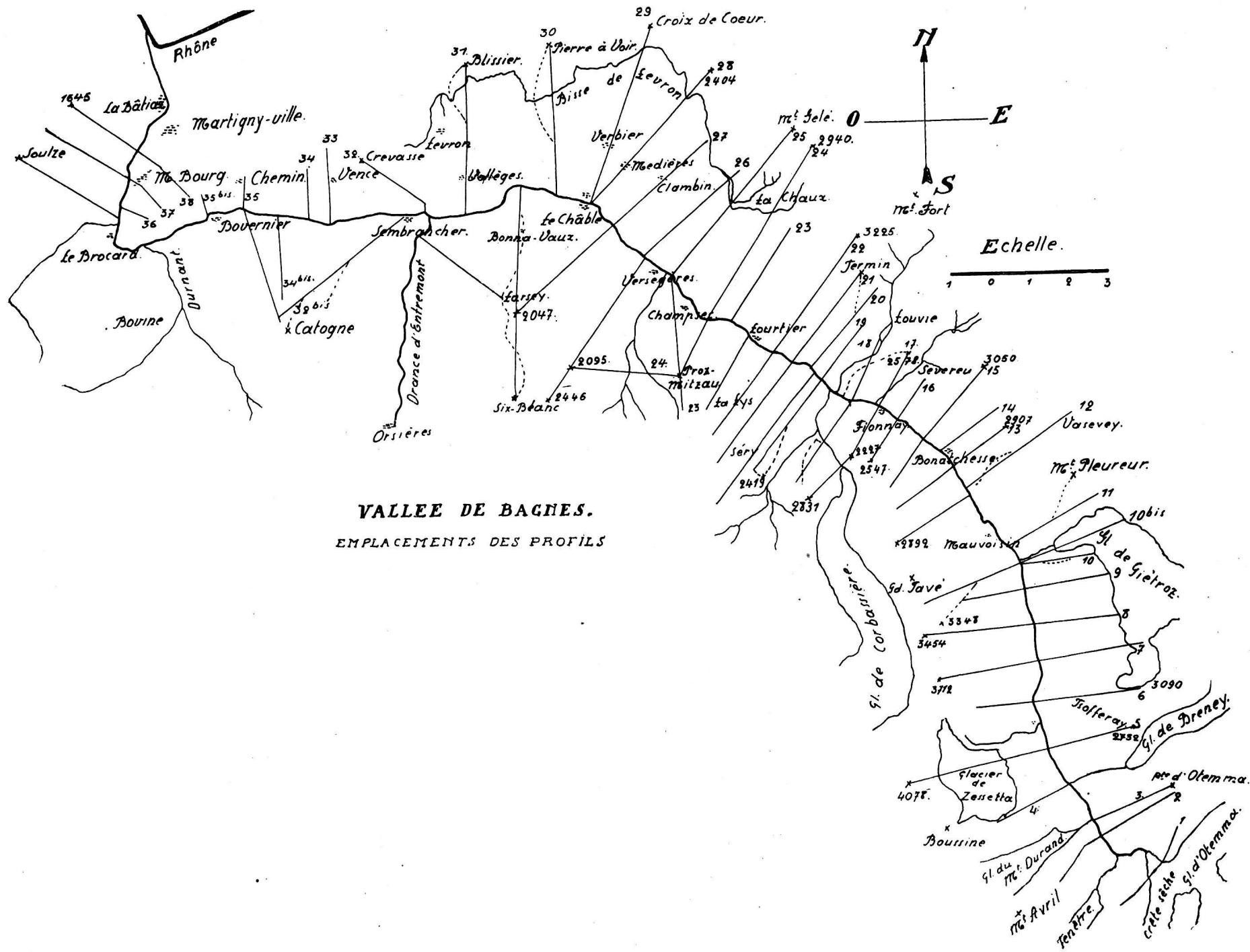
Le façonnement des versants de nos vallées alpines est dû à un ensemble de facteurs plus complexe qu'on ne le pense souvent. Certes, l'érosion des grandes extensions glaciaires et le creusement torrentiel interglaciaire y jouent le rôle principal; mais quelle est l'importance, au cours de chaque période, de l'action des retraits, des récurrences, des mouvements tectoniques si mal connus encore? On n'en saurait juger à priori, non plus que généraliser à ce sujet quelques observations isolées.

Des études de détail, dans chaque vallée, sont nécessaires pour établir les faits avec précision. L'interprétation juste ne sera possible que par la comparaison de nombreuses études locales, permettant une synthèse vraiment objective.

BIBLIOGRAPHIE

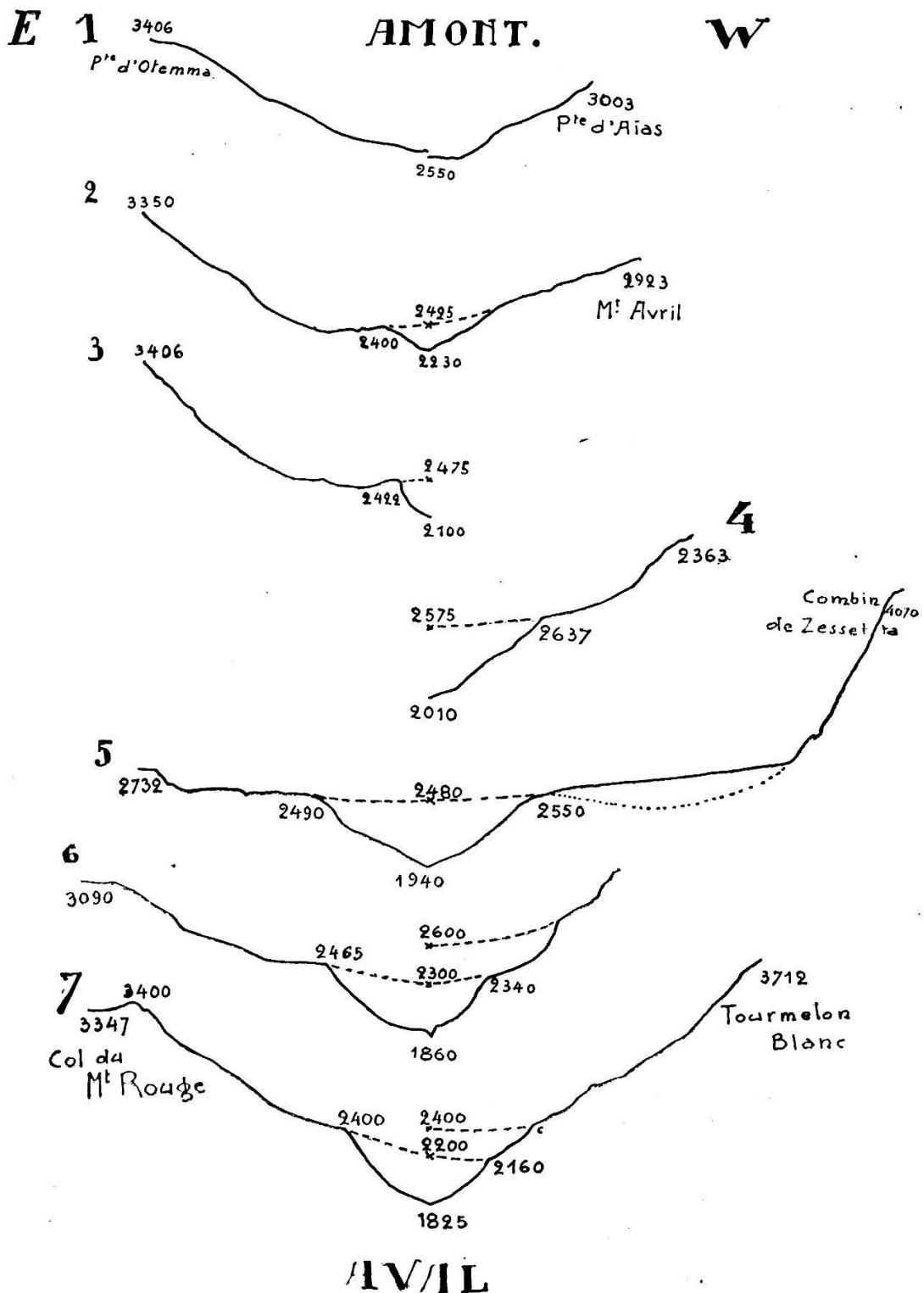
1. AEBERHARDT B. « Etude sur les alluvions anciennes des environs de Genève ». *Eclog. geol. Helv.* VII № 4 p. 271-286, 1903.
2. BECK P. « Eine Karte der letzten Vergletscherung der schweizer Alpen ». *Mitt. der Naturwissenschaftl. Gesell. Thun*, 1926.
3. BODMER A. «Terrassen und Talstufen der Schweiz». *Goea.* Bd. 17 p. 413, 1881.
4. CRAMMER H. « Zur Frage ineinander geschalteter Taltröge in den Alpen ». *Zeitsch. für Gletscherk.* III p. 148, 1908.
5. DEPÉRET CH. « L'histoire fluviale et glaciaire de la vallée du Rhône aux environs de Lyon ». *C. R. Acad. Sc. Paris.* t. 157 p. 532 et 564, 1913.
6. HEIM ALBERT. « Geologie der Schweiz ». 1916-1922.
7. HEIM ALBERT. « Ein Profil am Sudrand der Alpen, der Pliocänsfjord der Breggiaschlucht ». *Vierteljahrsschr. Naturforsch. Gesell. Zürich* 51. Jahr. 1906.
8. HESS H. « Der Taltrog ». *Petermanns Mitt.* 1903 p. 73.
9. HESS H. « Die Gletscher ». *Braunschweig* 1904.
10. HESS H. « Alte Talböden im Rhonegebiet ». *Zeitsch. für Gletscherk.* II p. 321, 1907.
11. HESS H. « Talbildung in den Alpen ». *Himmel u. Erde* XXI p. 537-546, 1909.
12. HESS H. « Die präglaziale Alpenoberfläche ». *Petermanns Mitt.* Juni 1913, p. 281-288, Taf. 44-48.
13. JACOB CH. « Notes sur les terrains de transport des environs de Thonon-les-Bains ». *Ann. Univ. Grenoble* t. 16 № 2, p. 281, 1904.
14. KILIAN W. ET GIGNOUX M. « Les niveaux de cailloutis, les formations fluvioglaciaires et les terrasses du Bas Dauphiné ». *Bull. d'ethnologie et d'anthropologie* XVI № 3 et 4, 1909.
15. KILIAN W. « Sur les seuils de débordement glaciaire ». *Bull. Soc. Géol. France*, 4^{me} série, t. 10 p. 331, 1911.
16. KILIAN W. et GIGNOUX M. « Les fronts glaciaires et les terrasses d'alluvions entre Lyon et la vallée de l'Isère ». *Ann. Univ. Grenoble*, XXVIII № 1, 1916.
17. KILIAN W. et RÉVIL J. « La période pléistocène dans la partie moyenne du Rhône ». *Ann. Univ. Grenoble* XXIX № 1, 1917.
18. KILIAN W. « Les dépôts fluvioglaciaires de la rive méridionale du Lac Léman et leur régime hydrologique ». *C. R. Acad. Sc. Paris* t. 179 p. 1114, 1924.
19. LAUTENSACH H. « Die Uebertiefung des Tessinsgebietes ». *Geogr. Abhand.* 1912.
20. LAUTENSACH H. « Ueber dem heutigen Stand unserer Kenntnis vom präglazialen Aussehen der Alpen ». *Zeitsch. der Gesell. für Erdkunde zu Berlin*, fasc. 8. p. 610, 1913.
21. LUCERNA R. « Die Trogfrage ». *Zeitsch. für Gletscherk.* V p. 356, 1911.
22. MACHATSCHER F. « Verebenungsflächen und jungen Krustenbewegungen im alpinen Gebirgssystem ». *Zeitsch. der Gesell. für Erdkunde zu Berlin*, fasc. 9 p. 102 et fasc. 10 p. 675, 1916.
23. MACHATSCHER F. et STAUB W. « Morphologische Untersuchungen im Wallis ». *Eclog. geol. Helv.* XX № 3 p. 335, 1927.
24. DE MARTONNE E. « Sur la formation des vallées glaciaires ». *Bull. Soc. géol. France* t. 9 fasc. 5 p. 341-343, 1910.
25. DE MARTONNE E. « L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines ». Article I : *Ann. de Géogr.* XIX^e année № 106 p. 289-316, 1910. Article II : *Ann. de Géogr.* XX^e année № 109 p. 1-29, 1911.

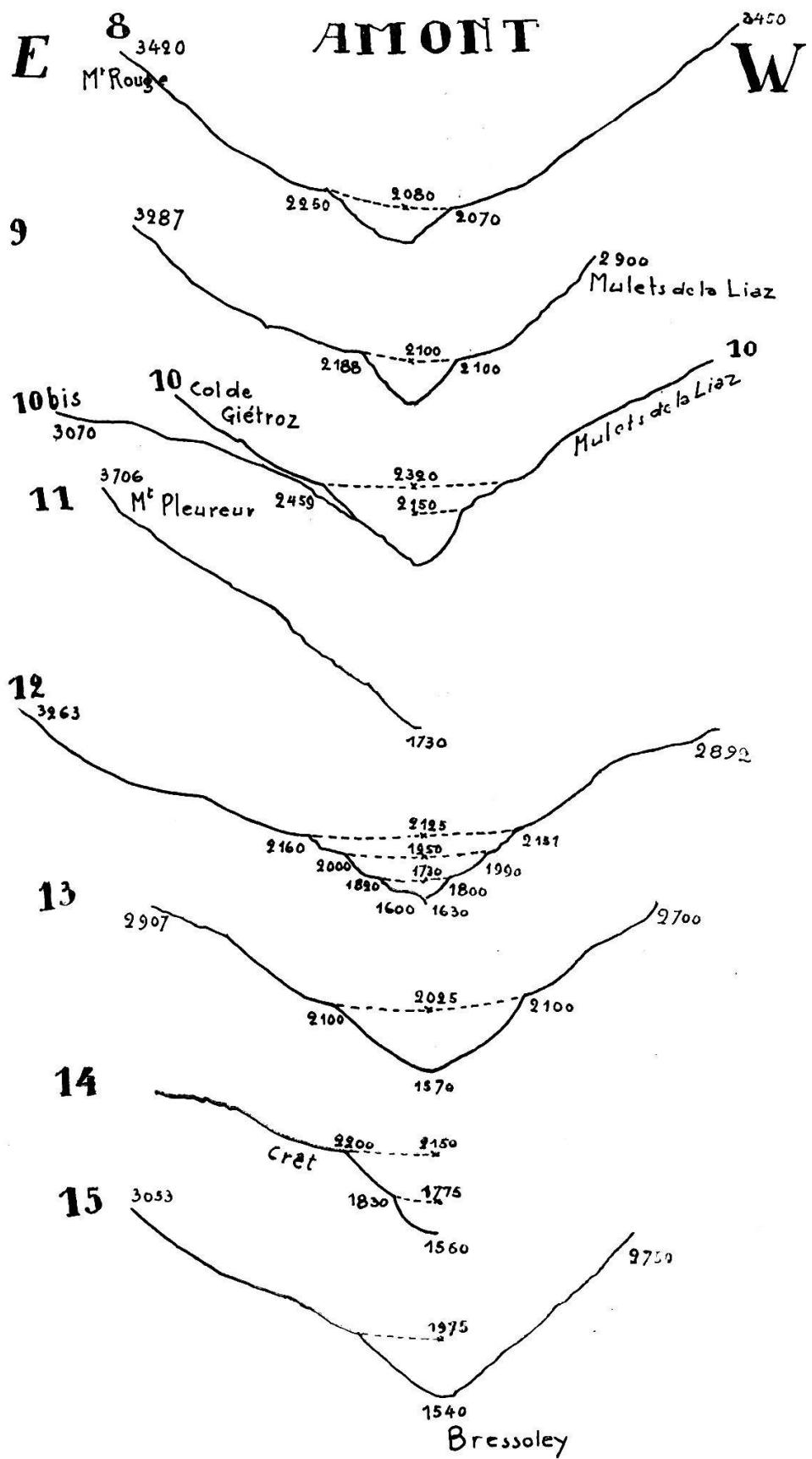
26. DE MARTONNE E. « L'évolution des vallées glaciaires alpines, en particulier dans les Alpes du Dauphiné ». *C. R. Soc. géol. France*. XII p. 516, 1912.
 27. NUSSBAUM F. « Die Täler der schweizer Alpen ». *Wissenschaftl. Mitt. des Schweiiz. alpinen Museums Bern* N° 3, 1910.
 28. PENCK A. « Die Uebertiefung der Alpentäler ». *VII^e Congr. internat. de géogr Berlin* 1899.
 29. PENCK A. « Neuere Ergebnisse der Eiszeitforschung in den Alpen ». *XIII. Deutschen Geogr. Tag. Breslau* 1901.
 30. PENCK A. « Die Entstehung der Alpen ». *Zeitsch. der Gesell. für Erdkunde zu Berlin* 1908.
 31. PENCK A. et BRÜCKNER E. « Die Alpen im Eiszeitalter ». 3 Bde. Tauchnitz, Leipzig 1909.
 32. RICHTER ED. « Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen ». *Petermanns Mitt. Erg. Heft* 132, 1901.
 33. ROMER EUG. « Mouvements épilogéniques dans le haut bassin du Rhône, et évolution du paysage glaciaire ». *Bull. Soc. Vaud. Sc. nat.* vol. XLVII p. 65-200, 1911.
 34. RÜTIMEYER L. « Über Thal- und Seebildung ». I Bd. Basel 1869.
 35. VON STAFF H. « Zur Morphogenie der Präglaziallandschaft in den Westschweizeralpen ». *Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesell.* 64, p. 1-80, 1912.
 36. SWIDERSKI B. « Les stades de retrait des glaciers du Rhône et d'Aletsch ». *Bull. Soc. Vaud. Sc. nat.* vol. 52 N° 196 p. 465-474, 1919.
 37. VAN VALKENBURG S. « Beiträge zur Frage der präglazialen Oberflächengestaltung der Schweizeralpen ». Thèse, Zurich 1918.
-



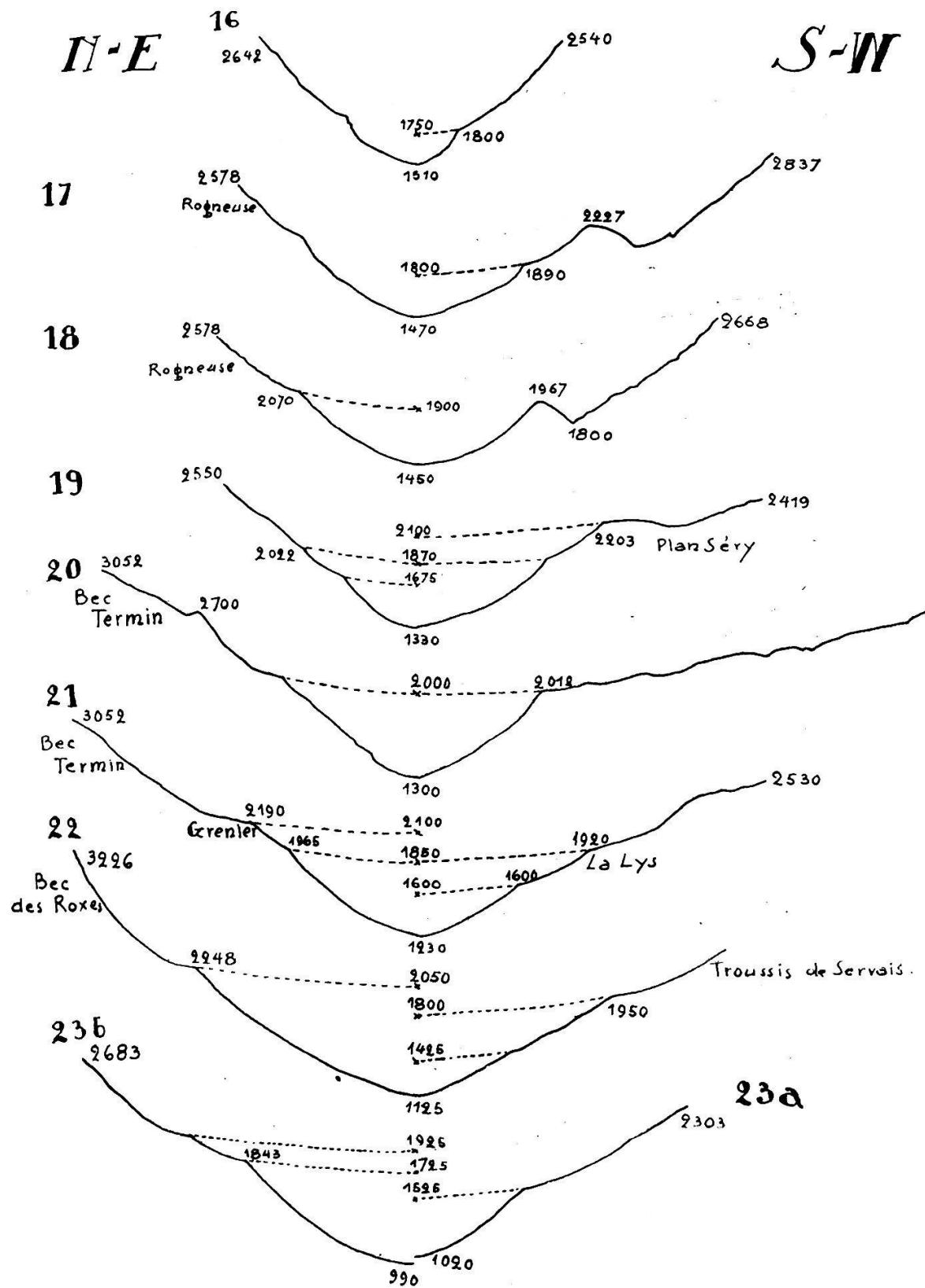
PROFILS TRANSVERSAUX.

ECHELLE : 0 1 Km 2 Km

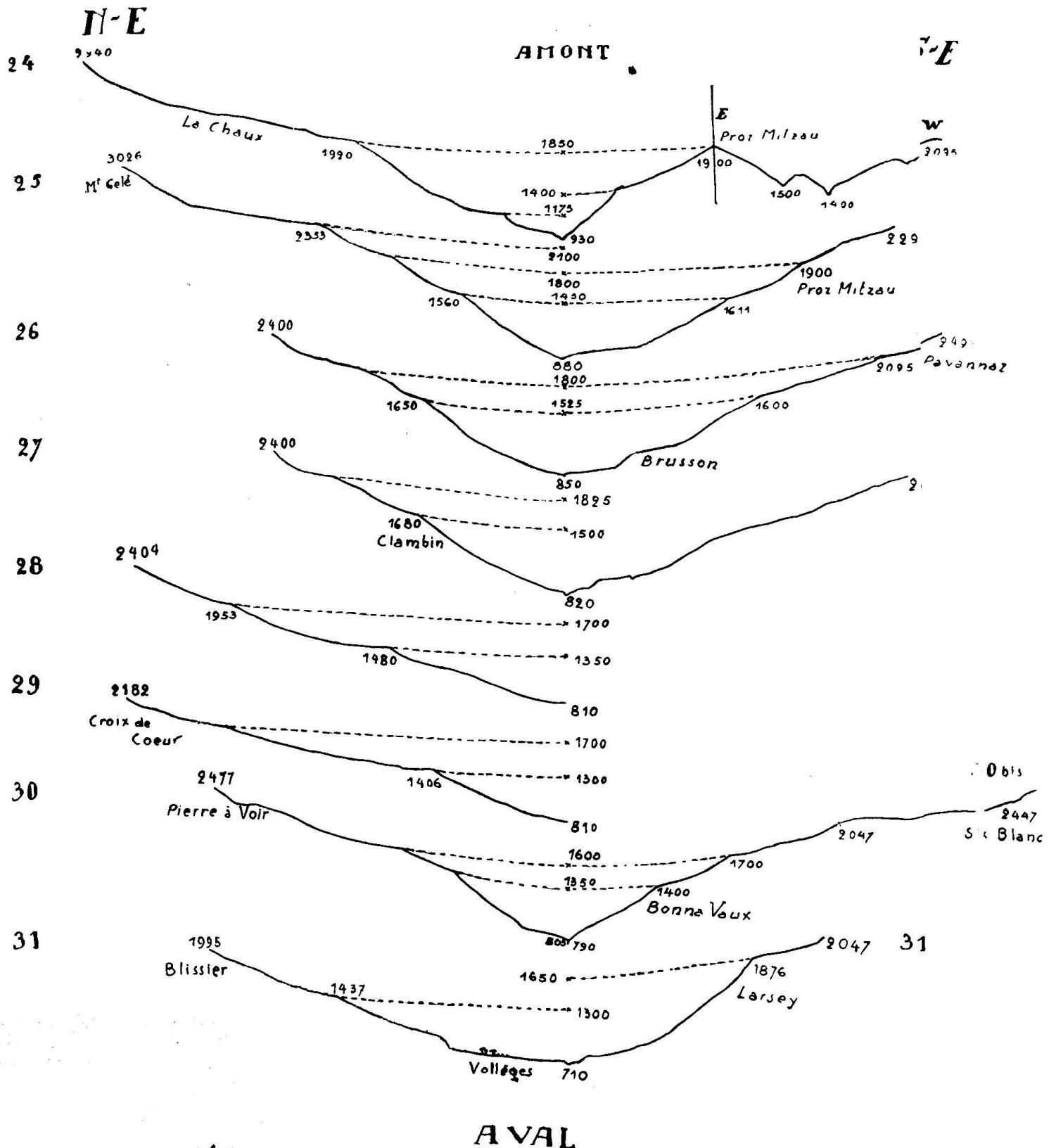


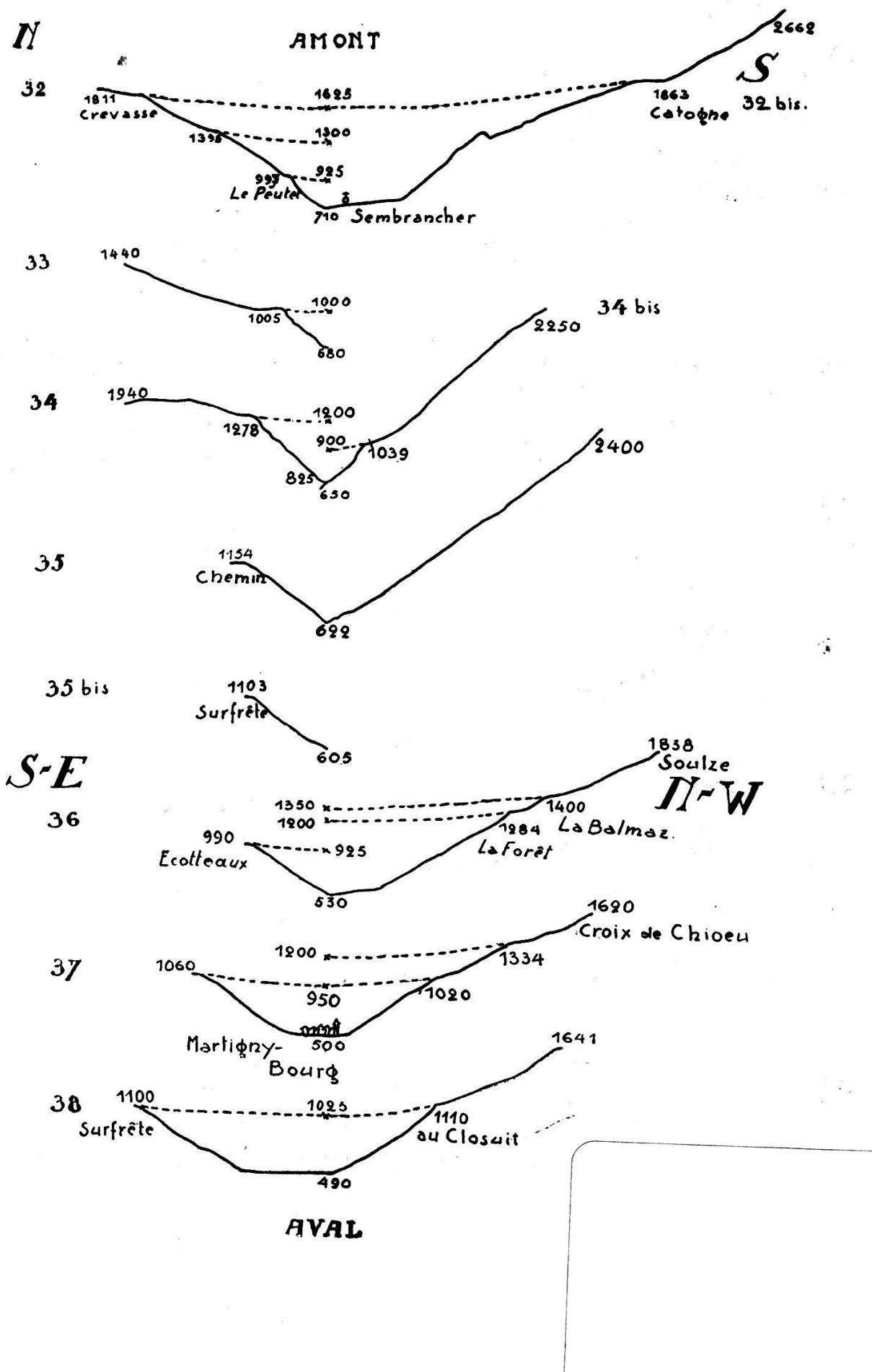


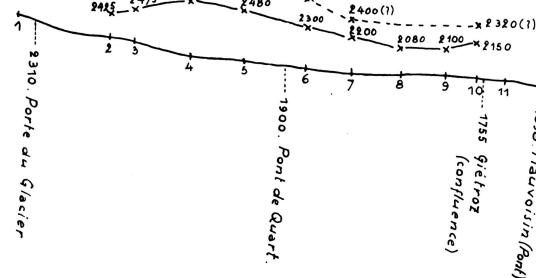
AMONT



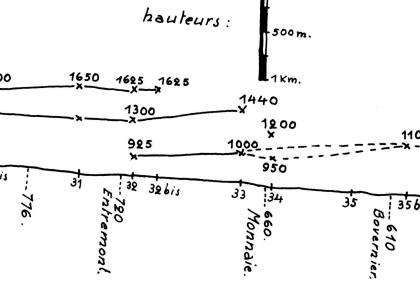
AVANT





S**N | S-E****PROFIL LONGITUDINAL.**

ECHELLE : longueurs :

N-W | E**W | S****II**

2310. Porte du Glacier.

1898. Mauvoisin (Pont)
1900. Pont de Quart.
1902. (confluence)
1907. Tionnay (Pont)