

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 7 (1901-1903)
Heft: 6

Artikel: IVe partie, Stratigraphie et paléontologie
Autor: Sarasin, Ch.
Kapitel: Quaternaire
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-155942>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 30.01.2025

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

QUATERNAIRE.

Formations pleïstocènes. — L'une des parties les plus intéressantes de la monographie précitée de M. A. BALTZER¹, sur les environs du lac d'Iseo est celle qui concerne les formations pleïstocènes et l'origine de ce lac. Les moraines qui suivent le flanc gauche de la vallée dessinent un synclinal très net avec un minimum d'altitude dans une zone médiane, qui correspond exactement avec la zone transversale de plus grande profondeur du lac. En outre le bassin d'Iseo présente tous les caractères d'un ancien tronçon de vallée fluviale inondé par suite d'un abaissement local. Aussi, sans vouloir nier la part qu'ont prise la nature des terrains encaissants, la tectonique, et l'érosion glaciaire à la création de la topographie actuelle, on peut pourtant admettre que la cause principale de la formation du lac est l'affaissement d'une zone transversale de la vallée qui s'est effectué pendant et après la dernière glaciation.

Les dépôts morainiques forment au S. du lac 2 systèmes de collines concentriques : 1° les moraines externes, qui ont un relief peu accentué, ont été morcelées par l'érosion et ont subi une altération superficielle intense ; elles se continuent au S. jusqu'au Monte-Orfano et à Rovato ; 2° les moraines internes sont beaucoup plus distinctement marquées dans le terrain et leurs matériaux sont peu altérés à la surface.

En aval du lac la vallée de l'Oglio présente 3 terrasses superposées dont la plus basse est une simple terrasse d'érosion. Les alluvions des basses terrasses forment une surface remarquablement continue, qui se poursuit sur 16 kilomètres depuis Sarnico jusqu'à Pontoglio ; son altitude au-dessus de la rivière, qui est de 45 m. près de Sarnico, diminue graduellement vers l'aval pour tomber à 21 m. à la latitude de Pontoglio. Les éléments en sont relativement frais ; vers l'amont ils deviennent de plus en plus gros et imparfaitement roulés, ce qui donne à l'ensemble du dépôt un caractère fluvioglaciaire bien prononcé. Ces alluvions sont du reste en relation étroite avec les moraines de la dernière glaciation près de Sarnico ; elles reposent par place sur de la moraine de fond plus ancienne et à Pianico sur des marnes interglaciaires avec flore indiquant un climat chaud. Le fleuve s'y est creusé sa vallée actuelle en formant plusieurs petites terrasses d'érosion superposées.

¹ A. BALTZER. Geologie der Umgebung des Iseosees.

Une seconde terrasse, peu distincte de la première qu'elle ne domine que de 10 à 20 m., s'étend de Capriolo à l'extrémité de Monte-Orfano. Les alluvions ont subi ici une altération bien plus accusée et paraissent rentrer dans le système des hautes terrasses.

Quelques restes de poudingues, plus anciens encore et qu'on peut paralléliser avec doute avec le Deckenschotter, se trouvent au Montecchio près de Sarnico (106 m. au-dessus de l'Oglio), près de Rovaglio (135 m. d'altitude) et à Paratico.

D'après ses propres observations, M. Baltzer modifie comme suit, pour l'appliquer aux formations pléistocènes de l'Oglio, le schéma établi précédemment pour les terrains quaternaires du versant S. des Alpes par M. A. Sella :

Diluvium supérieur.	{ Dernière grande extension des glaciers. Moraines internes. Dépôt des alluvions des basses terrasses.
Diluvium moyen	{ Période interglaciaire II, marnes à débris végétaux de Sellere-Pianico. Retrait considérable des glaciers. 2 ^e glaciation, moraines externes, alluvions des hautes terrasses.
Diluvium inférieur.	{ Période interglaciaire I (sans signes apparents). 1 ^{re} grande glaciation (restes douteux).

Dans son étude géologique sur le canton de Thurgovie M. J. EBERLI¹ consacre une place importante à l'examen des formations glaciaires et fluvioglaciaires. Il décrit une série de drumlins bien caractérisés, et cherche d'autre part à fixer les limites d'extension du grand glacier de la Linth et des glaciers du Sentis.

La partie du tableau des terrains de la région fribourgeoise que M. R. DE GIRARD² consacre aux dépôts pléistocènes ne diffère que fort peu de la classification des mêmes formations que nous avons analysée l'année dernière.

M. TH. BIFLER³ s'est occupé des phénomènes drumliniques dus à l'action du glacier du Rhône sur le territoire du

¹ J. EBERLI. Aus der Geologie des Kantons Thurgau.

² R. DE GIRARD. Tableau des terrains de la région fribourgeoise.

³ TH. BIELER. Etude préliminaire sur le modelé glaciaire et le paysage drumlinique dans la plaine vaudoise. — *Bull. Soc. vaud. des sc. nat.*, t. XXXVII, p. 213-220.

canton de Vaud. Il distingue les *crêts* ou collines allongées dans le sens de la marche du glacier avec une longueur environ triple de leur largeur et les mamelons ou collines à base arrondie avec une pente uniforme dans toutes les directions.

Dans la région de Cossonay-Orbe-Echallens ce sont les crêts qui prédominent exclusivement avec une direction générale SSW-NNE, ils forment 4 groupes distincts : l'un autour de Cossonay, le second autour du château de Saint-Barthélemy, le troisième aux environs de Pompaples et d'Arnex (déjà étudié par M. Baltzer), le quatrième près de Montcherand sur Orbe. Les dépressions qui séparent les crêts sont généralement occupées par des lacs ou des marais ; les collines sont tantôt formées de moraine de fond, tantôt de mollasse couverte de moraine, tantôt de mollasse nue, le nom de drum ou drumlin devant être réservé d'après l'auteur aux deux premiers types. Ce modelé glaciaire caractéristique se poursuit dans les bassins de la Venoge et de l'Orbe sur 25 kilomètres de longueur et 12 environ de largeur.

Dans la région de Clarens et de Vevey ce sont des mamelons rocheux qui sont exclusivement développés, tandis que vers l'W à Cully et vers le NW près de Chexbres et du lac de Bret on retrouve des crêts bien caractérisés. Ceux-ci ont une direction EW près du lac au S, tandis que dans les environs de Chexbres ils sont allongés du S au N et à Savigny du SW au NE. On peut considérer Vevey comme le sommet d'une aire de dispersion, à partir duquel les drums rayonnent en éventail, cette disposition étant du reste la conséquence naturelle de la séparation de la branche rhodane et de la branche rhénane du glacier du Rhône.

Passant ensuite au mode de formation de ces crêts, M. Bieler insiste sur la fréquence des drums à noyau rocheux, et croit devoir en conclure que les saillies préexistantes du relief ont pris une part prédominante dans la genèse de ces collines sous-glaciaires. Il constate d'autre part que les drums sont particulièrement abondants là où il y a légère contrepente et où la marche du glacier devait subir un certain ralentissement. Enfin il démontre que, lorsque le glacier a cheminé parallèlement à la direction des couches de la mollasse, ce sont des crêts allongés qui se sont formés, tandis que là où la marche du glacier s'est faite transversalement à cette direction, le modelé glaciaire a pris la forme de mamelons.

M. M. LUGEON¹ a signalé des stries glaciaires dirigées N-S et marquées sur la mollasse, qui ont été mises à jour par les travaux d'élargissement de la tranchée du chemin de fer à Chexbres. La direction de ces stries correspond à celle indiquée par les drumlins des environs du lac de Bret.

M. B. AEBERHARDT² a entrepris une étude des formations morainiques du pied du Jura, entre Bassins, Begnins et Vich d'une part, et Gex de l'autre, dans le but de déterminer la part prise dans la constitution de ces dépôts par les glaciers jurassiens et de contrôler la théorie de la phase de récurrence de ces derniers émise par M. H. Schardt.

Si de Nyon l'on se dirige vers Duillier et Coinsins, on traverse d'abord une région à surface ondulée formée par de la moraine de fond, puis une plaine d'alluvions faiblement inclinée, pour aboutir à un talus de 20 à 30 m. de hauteur et à une sorte de terrasse sur le bord de laquelle est situé le village de Coinsins. Cette terrasse est couverte de mamelons allongés, dont la longueur varie de 5 à 300 m. et dont la forme est tantôt simple, tantôt ramifiée avec plusieurs digitations plus ou moins parallèles. Ces mamelons sont dans la règle allongés du SW au NE et présentent une pente plus forte du côté NE que du côté SW; leur hauteur varie de 20 à 30 m. Des collines toutes semblables, avec un allongement dans le même sens, se retrouvent près de Trélex, vers la route qui mène de ce village à Saint-Cergues, ainsi que dans les environs de Gingins.

L'auteur a pu étudier la structure de plusieurs des mamelons que supportent la terrasse de Coinsins et constater qu'ils sont constitués par des couches assez irrégulièrement inclinées de sables et de graviers, sur lesquelles reposent des matériaux plus gros non stratifiés ou à stratification horizontale; les galets striés sont en général très rares et les éléments jurassiens sont en moyenne deux fois plus nombreux que les éléments alpins.

Plus près du Jura, à l'W de la ligne Gingins-Givrins-Genollier, on peut observer à nouveau des collines à allongement NE-SW, mais ces formations diffèrent des mamelons de Coinsins par l'absence presque constante de toute stratification. Les proportions relatives d'éléments alpins et juras-

¹ M. LUGEON. Stries glaciaires au tunnel de Chexbres. C. R. Soc. vaud. des sc. nat. *Archives Genève*, t. XI, p. 411.

² B. AEBERHARDT. Etude critique sur la théorie de la phase de récurrence des glaciers jurassiens. *Eclogæ*, t. VII, p. 103-119 avec une carte géol.

siens sont ici assez variables, les premiers formant tantôt moins du quart, tantôt plus du tiers de l'ensemble.

Enfin, plus au NW encore, au-dessus de Gingins et de Givrins, les pentes du Jura portent des sortes de monticules dont les uns sont allongés dans le sens de la pente, tandis que les autres dessinent des arcs de cercle avec leur convexité tournée vers la plaine. Ces crêts sont formés presque exclusivement d'éléments jurassiens, qui sont peu roulés, entassés sans stratification et dont les plus gros ont un volume de 1 m³. Il est probable que ces formations représentent des moraines frontales de petits glaciers jurassiens plus ou moins remaniées par les eaux et dont les matériaux ont été en partie entraînés par les ruisseaux qui les traversaient jusque contre les collines à allongement NE-SW qui se trouvent au-dessous.

M. Æberhardt est amené par ses observations à considérer les mamelons allongés de Gingins, Givrins et Genollier comme représentant une moraine latérale du glacier du Rhône pendant la période de décrue de celui-ci et non pas comme des moraines terminales de glaciers jurassiens, suivant l'opinion émise par M. Schardt. Il fait remarquer à ce propos que les collines présentent toujours leur versant le plus abrupt du côté du lac. D'autre part, la forte proportion d'éléments jurassiens qu'elles contiennent s'explique fort bien par le long trajet que le glacier du Rhône a fait le long du pied du Jura.

Quant aux crêts de Coinsins, allongés parallèlement suivant une direction NE-SW, ils peuvent encore moins figurer des moraines frontales de glaciers jurassiens, et, si ces glaciers s'étaient réellement prolongés jusque-là, on devrait retrouver quelque part des traces de leurs moraines latérales, ce qui n'est pas le cas. Nous avons affaire ici à des alluvionnements sous-glaciaires, qui ont été modelés subséquemment par la glace en mouvement. Les parties du sol qui n'étaient pas traversées par les cours d'eau ont conservé le caractère normal de la moraine de fond et la proportion des éléments jurassiens contenus dans celle-ci va tout naturellement en augmentant de la plaine vers le Jura. Ces collines de Coinsins peuvent être assimilées aux kames des régions septentrionales.

Les glaciers jurassiens ont certainement existé, mais ne se sont jamais avancés dans la plaine. Par contre, pendant et après le retrait du glacier du Rhône, les cours d'eau du Jura

ont repris les matériaux morainiques avec lesquels ils ont créé la terrasse de Gland et les formations similaires.

M. K. STRÜBIN¹ désigne sous le nom de Diluvium ancien les alluvions puissantes de Ruchen, près de Magden et de Vogelsand, près d'Arisdorf, dans le Jura bâlois, qui correspondent au Deckenschotter récent d'Alsace, décrit par M. Gutzwiller. A Vogelsand, la surface de ces alluvions est à une altitude de 425 m., tandis qu'au Känzli, près de Rheinfelden, elles ne dépassent pas 350 m. ; il faut donc admettre que l'alluvionnement s'est poursuivi sur une épaisseur d'au moins 75 m.

Le même auteur réunit sous le nom de Diluvium moyen les moraines de la deuxième glaciation, les alluvions des hautes terrasses et le Loess. Parmi les formations morainiques de ce complexe, il faut citer la moraine de fond, avec de nombreux quartzites alpins, qui prend un grand développement dans les environs de Scheuerhalden, et les nombreux blocs erratiques d'origine alpine qu'on trouve à des altitudes variant de 500 à 600 m.

Les hautes terrasses sont développées soit dans la vallée du Rhin, où elles renferment surtout des cailloux alpins, soit dans la vallée de l'Ergolz, où leurs éléments proviennent essentiellement des calcaires du Jura et de la Nagelfluh jurassienne. Quelques rares blocs alpins, qui se mêlent à ces alluvions jurassiennes, ont évidemment été enlevés à des formations morainiques situées plus haut. Le Loess n'existe dans les environs d'Augst que sous sa forme argileuse ; il repose toujours sur les alluvions des hautes terrasses.

Les basses terrasses ou Diluvium récent forment dans la vallée du Rhin deux niveaux distincts, tandis qu'elles n'en forment qu'un dans les vallées latérales. Deux dents d'*Elephas primigenius* et un bois de *Cervus tarandus* ont été découverts dans ces alluvions.

M. A. BUXTORF² a constaté des traces de dépôts des hautes terrasses à côté des églises de Gelterkinden et d'Ormalingen, sur le flanc gauche de la vallée de l'Ergolz. Quelques moraines bien caractérisées, avec éléments alpins, existent dans la même région, et les blocs erratiques abondent sur certains points, permettant d'affirmer que le glacier du Rhône a couvert momentanément toute la région.

¹ K. STRÜBIN. Beiträge zur Kenntniss der Stratigraphie des Basler Tafeljura.

² A. BUXTORF. Geologie der Umgebung von Gelterkinden.

La Société géologique suisse a consacré en 1901 une partie importante de son excursion annuelle à l'étude des formations glaciaires et fluvio-glaciaires du canton d'Argovie, au S d'Aarau, Brugg et Baden. Dans le programme détaillé rédigé pour cette excursion, M. F. MÜHLBERG¹ donne quelques intéressantes indications sur ces dépôts, plus particulièrement dans la région comprise entre Brugg et Mellingen. Au bord de la Reuss, à l'W de Birmensdorf, on peut voir, au niveau de la rivière, de la moraine de fond bien caractérisée, recouverte par les alluvions de la basse terrasse et, comme cet exemple est confirmé par d'autres, on peut certifier que la progression des glaciers s'est faite, non pas immédiatement après le dépôt des alluvions des hautes terrasses, mais après qu'une très longue phase d'érosion avait ramené le lit des cours d'eau à un niveau à peu près aussi bas que celui qu'ils occupent actuellement. Entre Mellingen et Birmensdorf, la moraine de fond, correspondant à la principale glaciation, est partout recouverte par les alluvions des basses terrasses.

M. DE LAMOTHE², dans un travail comparatif sur les grands systèmes de terrasses des vallées de l'Isser, de la Moselle, du Rhin et du Rhône, a établi une classification des alluvions pliocènes et pléistocènes des environs de Bâle, en se basant sur les travaux de MM. L. Du Pasquier et A. Gutzwiller. Avant le dépôt du Deckenschotter, une érosion prolongée a dû, d'après l'auteur, amener le niveau du Rhin à 150 m. environ au-dessus du thalweg actuel; ensuite, l'alluvionnement ayant repris, il s'est formé un remblai de 50 à 60 m. d'épaisseur dont le Deckenschotter ancien d'Alsace est un reste. Une nouvelle période d'érosion a provoqué, plus tard, un abaissement du niveau du fleuve de 100 m. environ; puis le fond de la vallée a de nouveau été remblayé sur une hauteur de 40 m. et le niveau inférieur du Deckenschotter s'est formé. Une troisième phase d'érosion a abaissé le thalweg de 75 à 80 m. et a été suivie par un nouveau remblai de 35 à 37 m. qui correspond à la haute terrasse. Après une quatrième période d'érosion, qui a produit un abaissement du lit du fleuve de 90 m., un remblai de 45 m. s'est formé, donnant naissance au gradin inférieur de la haute terrasse ou à la terrasse

¹ F. MÜHLBERG. Programm der Exkursionen der Schweizerischen geologischen Gesellschaft vom 7.-10. August 1901. *Mittheil. der Aargau. naturf. Ges.*, t. IX.

² DE LAMOTHE. Etude comparée des systèmes de terrasses des vallées de l'Isser, de la Moselle, du Rhin et du Rhône. *Bull. de la Soc. géol. de France*, 4^e série, t. I, p. 297-383.

moyenne. Il y a eu, ensuite, nouveau creusement sur 55 m., puis alluvionnement sur 30 m. d'épaisseur et formation des basses terrasses qui dominant le fleuve actuel de 31 m.; enfin, une dernière alternative d'érosion et de remblai a donné naissance au niveau inférieur des basses terrasses dont la surface est à 15 ou 20 m. au-dessus du Rhin.

Ainsi l'abaissement du thalweg produit par chaque période d'érosion serait constamment supérieur à l'exhaussement provoqué par le remblai qui a précédé et il n'y aurait que les basses terrasses qui seraient emboîtées dans des alluvions plus anciennes.

Comme les terrasses superposées qui existent près de Bâle correspondent d'une façon remarquable, soit par leurs niveaux relatifs au-dessus du lit actuel du fleuve, soit par l'épaisseur des alluvions correspondantes, aux formations analogues qui ont été constatées dans les bassins de la Moselle, du Rhône et même de l'Isser, et comme les quatre fleuves en question s'alimentent dans des régions très différentes topographiquement et météorologiquement, l'auteur croit devoir attribuer l'origine de leurs systèmes de terrasses à une cause agissant, non pas en amont, mais en aval, et particulièrement à des variations du niveau de la mer. La théorie de la coïncidence des phases d'alluvionnement avec les périodes de glaciation, ne lui paraît pas satisfaisante pour plusieurs raisons. Rien ne prouve que la progression des glaciers ait eu pour conséquence une augmentation de la quantité des matériaux transportés et par conséquent de l'alluvionnement devant les moraines frontales; elle semble au contraire avoir dû produire un effet diamétralement opposé. D'autre part, après le retrait des glaciers, la dépression centrale existant en arrière des moraines terminales a dû, par suite de sa faible capacité, être vite comblée, et alors les cours d'eau, au lieu de creuser leur lit en aval dans les moraines et les alluvions, ont dû reprendre bientôt leur travail d'alluvionnement, en sorte qu'on serait tenté de considérer le recul des glaciers comme une cause non d'érosion, mais au contraire de remblai. Du reste, rien n'autorise à admettre que les anciens glaciers ont édifié devant leur front des barrages morainiques continus autour d'une dépression centrale d'une certaine profondeur; il paraît beaucoup plus probable que leurs émissaires ont pu maintenir constamment la liberté de leur chenal au travers des moraines frontales en formation. Enfin, pour démontrer que les variations de longueur des glaciers n'ont pas pu, à elles seules, donner naissance au phénomène des terrasses, il suf-

fit de faire remarquer que des systèmes de terrasses existent dans des vallées dont les cours d'eau n'ont jamais été alimentés par des glaciers et que, d'autre part, dans des vallées différentes, l'épaisseur des remblais, correspondant à des terrasses de même altitude relative et de même âge, est indépendante de l'importance des massifs d'alimentation.

Les relations qui existent entre les variations de longueur des glaciers et la formation des terrasses ne sont pas de simples relations de cause à effet, mais les deux phénomènes sont la conséquence d'une même cause : les oscillations du niveau de la mer ; si l'oscillation est positive, produisant une transgression, il s'ensuivra d'une part une augmentation des précipitations atmosphériques sur les continents voisins et une crue des glaciers, d'autre part une diminution de la pente des grands cours d'eau et par conséquent un alluvionnement dans les grandes vallées. Si, au contraire, il se dessine un mouvement régressif des mers, cette modification entraînera pour les mêmes raisons, soit un recul des glaciers, soit un retour des cours d'eau à une phase d'érosion. Ainsi le phénomène des terrasses serait dû à des oscillations du niveau des mers avec prédominance du mouvement négatif, qui auraient donné lieu à des phases alternatives d'alluvionnement et d'affouillement avec prédominance de ce dernier, provoquant ainsi un abaissement général du seuil des grandes vallées.

En creusant la tranchée de la nouvelle ligne de Bâle à Mulhouse, on a entamé assez profondément les alluvions de la basse terrasse du Rhin. Près de la gare de Bâle et sur les deux rives du Birsig, les alluvions du Rhin sont couvertes par des graviers d'origine jurassienne, amassés par le Birsig et surtout par une épaisse couche d'argile. M. A. GUTZWILLER¹ a relevé près de la grande carrière, maintenant fermée, de l'Erdbeergraben le profil suivant :

e) 0^m3 de terre arable, brunâtre, pauvre en chaux.

d) 1 à 1^m2 de marne argileuse jaune avec des concrétions crayeuses et des coquilles d'Hélix.

c) 0^m5 à 0^m8 de marne grise, argileuse ou sableuse, bitumineuse et riche en planorbes, qui passe à la base aux

b) alluvions du Birsig formées de galets jurassiens très petits mêlés à une grande quantité de boue et de sable ; ce

¹ A. GUTZWILLER. Zur Altersfrage des Loess. *Verhandl. der naturf. Ges. Basel*, B. XIII, H. 2, p. 271-286.

dernier forme des lentilles et provient des marnes à Cyrènes qui affleurent à Sainte-Marguerite.

a) Alluvions du Rhin.

A l'W du Birsig, au Holeeletten, la couche argileuse diminue d'épaisseur; d'autre part, les alluvions de la Birsig ne tardent pas à disparaître, en sorte que, au delà du Herrengraben, les alluvions du Rhin ne sont plus recouvertes que par une mince couche de terre arable, riche en cailloux roulés. Du reste on peut dire que, d'une façon générale, les dépôts argileux ne se trouvent sur la surface de la basse terrasse qu'au pied des collines voisines garnies de Löss, ou bien sur le passage des ruisseaux, surtout de ceux qui, ayant un faible débit, n'ont pas pu entamer les alluvions. Ils forment des sortes de cônes de déjection, au profil très peu accusé, et représentent un Löss remanié par les eaux courantes qui l'ont repris sur les collines supérieures et l'ont entraîné sur la surface de la basse terrasse. Quant au Löss véritable des environs de Bâle, il est nettement interglaciaire et n'existe nulle part sur la surface de la basse terrasse. Il en est, du reste, de même près de Mulhouse, et ce que M. Förster considère ici comme du Löss proprement dit, reposant sur la basse terrasse, est incontestablement du Löss remanié. D'autre part, le Löss sableux (Sandlöss) de Wittenheim est un dépôt argileux, formé dans des eaux troubles après le retrait définitif du glacier, comme le démontrent suffisamment sa structure et sa composition et quoiqu'on y ait trouvé des restes de mollusques terrestres.

En résumé le Loess véritable n'existe entre Bâle et Mulhouse nulle part sur la basse terrasse, et les dépôts post-glaciaires qu'on lui a attribués sont, ou bien du Loess remanié, ou bien des argiles fluviatiles. Quant aux sables éoliens post-glaciaires que M. Früh a constatés soit dans la vallée du Rhône, soit dans le canton de Saint-Gall, il ne faudrait pas leur appliquer non plus le nom de Loess qui devrait être réservé aux formations analogues interglaciaires.

M. H. SCHARDT¹ considère comme de véritables dunes une succession de collines qui s'élèvent au milieu des marais du Seeland entre Anet, Champion et Witzwyl. La colline du Dähliandhubel, qui en fait partie, a une hauteur de 4-7 m., une longueur de 1 kilomètre et une largeur de 150-250 m. ;

¹ H. SCHARDT. Dunes du Marais du Seeland. C. R. des séances Soc. neuch. des sc. nat. — *Archives Genève*, t. XII, p. 192.

elle est entièrement formée d'un sable fin peu cohérent ; 2 collines semblables s'élèvent plus au SE au Islerenhölzli. Grâce à une coupe faite par la ligne Berne-Neuchâtel on peut se convaincre que ces dépôts éoliens sont plus anciens que la tourbe ; ils datent probablement de l'époque qui a suivi le retrait des glaciers.

Le même auteur donne ensuite la description des alluvions qui forment le fond de la vallée du Locle et d'un gisement de tuffeau pléistocène composé de terre tuffeuse blanche ou violacée avec *Patula rotundata*, *Bulimus lubricus*, etc., qu'il a découvert dans le fond de la vallée des Fahis.

M. E. RENEVIER¹ s'est occupé du vallon transversal qui coupe de l'E à l'W la colline liasique de Saint-Triphon. Il y voit le prolongement de la profonde vallée qui descend de Panex sur Ollon. Ce vallon a dû être abandonné par le cours d'eau qui l'avait creusé à la suite de l'érosion particulièrement rapide opérée par la Gryonne, dont l'action était énormément exagérée par la fonte rapide des glaciers qui l'alimentaient, et d'autre part beaucoup facilitée par la faible résistance des couches gypsifères du Trias qu'elle traversait.

MM. P. et F. SARASIN² ont développé une explication de la période glaciaire, d'après laquelle la cause du refroidissement et de l'exagération de l'humidité atmosphérique nécessaires à l'accroissement des glaciers pourrait être cherchée dans de violentes éruptions volcaniques qui auraient jeté dans l'atmosphère une quantité considérable de vapeur et de cendres. On sait en effet que les époques pliocène et pléistocène ont été marquées par la formation de gigantesques effondrements dans les régions méditerranéennes et atlantiques. Les bords de ces bassins effondrés étaient jalonnés de volcans, qui devaient donner lieu à des explosions d'autant plus violentes que leurs parties profondes étaient plus exposées à l'action des eaux d'infiltration par la proximité de la mer. On peut donc admettre que cette période a été marquée non seulement par une grande activité volcanique mais encore par de violentes éruptions explosives avec dégagements particulièrement importants de vapeurs et de cendres.

Or l'éruption récente du Krakatoa a montré que les cen-

¹ E. RENEVIER. Vallée transversale à travers le monticule de Saint-Triphon. — *Bull. Soc. vaud. des sc. nat.*, t. XXVII. Séance du 6 juin 1901.

² P. et F. SARASIN. Ueber die mutmassliche Ursache der Eiszeit. *Verh. der naturf. Ges. Basel*, B. XIII, H. 3, p. 603-618.

dres volcaniques, lorsqu'elles sont émises en quantité suffisante, peuvent se répandre dans toute l'atmosphère et y rester suspendues pendant plusieurs années. Elles peuvent alors intercepter une partie des rayons solaires et en diminuer les effets lumineux et calorique; d'autre part, elles favorisent la condensation des vapeurs et par conséquent les chutes de pluie ou de neige. Si l'éruption du Krakatoa a produit une action incontestable dans ce sens dans les régions tropicales où ses cendres étaient surtout abondantes, il n'y a aucune exagération à admettre qu'une activité volcanique intense et répartie sur d'immenses espaces ait pu provoquer l'établissement des conditions climatiques spéciales de la période glaciaire.

Nous devons à M. TH. STUDER¹ une monographie des plus intéressantes sur les chiens pléistocènes et actuels. Sans vouloir analyser ici ce travail dont l'intérêt est plus spécialement zoologique, nous en citerons les parties qui concernent les races pléistocènes.

Parmi les chiens paléarctiques on peut distinguer 5 types principaux : 1^o type du *Canis palustris*, 2^o type du *Canis Inostranzewi*, 3^o type du *Canis Leineri*, 4^o type du *Canis intermedius*, 5^o type du *Canis matris optima*.

Le *Canis palustris* se trouve dans les stations néolithiques en Suisse et dans le S de l'Allemagne ainsi que dans des dépôts datant de l'époque romaine. Il paraît avoir disparu actuellement d'Europe mais existe encore en Sibérie chez les Samoyèdes et les Tungouses, ainsi qu'à Sumatra, en Chine (Tschau) et dans la Nouvelle-Guinée. Il est caractérisé par son crâne petit avec une boîte crânienne arrondie, par un museau court et pointu et par une région frontale creusée dans sa partie médiane (coup de hache) et reliée à la région nasale par une surface très oblique.

Par l'élevage le *Canis palustris* a déjà été modifié pendant les temps néolithiques et scindé en plusieurs races. C'est ainsi qu'on trouve dans les dépôts récents de l'âge de la pierre polie un chien plus grand que le vrai *Canis palustris* et qui se rapproche du Spitzer moderne. Il existe d'autre part à la même époque un autre type, qui a conservé la taille du *Canis palustris*, mais qui s'en distingue par sa boîte crânienne plus large et par son front plus élevé (passage au

¹ TH. STUDER. Die prähistorischen Hunde in ihrer Beziehung zu den gegenwärtigen Hunderassen. — *Mém. Soc. pal. suisse*, t. XXVIII, 137 pages, 9 planches.

Canis Spalleti Strobel). Une troisième race est un peu plus grande que le type primitif et possède une voûte crânienne fortement bombée sans aucune trace de crête sagittale ; elle se rapproche nettement du Pintscher actuel. Enfin une quatrième race, de taille relativement grande, possède un crâne allongé avec une crête sagittale bien développée, un front saillant et large, un museau long et arrondi en avant ; elle peut être considérée comme un terme de passage du *Canis palustris* au chien de chasse primitif (*Canis intermedius*), ou bien comme un produit de croisement entre le *Canis palustris* et une autre race.

M. Studer a d'autre part constaté l'existence dans la station néolithique de Font au bord du lac de Neuchâtel et dans un dépôt de l'âge du bronze au bord du lac de Bienne du *Canis Inostranzewi* que M. Anutschin avait découvert dans les formations néolithiques du lac de Ladoga, et qui peut être considéré comme la forme ancestrale du chien de garde de la plaine suisse, du Saint-Bernard, du Terre-Neuve, du dogue, ainsi que de divers chiens actuels du Nord.

Le *Canis Leineri* a été décrit par M. Studer d'après un crâne découvert dans la station néolithique de Bodman au bord du lac d'Ueberlingen. La capsule crânienne est allongée et voûtée, la crête sagittale est médiocrement développée, le front est large, légèrement déprimé au milieu, le museau est allongé et large.

Cette même race a été constatée dans le néolithique récent de Font ; elle a probablement été importée du Nord de l'Europe en Suisse et se rapproche des races actuelles du Nord, en particulier du chien-loup irlandais et du Deerhound écossais.

Le *Canis intermedius*, qui est relié au *Canis palustris* par une transition positive, en diffère par son front plus large et plus plat, par sa mâchoire supérieure plus élargie dans sa partie postérieure et par son museau plus largement arrondi. Il comprend actuellement les divers types de chiens de chasse et se retrouve jusque dans les formations de l'âge du bronze dans la basse Autriche et en Bohême.

Le *Canis matris optima* a été décrit tout d'abord des environs d'Olmütz par Jeitteles ; il a été retrouvé abondamment dans les dépôts de l'âge du bronze et existait en particulier en Suisse où l'on en a découvert des restes dans les stations de palaffites des bords des lacs de Genève, de Neuchâtel, de Bienne et de Morat. Il se rapproche beaucoup du *Canis Leineri*, dont il se distingue pourtant par son crâne

plus petit et moins allongé, par son front moins large, par son museau plus court et plus pointu, la longueur de la région cervicale dépassant toujours celle de la région nasale. C'est un chien berger typique et il paraît probable qu'il a été importé dans l'Europe occidentale par des pleuplades venues de l'Asie qui se livraient à l'élevage du petit bétail.

Les chiens du Sud dont les principaux représentants actuels sont les Parias de l'Égypte et de l'Asie méridionale, les Dingo d'Australie, les dogues du Thibet, sont inconnus dans les formations pléistocènes d'Europe.

Pour terminer, M. Studer reprend la question de l'origine des diverses races de chiens préhistoriques ; après avoir discuté les opinions émises sur ce sujet par Woldrich, Nehring, Bourguignat, etc., il émet les idées suivantes : les chiens du Sud peuvent tous se ramener au *Canis tenggeranus* qui n'est lui-même qu'une variété du *Canis ferus*. Celui-ci, ayant été apprivoisé dans certaines régions, a d'autre part donné naissance à plusieurs races distinctes telles que *Canis hodo-phylax*, *Canis Mikii*. Puis, par des croisements successifs entre ces divers chiens et le loup, l'homme a créé des races plus fortes que le chien primitif telles que *Canis Inostranzewi*, *Canis Leineri*, *Canis decumanus*. *Canis palustris* et *Canis matris optima*e paraissent au contraire être des descendants relativement purs du chien pléistocène de l'Eurasie.

Genève, le 12 juillet 1902.

TABLES SPÉCIALES DE LA REVUE

I. TABLE DES MATIÈRES

	Pages
Nécrologies	477
I. Tectonique. Descriptions géologiques, tectoniques et orographiques	477
Manuel de Géologie	477
ALPES. <i>Alpes calcaires occidentales.</i>	479
<i>Préalpes et klippen.</i> Chablais. Niremout-Pleiades. Hornfluh. Spielgerten. Wildstrubel. Haute vallée de Lauenen	479
<i>Alpes calcaires orientales.</i> Vallée du Rhin. Rhäticon. Prätigau.	486
<i>Alpes calcaires méridionales.</i> Région des lacs nord-italiens . .	496