Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 51 (1958)

Heft: 2

Artikel: Bericht über die 74. ordentliche Generalversammlung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in Glarus : Samstag und Sonntag, 13. und 14. September 1958

Autor: [s.n.]

Kapitel: B: 74. ordentliche Generalversammlung : Sonntag, den 14. September 1958

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-162440

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: 20.02.2026

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

Die auf den 31. Dezember 1957 in der Bilanz aufgeführten Aktiven sind durch Bank- und Postcheckausweise belegt. Die Ausscheidung der Vermögenswerte auf die einzelnen Fonds ist in der Kartothek übersichtlich dargestellt.

Das Vermögen der Gesellschaft ist belegt durch Wertschriften im Betrage von Fr. 110000.—, Depositen-Konto der Schweizerischen Bankgesellschaft Fr. 3904.25 und Sparhefte von total Fr. 9880.35.

Der zusammenfassende Bericht stimmt mit der detaillierten Buchführung überein.

Die unterzeichneten Rechnungsrevisoren beantragen der Gesellschaft, die Jahresrechnung 1957 zu genehmigen und dem Herrn Kassier für die grosse und zeitraubende Arbeit bestens zu danken.

Schaffhausen, den 15. März 1958.

Die Revisoren:

J. P. Portmann, H. Heierli

B. 74. Ordentliche Generalversammlung

Sonntag, den 14. September 1958

Administrative Sitzung, 8.15 Uhr im Kantonsschulgebäude Glarus

Die Mitgliederversammlung hört und genehmigt den Jahresbericht des Präsidenten, die Berichte des Redaktors, des Kassiers und der Rechnungsrevisoren sowie das Budget für 1958. Die Rechnung schliesst bei einer Entnahme von Fr. 3000.— aus dem Reservefonds mit Fr. 767.80 Überschuss. Dank dem weiterhin erfreulichen Erlös aus dem Verkauf der Eclogae kann der Mitgliederbeitrag auf seinem bisherigen, relativ niedrigen Stand belassen werden.

Als neues Vorstandsmitglied an Stelle des auf Neujahr 1959 turnusgemäss zurücktretenden Präsidenten wird Prof. Dr. Augustin Lombard, Genf, gewählt. Dr. Franz Hofmann, Schaffhausen, ersetzt Dr. Hans Heierli als Rechnungsrevisor.

Der Vorstand unterbreitet der Versammlung zwei Anträge: Söhne und Töchter von Mitgliedern sollen die Mitgliedschaft mit stark reduziertem Jahresbeitrag (Fr. 10.—) erwerben können, aber keine Eclogae erhalten; ferner soll das Höchstalter für Studentenmitglieder (mit auf Fr. 18.— reduziertem Jahresbeitrag) von 24 auf 27 Jahre erhöht werden. Beiden Anträgen wird zugestimmt.

Schluss der administrativen Sitzung 9.05 Uhr.

Der Sekretär: R. Trümpy

Wissenschaftliche Sitzung
Samstag und Sonntag, 13. und 14. September 1958

Zugleich Sitzung der Sektion für Geologie der SNG

1. — ADRIEN JAYET, Genève: **Remarques sur la composition, la structure, les déformations mécaniques des moraines glaciaires pléistocènes et actuelles[1]).** Avec 10 figures dans le texte.

Introduction. L'interprétation générale du Pléistocène exige de plus en plus, non seulement l'analyse aussi détaillée que possible des dépôts glaciaires et de leurs dérivés fluvio-glaciaires mais encore et surtout l'observation de la genèse in situ des mêmes formations au voisinage des glaciers actuels.

Le géologue qui aborde cette tâche dans nos régions se trouve en face de difficultés en apparence insurmontables: les dépôts glaciaires pléistocènes semblent être totalement différents des dépôts glaciaires actuels. Cette observation fondamentale a accrédité la légende que seuls les grands glaciers arctiques seraient capables d'expliquer les formations du Plateau suisse. A plusieurs reprises nous avons montré que les glaciers alpins nous renseignent parfaitement bien sur leurs prédécesseurs quaternaires, à condition toutefois de s'adresser à des glaciers de vallée. Il faut naturellement tenir compte de l'amplitude considérable des glaciers pléistocènes qui a fait prédominer certaines formes d'érosion et de transport actuellement en complète régression. *Plus exactement, il paraît certain qu'au maximum glaciaire, le matériel erratique provenait essentiellement du fond rocheux et relativement peu des parois alors qu'actuellement c'est l'inverse.* C'est précisément à cela qu'il faut attribuer, dans les moraines, la forte proportion d'éléments arrondis, le rôle prédominant des moraines intraglaciaires, le jeu intense de la reprise des matériaux par l'action torrentielle à la surface du glacier, soit au retrait soit à l'avance, et d'une façon générale l'aspect paradoxal que présentent tous ces dépôts.

Comme nous ne pouvons revenir dans cette note, faute de place, sur certains des principes déjà énoncés: complexe würmien, genèse des moraines, moraines intraglaciaires, fluvio-glaciaire épiglaciaire, origine du caractère arrondi des galets, nous prions le lecteur de se référer à la liste bibliographique. Nous sommes aussi dans l'obligation de l'écourter, mais il trouvera dans les travaux signalés l'ensemble des détails nécessaires à la compréhension des problèmes que nous abordons plus particulièrement ici. Les coordonnées des gisements sont tirées de la carte nationale suisse, nous ajoutons, en ce qui concerne les coupes la date de l'observation, étant donné la vitesse avec laquelle les gisements changent de physionomie. Pour éviter de longues descriptions nous donnons une représentation graphique des terrains dans la figure 3, elle concerne toutes les coupes.

Type le plus répandu des moraines actuelles. La plupart des moraines actuelles, latérales, frontales, médianes sont formées par des blocs anguleux de taille variée accompagnés d'un matériel plus fin non calibré, par conséquent hétérométrique. La stratification, si elle existe est sensiblement celle des cônes d'éboulis. La genèse de ces moraines relève de la dislocation par le gel des matériaux constituant les

[1]) Imprimé avec l'aide du Fonds national suisse de la recherche scientifique.

parois rocheuses; le transport se fait alors à la surface de la glace en mouvement; dans l'ensemble le cheminement est le même que celui des tables des glaciers. Certains matériaux sont absorbés par les crevasses, ils peuvent ressortir à l'état anguleux ainsi que nous l'avons observé au glacier du Vélan en 1950, les éléments plus fins descendent plus profondément et participent à la formation des moraines intraglaciaires et de fond. Ce type de moraine est rare en plaine, il ne permet pas l'interprétation des moraines pléistocènes régionales.

Complexe würmien et moraines glaciaires pléistocènes. Nous devons considérer le complexe würmien dans ses trois parties constituantes, soit de haut en bas:

1° Moraines caillouteuses du retrait glaciaire (fluvio-glaciaire auct. p. p.) et fluvio-glaciaire dérivé;

2° Moraine argileuse à galets striés (moraine de fond auct.);

3° Moraines caillouteuses profondes (alluvion ancienne auct., fluvio-glaciaire auct. p. p.).

En considérant la moraine argileuse dite de fond comme étant seule d'origine glaciaire certains auteurs, Ed. Paréjas (1938), E. Joukowsky (1941) sont amenés à attribuer aux moraines profondes un âge *interglaciaire* tandis que les cailloutis superposés à cette même moraine seraient *postglaciaires*. Cette interprétation très simple, ne tient pas compte de faits importants. Tout d'abord les cailloutis profonds contiennent des restes de la faune froide würmienne, principalement d'*Elephas primigenius* Blum., on ne saurait dès lors les taxer d'interglaciaires. D'autre part les cailloutis rapportés à un postglaciaire forment souvent des vallums et des arcs morainiques dont on peut suivre les étapes, il s'agit indubitablement du retrait glaciaire. *La loi stratigraphique générale admettant des âges décroissants vers le haut doit être ici modifiée; la superposition d'éléments morainiques se faisant d'une autre manière que celle des sédiments classiques.*

Les mêmes problèmes se posent d'ailleurs aussi pour les dépôts glaciaires rissiens profonds; c'est à dire situés sous l'interglaciaire riss–würm; leur étude est encore plus délicate étant donné la rareté des gisements, nous les laisserons pour l'instant de côté.

Moraines caillouteuses superficielles du retrait glaciaire würmien. Elles sont constituées par des buttes de forme variable, par des vallums et cordons morainiques; la morphologie ne laisse aucun doute sur la nécessité d'attribuer ces cailloutis au retrait glaciaire. Les gravières qui les entament permettent de noter des compositions variées soit en verticale soit en horizontale: zones de blocs dont les dimensions atteignent 1 m, cailloutis grossiers et fins, sables divers, limons. Les matériaux sont aussi répartis suivants des modes très variés. Le type extrême, le plus «morainique», est formé d'un amas de cailloux anguleux et arrondis empâtés dans un sable hétérométrique; le type le moins «morainique» est constitué par une succession de bancs de sable stratifiés ou non, de petits graviers stratifiés ou non, de cailloutis disposés par bancs, la stratification oblique est fréquente. Toute la gamme existe où les deux types sont mêlés en proportions variables, mais la présence de galets striés, quelquefois dans des lames argileuses, vient confirmer l'idée de moraines de retrait déjà donnée par la topographie.

La disposition des couches aussi bien que la présence constante de matériaux arrondis, de bancs de sables individualisés, les fines stratifications souvent inclinées

ont conduit à l'idée que les moraines de ce type, en admettant qu'on veuille bien les reconnaître comme telles, ont été *remaniées* ou *délavées*. Ces deux termes sont d'un emploi fréquent, nous aurons à en examiner le bien-fondé.

Les arcs morainiques du retrait sont reliés vers l'aval à des formations caillouteuses et limoneuses stratifiées, quelquesfois très finement que nous attribuons à un *fluvio-glaciaire épiglaciaire*. Leur passage aux moraines caillouteuses est si peu tranché que l'ensemble mérite bien le nom de cône de transition, toutefois le fluvio-glaciaire dérivé des moraines latérales ne se relie pas aux terrasses alluvionnaires proprement dites. C'est encore à un fluvio-glaciaire épiglaciaire que nous rattachons les *sables stratifiés* et les *argiles varvées* de la partie axiale du bassin genevois. L'impression générale que l'on retire de tous ces dépôts est qu'ils n'ont pu se produire dans les conditions topographiques actuelles. Nous avons proposé (1955, 1956), d'après l'étude de phénomènes similaires dans le domaine glaciaire actuel, d'attribuer ce fait à l'existence d'un glacier mort: la formation des moraines puis leur mise en place s'est achevée sans que le substratum aît joué un rôle important.

Accidents mécaniques. Les moraines caillouteuses aussi bien que leur fluvio-glaciaire dérivé sont déformées par une série d'accidents mécaniques, flexures, failles, allure en guirlande, glissements et tassements sous des formes diverses. De tels accidents ont été signalés et figurés à diverses reprises; nous mentionnerons le travail de D. Aubert (1949) et nos propres indications (1947, 1953).

D'après l'exemple du pourtour des glaciers actuels où l'on observe la formation de longues fissures et le brusque enfoncement de bancs de sable, nous avons admis que l'origine de tous ces accidents est à rechercher dans la fonte inégale du socle de glace morte qui supportait autrefois moraines et fluvio-glaciaire. Nous avions laissé jusqu'à présent de côté deux des dispositions qui nous apparaissent propres à justifier l'existence d'un ancien socle de glace morte, il s'agit du *relief inversé* et des *failles verticales*.

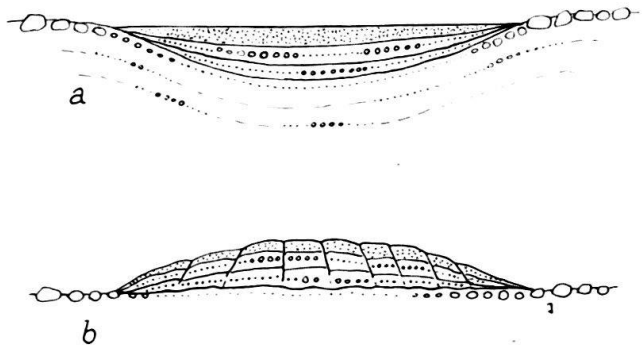


Fig. 1. Inversion du relief. *a* Formation par les torrents épiglaciaires de sédiments dans une dépression du glacier (fluvio-glaciaire); *b* fluvio-glaciaire déposé reposant sur les restes d'une moraine superficielle.
Schéma théorique; l'exemple de Crissier donné dans le texte se signale par son ampleur et par le nombre élevé de strates.

Inversion du relief. Le dispositif le plus connu est celui du l'amas de sable accumulé dans une poche de glace et donnant par la fusion de celle-ci un monticule. Plus significative encore est la transformation d'un ensemble de sédiments fluvio-

glaciaires déposés dans une dépression et formant un synclinal en une butte d'allure anticlinale, figure 1. Un splendide exemple de ce genre est observable aux environs de Crissier sur Lausanne, 533/155,9; il s'agit d'une véritable colline anticlinale de sédiments du retrait glaciaire. Si de tels arrangements ne sont pas trop rares; ils sont souvent déformés dans leur ensemble par des glissements vers l'aval, on invoquera dès lors plus facilement la solifluxion que la fonte d'un socle de glace.

Failles verticales. Elles décèlent comme l'exemple précédent la disparition d'une masse en profondeur, nous laissons de côté la cas de failles par simple tassement tel qu'on peut l'obtenir dans les tas de sable humide. On peut observer les failles verticales dans un domaine étendu qui va des glaciers actuels où la fissuration des sédiments morainiques est une règle générale jusqu'au domaine du maximum glaciaire rhodanien de la région lyonnaise. Nous représentons à la figure 2 deux détails du système des failles verticales dans la moraine caillouteuse du retrait à l'amont de Saint-Julien dans la gravière des Ponts et Chaussées, 496,1/110,8.

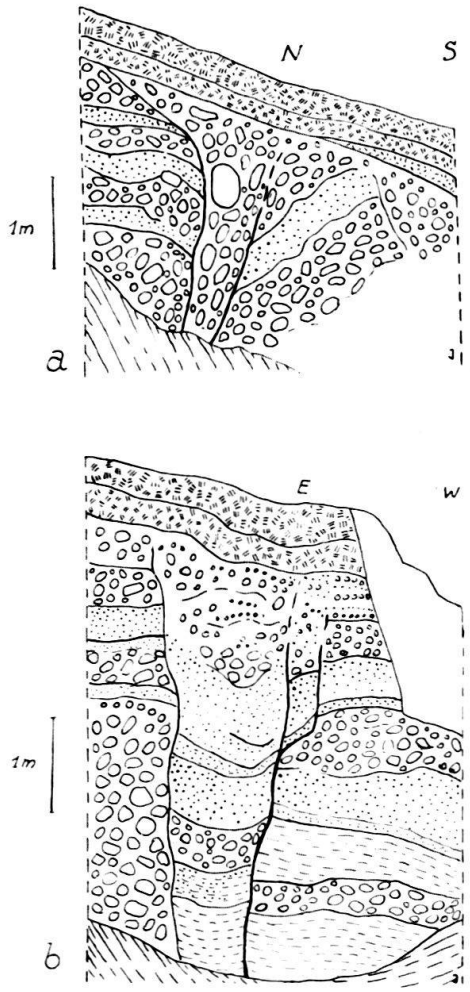


Fig. 2. Failles verticales et cheminées dans la gravière des Ponts et Chaussées à l'amont de Saint-Julien. 12, 12, 57.

Relevons encore que la fissuration verticale peut avoir provoqué *le glissement des galets et blocs qui prennent aussi une position verticale*, cette disposition est donc identique dans le domaine pléistocène, dans les glaciers alpins, dans le domaine arctique.

L'observation des failles verticales dans les graviers du retrait doit faire réviser certaines attributions. C'est ainsi que A. JEANNET (1916) a signalé une telle faille dans un dépôt qu'il attribue à un conglomérat ancien au Scé sur Villeneuve, 561,2/138,5. La célébrité de ce gisement tient au fait qu'une petite population magdalénienne a occupé le vide laissé par la chute des matériaux sur l'emplacement de la faille. Nous pensons que le dépôt s'est formé et faillé au retrait glaciaire, la consolidation a pu se faire par la suite ainsi que le montrent les foyers magdaléniens de Veyrier consolidés postérieurement en brèches.

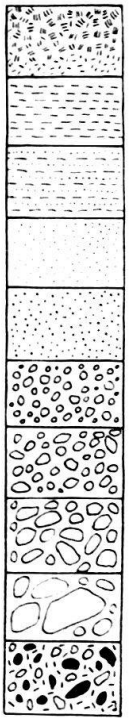


Fig. 3. Légende commune aux différentes coupes données; de bas en haut, moraine argileuse à galets striés, zone de blocs, cailloutis grossiers, cailloutis moyen, cailloutis fin, sable grossier, sable fin, sable stratifié, limons, terres. L'échelle des différentes figures indique la grosseur des éléments.

Moraines remaniées et délavées. Bien que ces termes soient appliqués d'une façon courante aux moraines caillouteuses du retrait, il est difficile de savoir ce que les géologues entendent par là. On semble admettre qu'au début la moraine devait être plus grossière, les éléments peu ou non arrondis, qu'il ne devait pas y avoir de bancs de sable individualisés ni de structure torrentielle, Mais il est facile de montrer qu'un remaniement important n'a pu se faire sur la place qu'occupe actuellement la moraine, ni par ruissellement, ni par action torrentielle. *La véritable moraine remaniée n'est autre chose que le fluvio-glaciaire épiglaciaire.* Il est donc plus exact de dire que la moraine glaciaire, en principe de composition hétérométrique, a été remaniée avant la mise en place, sous, dans et sur le glacier ce qui a donné naissance à des structures différenciées, restes de noyaux à composition hétérométrique, bancs de cailloutis, lentilles sableuses, etc. L'examen de détail de la moraine argileuse considérée unanimement comme typiquement glaciaire montre ce qui a pu se passer puisqu'elle contient des zones de cailloutis,

des ensembles massifs pauvres en cailloux passant latéralement à des argiles stratifiées, des lentilles de sables et de limons. Il faut donc bien que les remaniements se soient opérés avant la mise en place de cette moraine.

Fluvio-glaciaire dérivé des moraines superficielles. Là encore il faut insister sur le fait que le délavage des moraines pléistocènes d'où est issu le fluvio-glaciaire n'a pu s'opérer dans les conditions particulières de la topographie actuelle. Nous avons pu observer la genèse du fluvio-glaciaire épiglaciaire au glacier de Valsorey en 1949, 1950, 1954, 1958. Les phénomènes de la destruction des moraines dans la zone axiale et la formation corrélative des dépôts fluvio-glaciaires sont représentés à la figure 4, la formation des moraines en 1950 sous lettre a, l'état des mêmes moraines en 1958 sous lettre c. Il s'agit de coupes transversales, les coupes longitudinales figurent dans plusieurs notes concernant le Valsorey ainsi que dans la note sur le problème du fluvio-glaciaire (1955).

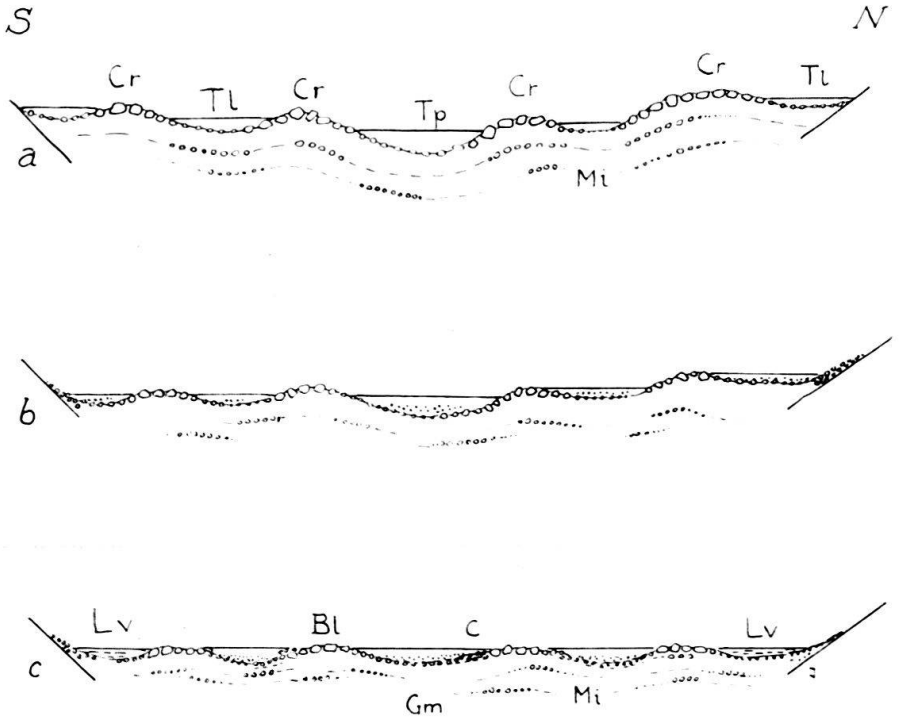


Fig. 4. Formation des dépôts fluvio-glaciaires épiglaciaires dans la zone axiale du glacier de Valsorey de 1950 à 1958. Dessin demi-schématique. *a* Buttes de la ride morainique frontale de 1950, hauteur 15 m, largeur 250 m; *b* tendance à la disparition des socles de glace portant les matériaux morainiques, étalement du réseau hydrographique; *c* transformation du réseau hydrographique en un lac de faible profondeur avec émersion et immersion suivant le rythme nycthéméral et annuel, état en août 1958. Tp, torrent principal; Tl, torrents latéraux; Cr, crête morainique frontale; Mi, moraines intraglaciaires; Gm, glacier mort; Bl, zones de blocs, vestiges de la crête morainique frontale; C, cailloutis et sables stratifiés; L, limons stratifiés, varves. Les trois coupes sont transversales.

La marche du phénomène est la suivante: à la suite de l'apparition des matériaux constituant les *moraines intraglaciaires* à la surface du glacier, il se forme un socle de glace à section triangulaire, la glace étant protégée de l'ablation par la couche des éléments morainiques. Les *buttes morainiques* ainsi formées dirigent le jeu de l'*activité torrentielle*, mais peu à peu les socles de glace tendent à disparaître

par fusion, le réseau torrentiel s'étale de plus en plus donnant naissance à un *lac de faible profondeur*. Le remaniement des moraines se poursuit par délavage et entraînement des matériaux fins, ceux-ci vont se déposer là où la vitesse du courant diminue. Les gros blocs restent sur place ou peut s'en faut, tandis qu'il se forme tout autour des *plages caillouteuses* et des *bancs de sable*. Ce sont des

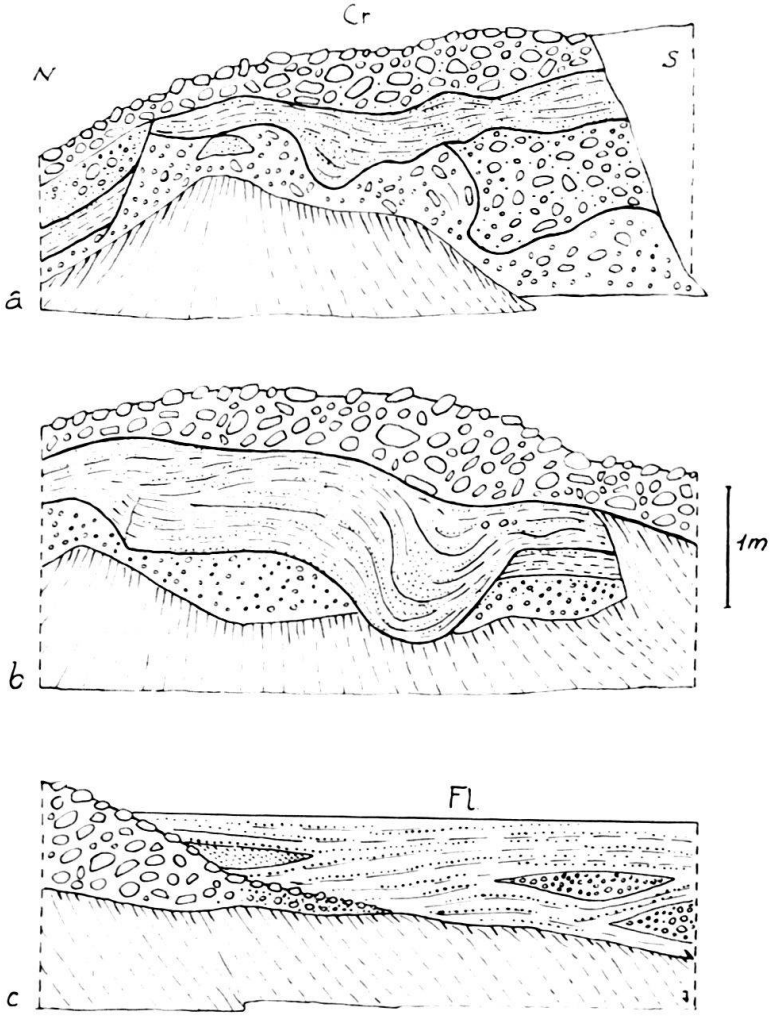


Fig. 5. Moraine du Valsorey déposée vers 1930. *a* Ride frontale; *b* passage à la partie latérale; *c* fluvio-glaciaire dérivé produit par un petit torrent latéral, périglaciaire. Il forme une terrasse de 1,5 m environ. 16, 8, 58.

îlots plus ou moins émergés ou immergés suivant les variations du flux torrentiel. Dans les espaces plus calmes, les dépôts les plus fins, limoneux se déposent en fines *strates varvées*. Le jeu de l'ensemble est réglé par l'augmentation du flux torrentiel aux heures chaudes diurnes avec un *maximum* au début de l'après-midi et un *minimum* au cours de la nuit. En hiver l'activité fluvio-glaciaire est très réduite mais ne cesse pas complètement, les dépôts les plus fins (varves) sont ceux qui ont le plus de chances d'être entièrement exondés à cette période de l'année. *Il y a donc dans le phénomène fluvio-glaciaire un rythme double, nycthéméral et annuel.*

Type de moraines actuelles comparable aux moraines caillouteuses du retrait glaciaire. Le glacier du Valsorey est un glacier de vallée occupant dans sa partie aval une cuvette glaciaire, il nous a renseigné complètement sur la genèse des moraines et sur le jeu de leur transformation ultérieure en nappes alluvionnaires fluvio-glaciaires. Il présente en outre dans les différentes moraines déposées *l'équivalent exact des moraines pléistocènes,* c'est à dire de buttes où l'on observe une

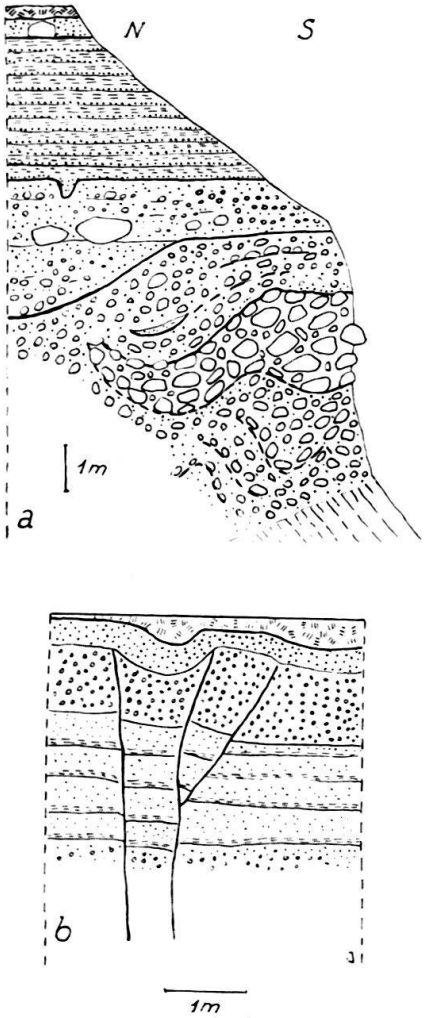


Fig. 6. *a* Moraine caillouteuse du retrait glaciaire au-dessus d'Orsières et fluvio-glaciaire superposé; *b* détail de failles verticales dans le fluvio-glaciaire, coupe prise à 20 m au nord de la précédente. 29, 6, 58.

superposition de zones caillouteuses, sableuses, limoneuses. Tous ces éléments sont issus tels quels du glacier, les accidents survenant au cours de la mise en place. Il faut donc admettre que sous et dans le glacier la ségrégation des matériaux a pu s'opérer, mais nous en connaissons mal le jeu. Il est certain toutefois qu'il y a un *phénomène saisonnier,* la sortie des matériaux caillouteux s'opérant au cours de l'été, des matériaux sableux à l'automne. Quoiqu'il en soit nous avons là l'exemple typique de moraines qualifiées de délavées quand elles sont pléistocènes, or nous pouvons affirmer qu'au Valsorey elles ne le sont pas ou pas encore. La figure 5 représente une de ces moraines au point 586/85,4 à l'altitude de 2400m. Du côté

externe, elle supporte un fluvio-glaciaire dérivé formant une terrasse de 1,5 m, tandis que du côté interne, dans la zone axiale, le pied de la moraine est baigné par le lac que nous indiquons à la figure 4c. Enfin les perturbations subies par les différents bancs présentent axactement le style des moraines pléistocènes, failles, fissurations produisant des cheminées avec entraînement des matériaux en profondeur, etc. La figure 6 correspond à une disposition analogue prise au-dessus d'Orsières au bord de la route du Grand-Saint-Bernard au point 576,85/96,6 et à l'altitude de 991 m. Cette moraine ancienne présente l'intérêt d'être située à mi-distance des moraines glaciaires actuelles et des moraines franchement pléistocènes de la plaine. Le fluvio-glaciaire dérivé, provenant de masses morainiques situées directement à l'amont, repose sur la moraine caillouteuse à galets anguleux et arrondis, il y est transgressif, c'est à dire que la moraine caillouteuse devait déjà être déposée, à en juger par la différence de style entre la partie inférieure et la partie supérieure. Enfin les failles verticales sont fréquentes.

Moraine argileuse à blocaux et galets striés dite moraine de fond. Ce type de moraine est certainement le plus connu de tous; les galets striés contenus, souvent en abondance, dans ce faciès en constituent la meilleure caractéristique. L'importance en est telle qu'il est difficile de faire admettre l'existence d'autres faciès morainiques dans lesquels ces galets seraient rares ou absents. Cependant les nombreuses moraines actuelles en terrain cristallin où les galets striés sont rares et c'est le cas du Valsorey, montrent bien que ces derniers ne peuvent se former que dans certaines conditions. Les galets striés appartiennent à des roches suffisamment dures et homogènes pour résister à une désagrégation de surface, suffisamment tendres pour être rayées par le quartz, minéral dur le plus abondant. La présence de galets striés implique donc l'existence simultanée de ces matériaux et en outre d'un milieu favorable à la conservation des stries.

Si la composition de la moraine est très généralement connue, il n'en est pas de même de sa structure ni de ses rapports avec les masses caillouteuses voisines. La moraine argileuse peut être homogène ou non; compacte à première vue, elle peut se résoudre, quand on l'observe attentivement en plusieurs lames dont la composition n'est pas la même, parties plus caillouteuses, lentilles plus sableuses, bancs d'argiles stratifiées, etc. Nous avons observé de tels phénomènes à Arare 497,6/113,5, à Vessy 501/114,8, à Richelien 499,6/126,4.

On a voulu voir dans ces lentilles une brusque intervention de cours d'eau sous-glaciaires; l'identité générale du plongement et de la direction et l'absence de sillons d'érosion montrent que cette explication n'est probablement pas exacte, du moins si l'on veut situer cette action sur l'emplacement occupé actuellement par la moraine.

Problème de la moraine de fond proprement dite. Le glacier würmien s'est étendu sur toute la région, on peut donc prévoir que des lambeaux de la moraine la plus profonde (moraine de fond proprement dite) doivent subsister ici ou là, seulement leur faciès n'est pas forcément argileux comme on semble l'admettre à priori. C'est ainsi que nous avons observé lors de la construction de l'usine de Verbois 491/116,7, sur la rive droite du Rhône, à la base de l'alluvion ancienne et au contact de la molasse de nombreux galets striés épars dans un niveau sablo-caillouteux à blocs arrondis. La littérature géologique et en particulier les travaux de B. Aeber-

HARDT mentionnent assez souvent la présence d'un faciès à galets striés à la base des cailloutis de la Haute et de la Basse-terrasse équivalents de notre alluvion ancienne, ce faciès serait de la moraine de fond. Enfin nous avons été frappé du fait que la moraine argileuse contient localement des enclaves du terrain sur lequel elle repose, par exemple de molasse chattienne à Founex, 504/132,5, de molasse burdigalienne à la Molière 552,9/183,2. Dans ces cas il semble que le glacier aît râclé le fond molassique et incorporé une partie des éléments à sa propre moraine, ce serait bien une moraine de fond proprement dite. On peut encore penser qu'il s'agit de moraine de fond quand la moraine à galets striés repose sur un verrou rocheux, poli, moutonné et strié, c'est le cas à la colline du Lessus près d'Aigle, 564,2/127,5 et à Dorénaz près de Martigny, 569,7/111.

En ce qui concerne le complexe würmien, il y a lieu de distinguer trois possibilités:

1° La moraine à galets striés repose directement sur le socle rocheux, il peut alors s'agir de moraine de fond sensu stricto.

2° La moraine à galets striés est intercalée sous forme de lames dans un complexe caillouteux, elle correspond alors à une moraine intraglaciaire profonde ou superficielle suivant les cas.

3° La moraine à galets striés repose sur une nappe caillouteuse, cas le plus fréquent ou tout au-moins le plus visible. Ce serait encore d'après nous une moraine intraglaciaire, mais voisine de la surface.

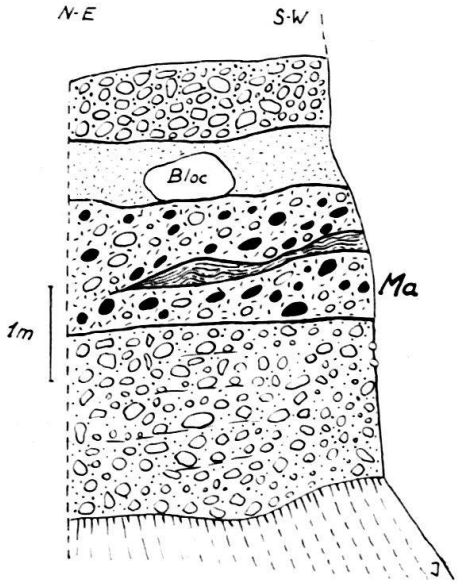


Fig. 7. Partie moyenne de l'alluvion ancienne à Mategnin; présence d'une lame d'argile à galets striés (Ma) écrasant une lentille d'argiles stratifiées. Orientation des galets par pression dans les zones de contact. La coupe est prise dans le sens de l'écoulement de la glace. 27, 7, 58.

Moraines caillouteuses profondes, alluvion ancienne auct. Au-dessous de la masse argileuse principale, on trouve dans la région genevoise un ensemble de cailloutis dont l'épaisseur peut atteindre et dépasser 50 m c'est l'*alluvion ancienne* terme introduit par L. NECKER en 1841 et largement utilisé encore à l'époque actuelle. Il indique bien d'ailleurs l'idée que l'on se fait de ce dépôt. Dans l'hypo-

thèse assez généralement soutenue par les auteurs modernes où l'alluvion correspondrait à l'avance glaciaire, on y voit une action torrentielle au devant du glacier en crue et remaniant les moraines que le glacier entraîne avec lui. *Pour déposer la moraine de fond le glacier devrait donc s'être brusquement hissé sur la masse caillouteuse qu'il avait déposée à l'aval.* Les objections à cette manière de voir sont nombreuses: absence dans les cailloutis de sillons d'érosion, accumulation sur une épaisseur considérable et en dehors des dépressions de la molasse, présence de galets striés dès la base, structure en lames empilées, présence de restes de mammifères fossiles (Mammouth) mais absence de mollusques etc.

Dans une note récente (1957) nous avons fait observer que les degrés d'usure des galets de l'alluvion ancienne se rapprochent davantage de ceux de la moraine argileuse que d'un torrent tel que l'Arve.

Avec son alternance de niveaux de blocs, de cailloutis grossiers et fins, de sables variés et de limons, avec la présence de lames d'argile à galets striés, la composition de l'alluvion ancienne rappelle étrangement celle des cailloutis du retrait. Comme pour ces derniers la structure est aussi très variée, elle passe d'une masse homogène peu stratifiée à des ensembles où chaque banc se distingue de ceux qui l'entourent avec des zones de contact brutales.

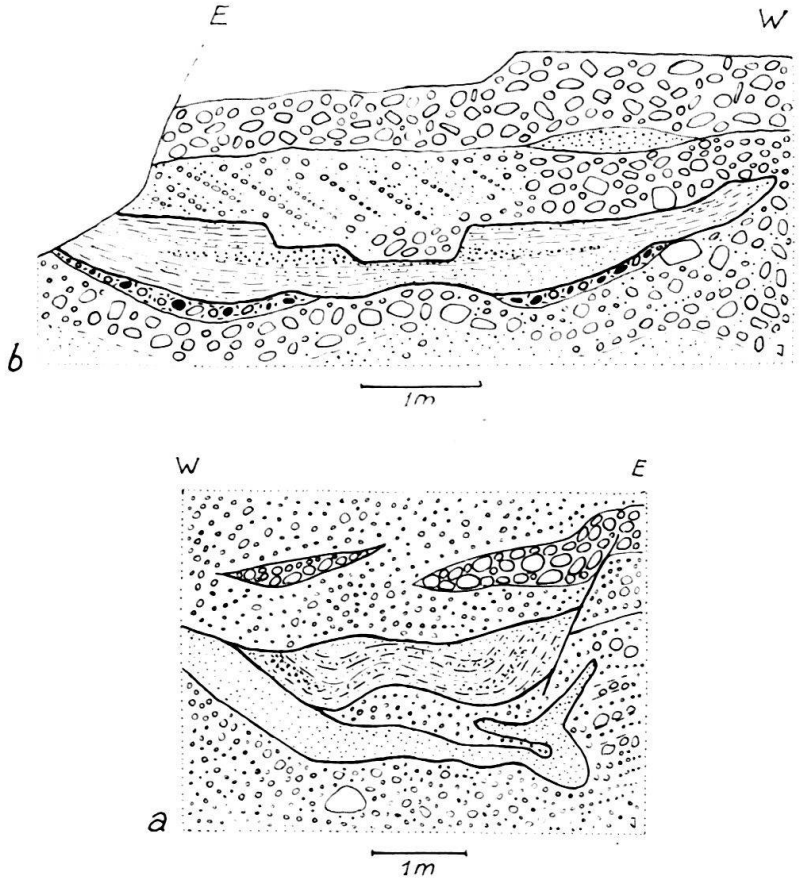


Fig. 8. *a* Dislocation et entraînement d'un banc de sablon jaune dans la partie moyenne de l'alluvion ancienne à Arare. Coupe perpendiculaire à l'écoulement de la glace. 12, 12, 57.
b Le même banc 200 m plus au sud reposant sur une lame d'argile à galets striés disloquée. 27, 8, 58.

Les accidents mécaniques des cailloutis profonds sont très particuliers en ce sens que l'on n'observe pratiquement pas les effets de glissements et de tassements qui marquent les moraines superficielle; le style qui domine ici est celui de l'entraînement avec ruptures et tronçonnements, les lames argileuses se présentent alors en bandes ponctuées et en masses disloquées. Nous avons figuré ces dispositions dans notre travail sur les caractéristiques peu connues des dépôts glaciaires pléistocènes et actuels (1953). La composante principale de ces mouvements est l'horizontale alors que dans les moraines superficielles c'est la verticale. On peut en outre observer de nets cas de chevauchements par exemple à Richelien, 500/126,3 et à Mategnin, 495,5/121,5, ils évoquent les chevauchement des moraines intraglaciaires du Valsorey. Dans la figure 8 nous figurons un banc sableux de l'alluvion ancienne tronçonné et dont la partie médiane a été amincie par étirement sans qu'un affaissement aît pu se produire, la différence de style avec les moraines superficielles saute aux yeux.

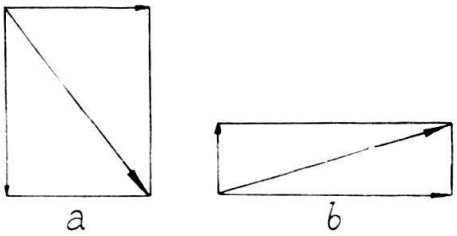


Fig. 9. Répartition des composantes de la force de déplacement des masses morainiques dans un plan vertical. *a* Cas général des moraines superficielles; *b* dans le cas du chevauchement des moraines intraglaciaires profondes. Exemples se rapportant aux moraines pléistocènes du bassin de Genève.

Problème du fluvio-glaciaire de progression, conclusions. Il est légitime d'admettre que des torrents aient déposé à l'aval du glacier en crue des nappes alluvionnaires. De telles nappes devraient donc se retrouver au moins par lambeaux et c'est bien à cette conclusion que les auteurs arrivent dans le cas de l'alluvion ancienne, mais ils se représentent, semble-t-il le glacier pléistocène comme une masse de glace avec un front tranché vers l'aval, les alluvions auraient été déposées au delà de ce front sur terre ferme. Nous ne reviendrons pas sur les arguments que nous avons présentés dès 1945 contre cette interprétation. *Dans sa composition et sa disposition actuelle l'alluvion ancienne ne saurait représenter un fluvio-glaciaire de progression, mais nous admettons volontiers que certaines parties l'ont été avant la mise en place définitive.* Ceci nous oblige à revenir sur l'hypothèse que nous avons présentée dans une note récente (1957). Nous avions admis le fait que lors de l'avance glaciaire de forts reculs estivaux pouvaient s'être produits, mais peut-être faut-il aller plus loin et penser à des reculs embrassant plusieurs années. Quoiqu'il en soit, dans ces cas, *les phénomènes caractérisant le retrait ont aussi pu se manifester* soit: apparition des matériaux intraglaciaires à la surface, formation des moraines superficielles, lessivage de ces moraines donnant un fluvio-glaciaire épiglaciaire tel que ceux que nous venons de décrire. Cependant si l'avance l'a finalement emporté, *les lames de glace supérieures de vitesse plus grande sont venues recouvrir moraines et fluvio-glaciaire, les réincorporant et les transformant en de nouvelles moraines intraglaciaires.* Nous pensons qu'il est ainsi possible d'expliquer

les *zones de blocs en rangées horizontales* restes ultimes de crêtes morainiques disparues; leur présence au sein de l'alluvion ancienne nous avait toujours intrigué. Celles d'Arare, 497,6/113,5, de Plan-les-Ouates 498,1/113,7, de Lancy (Pont du Raccordement), 498,7/116,5 dessinent une zone morainique frontale. Il s'agit donc là d'un des stades, presque méconnaissable, de l'avance glaciaire. D'autre part nous avions signalé dans la note de 1957 *la ressemblance, pour ne pas dire l'identité, entre les degrés d'usure des galets de l'alluvion ancienne et ceux du fluvio-glaciaire du retrait*, un telle ressemblance s'explique dès lors parfaitement de même que le mélange et la dispersion du matériel lithique comme encore la disparition des moraines intraglaciaires verticales qui caractérisent les glaciers actuels.

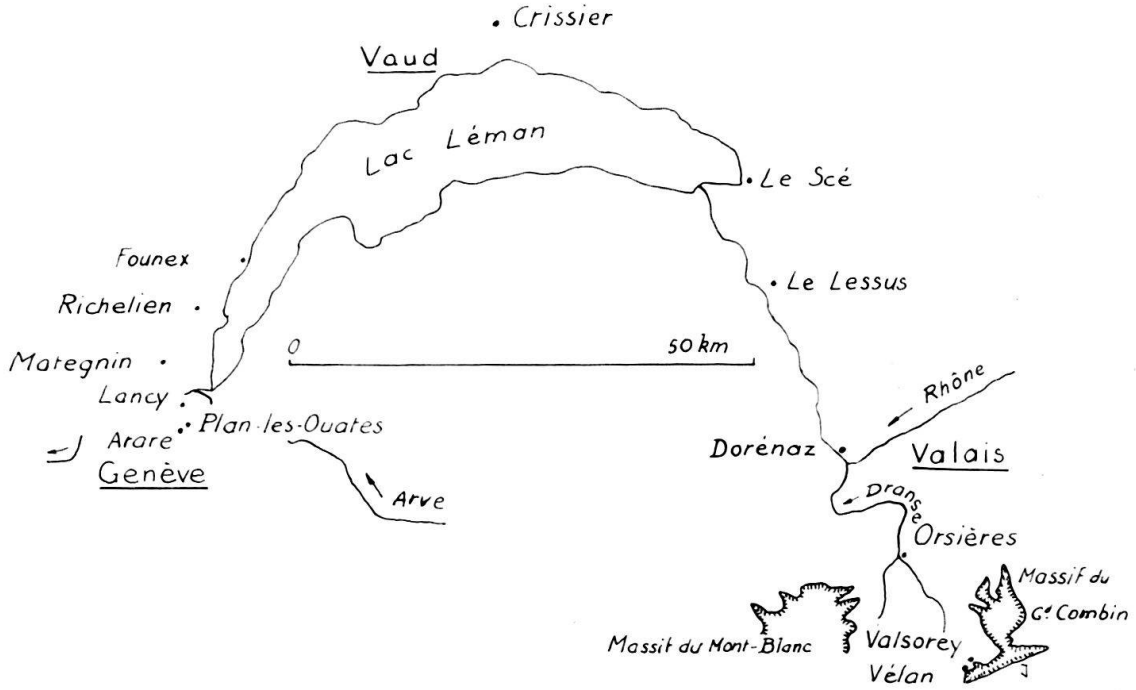


Fig. 10. Situation des gisements indiqués dans le texte. Celui de la Molière est situé en dehors de la carte au nord; celui de St-Julien est à l'emplacement du n de Genève.

Nous arrivons ainsi à une conclusion d'une importance extrême, *l'alluvion ancienne présente des caractères doublement paradoxaux:* l'apparence des bancs de l'alluvion ancienne dans les gravières de Mategnin et d'Arare est indubitablement celle de moraines intraglaciaires, ailleurs si la différenciation en bancs n'est pas aussi marquée, c'est encore la disposition horizontale sans sillons d'érosion qui est représentée. Cependant l'analyse de détail montre plusieurs faits en faveur d'un fluvio-glaciaire, poches régulières de sable, fines stratifications, structure oblique, dominance de galets arrondis dans certains bancs. C'est le premier fait paradoxal. Le second est le suivant: l'alluvion s'est bien formée lors de l'avance générale comme on l'admet, mais c'est cependant au cours de phases de retrait que les cailloutis ont pu prendre leur aspect de nappes pseudo-alluvionnaires. *Un tel ensemble de faits est inexplicable par les théories classiques actuellement en cours et nous ne voyons aucune autre solution que celle que nous avons donnée ci-dessus.*

D'une façon plus générale on est finalement conduit à admettre pour l'extension glaciaire quaternaire une *succession de cycles* au cours desquels les moraines se sont formées avec tout le jeu des actions sous-glaciaires, intraglaciaires, épiglaciaires que de tels phénomènes sous-entendent; à leur tour ces moraines superficielles ont donné par lessivage des nappes d'alluvions fluvio-glaciaires. Au cours des phases suivantes, moraines superficielles et nappes fluvio-glaciaires sont réincorporées à l'état de nouvelles moraines intraglaciaires et ainsi de suite. *Il est dès lors compréhensible que la composition, la structure, les dislocations mécaniques, le mélange et la dispersion des matériaux lithiques revêtent le caractère d'une extrême complexité.* Les analyser est une tâche importante et immédiate mais elle ne saurait suffire car c'est encore dans le domaine des glaciers actuels que se trouve la clé de toutes les solutions. Nous serions heureux, pour notre part, si les observations que nous poursuivons depuis plusieurs années pouvaient concourir à ce résultat.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

AUBERT, D. (1949): *Les graviers de Montcherand au pied du Jura vaudois.* Eclogae geol. Helv. *42*/2, p. 415.

JAYET, A. (1945): *Origine et âge de l'alluvion ancienne.* Arch. Sc. phys. et nat. *62*/2, p. 27.

– (1947): *Les stades de retrait würmiens aux environs de Genève.* Eclogae geol. Helv. *39*/2, p. 240.

– (1953): *Quelques caractéristiques peu connues des dépôts glaciaires pléistocènes et actuels.* Eclogae geol. Helv. *45*/2, p. 291.

– (1955): *Le problème du fluvio-glaciaire.* Geographica helvetica *3*, p. 152.

– (1956): *Une conception nouvelle de la genèse morphologique du plateau genevois.* Le Globe *95*, Genève, p. 36.

– (1957): *Sur l'origine du caractère arrondi des galets glaciaires et fluvio-glaciaires.* Eclogae geol. Helv. *50*/2, p. 503.

JEANNET, A. (1916): *Une date de chronologie quaternaire, la station du Scé près de Villeneuve.* Vjschr. Nat. Ges. Zürich *61*, p. 640.

JOUKOWSKY, E. (1941): *Géologie et eaux souterraines du Pays de Genève.* Genève, Kündig, p. 34.

PARÉJAS, E. (1938): *Notice explicative de l'Atlas géologique de la Suisse au 1:25000. Feuilles Dardagny, Chancy, Vernier, Bernex.* Berne, Francke S.A., p. 11.

SCHROEDER, J.. & LANTERNO, E. (1958): *Géologie du Pays de Genève.* Le Globe *97*, Genève.

---

2. — HEINRICH JÄCKLI (Zürich): **Der rezente Abtrag der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation.** Mit 2 Figuren und 3 Tabellen im Text[1]).

Abtragsvorgänge sind sowohl in ihrer zeitlichen Abfolge als auch in ihrer absoluten Grösse immer schwieriger zu erfassen als Sedimentationsvorgänge. Bei ersteren wird Gesteinssubstanz entfernt, sie fehlt nachher, und wir müssen unsere geologischen Rückschlüsse aus etwas ziehen, das nicht mehr da ist; bei letzteren dagegen steht nachher ein natürlich aufgeschlossenes oder mindestens künstlich aufschliessbares Sediment zur Verfügung, das mittels stratigraphischer oder sedimentpetrographischer Methoden untersucht werden kann.

[1]) Gedruckt mit Unterstützung durch den Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung.

Es ist deshalb naheliegend und in geologischer Beziehung durchaus folgerichtig, wenn seit jeher Vorlandsedimente benützt wurden, um Abtragungsvorgänge im Erosionsgebiet zu rekonstruieren. Für die Molasse hatten das mittels der Nagelfluhen BERNHARD STUDER (1825) und später J. KAUFMANN (1860), J. FRÜH (1888) und andere unternommen, für das Pleistozän mittels quartärer Schotter und Moränenkomponenten ROMAN FREI (1912) oder E. GEIGER (1946, 1948). Zur Erfassung der heutigen Abtragsvorgänge schliesslich hatte schon ALBERT HEIM (1879) die rezente Sedimentation im Vierwaldstättersee zu bestimmen versucht, insbesondere aber war es LÉON W. COLLET (1916, 1923, 1925a und b), der ganz systematisch das Wachstum des Deltas und die Schwemmstoffführung der Alpenflüsse studierte und daraus Rückschlüsse auf die Erniedrigung der Einzugsgebiete zog. Seinen Publikationen und jenen des Eidg. Amtes für Wasserwirtschaft sind ein grosser Teil der im folgenden zusammengestellten Daten entnommen.

I. Quantitative Vergleiche zwischen den einzelnen Abtragsvorgängen

Vorerst sei versucht, die verschiedenen geologischen Abtragsprozesse, wie Steinschlag und Bergsturz, Solifluktion und Schuttrutschungen, glaziale, fluviatile und nivale Erosion und chemische Lösung in ihrer Wirkung quantitativ, zahlenmässig, miteinander zu vergleichen.

Als Vergleichsmass diene das Produkt aus bewegter Masse mal zurückgelegtem Weg, ausgedrückt in Metertonnen, das wir als «geologische Massenverlagerung» bezeichnen.

Die Massenverlagerung lässt sich ausrechnen für ein einzelnes Ereignis, z. B. einen Bergsturz oder eine Wildbachüberschüttung.

Als ein solches Beispiel sei etwa der Ausbruch des Durnagelbaches bei Linthal vom 24. August 1944 genannt, wo vor und nach dem Ereignis der in Mitleidenschaft gezogene Talboden topographisch genau aufgenommen worden war und man deshalb die abgelagerte Kubatur kennt. Sie betrug 450000 m^3; bei einem Trockenraumgewicht γ_{sed} von schätzungsweise 1,8 t/m^3 sind das 810000 t. Der zurückgelegte Weg kann in der Horizontalen auf rund 5000 m, in der Vertikalen auf rund 1000 m geschätzt werden, woraus eine Massenverlagerung horizontal von 4050 Millionen Metertonnen und vertikal von 810 Mio mt resultiert. Die erste dieser beiden Zahlen ist physikalisch irrelevant, sie hat nur geologische Bedeutung. Die zweite dagegen entspricht der Verringerung der potentiellen Energie, die während des Transports in Wärme umgewandelt werden muss.

Berechnen wir aber die Massenverlagerung nicht pro Ereignis, sondern pro Zeit, z. B. pro Jahr, dann erhalten wir in Form von Mittelwerten ein objektives geologisches Mass, um die Wirkung der verschiedensten geologischen Prozesse miteinander quantitativ vergleichen zu können.

Auf Tabelle 1 sind (nach H. JÄCKLI, 1957) für das bündnerische Rheingebiet die geschätzten Jahresmittel der horizontalen und vertikalen Massenverlagerungen zusammengestellt.

Viele dieser geschätzten Zahlen der geologischen Massenverlagerung sind sehr unsichere Werte, wie etwa jene der Solifluktion, des Gletschertransportes oder des Lawinentransportes.

Andererseits sind uns aber zwei Werte relativ genau bekannt: Die Sedimentation des fluviatil abtransportierten Materials in den Deltas der Alpenrandseen,

und das durch fliessendes Wasser chemisch Gelöste und als Gesamthärte bis in die Nordsee resp. ins Mittelmeer in gelöster Form Abtransportierte. Das sind aber gerade jene Prozesse, deren vertikale Massenverlagerung in unserem Klima über alle anderen Vorgänge stark dominieren.

Tabelle 1

Schätzung der Jahresmittel der geologischen Massenverlagerungen im bündnerischen Rheingebiet

Fläche E = 4307 km², mittlere Höhe h_m = 1950 m

	Massenverlagerung pro Jahr	
	horizontal 10^6 mt	vertikal 10^6 mt
Bergstürze	29	14
Solifluktion	2,2	0,75
Blockströme	8,4	2,5
Schuttrutschungen	100	50
Schieferrutschungen	840	224
Fluviatile Wirkungen	375000	5930
Gletschertransport	135	27
Lawinentransport	90	45
Chemisch Gelöstes	584000	1200

In dieser Tabelle fehlen die Massenverlagerungen für Steinschlag und für äolische Wirkungen, die mangels Unterlagen nicht abgeschätzt werden konnten.

Wenn wir somit in den Alpen die fluviatilen Vorgänge quantitativ erfassen, dann kennen wir zweifellos die wichtigsten Abtragsfaktoren; die übrigen fallen mengenmässig kaum mehr sehr ins Gewicht.

II. Die Sedimentation in den Alpenrandseen

Durch das Eidg. Amt für Wasserwirtschaft und andere Amtsstellen sind in den letzten Jahrzehnten verschiedene Deltas periodisch vermessen worden, so dass man ihr Wachstum volumenmässig relativ genau kennt und daraus Rückschlüsse auf die Abtragsintensität im Einzugsgebiet ziehen kann. Die folgenden Angaben sind grösstenteils dem Werk «Deltaaufnahmen des Eidgenössischen Amtes für Wasserwirtschaft, 1939» entnommen.

DAS RHEINDELTA IM BODENSEE

Die Ablagerungen des Rheins in den Bodensee sind von allen Deltas wohl am grosszügigsten untersucht worden, weil sie wesentlich mit der Rheinkorrektion oberhalb des Bodensees im Zusammenhang stehen.

Nach verschiedenen eher generellen Seegrundaufnahmen im letzten Jahrhundert erfolgte 1911 eine erste exakte Deltaaufnahme der Hard-Fussacherbucht; 1921, 1931 und 1941 wurden die Aufnahmen wiederholt und jedesmal auch das Aufnahmegebiet vergrössert, bis auch die Bregenzer- und die Lindauerbucht erfasst waren. 1951 erfolgte wieder eine Aufnahme, und zwar wie schon 1941, durch den österreichischen Rheinbauleiter, erstmals nun ohne Vergrösserung des Aufnahmegebietes.

Danach erreicht die mittlere jährliche Auflandung für die einzelnen Zeiträume und Aufnahmegebiete nach F. WAIBEL (1952) die auf Tabelle 2 zusammengestellten Beträge.

Tabelle 2

Das Wachstum des Rheindeltas im Bodensee von 1911–1951 in m³ pro Jahr

Aufnahmegebiet	Mittlere jährliche Auflandung in der Zeit vom				
	Herbst 1911 Frühjahr 1921 9 Jahre	Frühjahr 1921 Frühjahr 1931 10 Jahre	Frühjahr 1931 Herbst 1941 11 Jahre	Herbst 1941 Frühjahr 1951 9 Jahre	Frühjahr 1931 Frühjahr 1951 20 Jahre
Hard-Fussacher Bucht	2572000	2172000	2478000	1293000	1945000
Erweitertes Gebiet 1921		806000	680000	418000	562000
Erweitertes Gebiet 1931		588000	217000	139000	181000
Erweitertes Gebiet 1941			53000	33000	44000
Summe	2572000	3566000	3428000	1883000	2732000

Die Zahlen der Tabelle 2 zeigen deutlich, dass von Jahrzehnt zu Jahrzehnt gewisse Schwankungen im Deltawachstum zu verzeichnen sind, die übrigens mit der Wasserführung des Rheins in direktem Zusammenhang stehen. Ähnliche aperiodische Schwankungen ergeben sich auch aus demselben Grunde in anderen Deltagebieten; in der Tabelle 3 sind deshalb für den Rhein und die Maggia die Zahlen für mehrere Untersuchungsperioden angegeben.

Bis 1905 gelangte ausschliesslich kiesfreier Sand und Silt zur Ablagerung; 5 Jahre nachdem aber 1900 der Fussacher Durchstich in Betrieb genommen worden war, erreichte auch Feinkies das neue Delta in der Hard-Fussacher-Bucht, allerdings nur in einem Anteil von ca. 1–3% der gesammten Schwemmstoffmenge. Die Korngrösse reicht bis maximal ca. 7 cm; der sogenannte «massgebende Durchmesser» d 35%, der von 35 Gewichtsprozent des Korngemisches unterschritten wird, liegt etwa bei 1,1 cm; das Gefälle des Rheins in der Mündungsstrecke beträgt ca. 1‰. (K. BÖHI (1937), E. MEYER-PETER (1937)).

Durch die Kiesbaggerungen im Rhein, die in den letzten Jahren zur Absenkung des Flussbettes stark intensiviert wurden, wird bewusst die Kiessedimentation an der Rheinmündung künstlich immer mehr verringert.

DAS AAREDELTA IM BRIENZERSEE

Das Aaredelta im Brienzersee wurde erstmals 1898 durch die Eidg. Landestopographie, ein zweites Mal 1932 durch das Eidg. Amt für Wasserwirtschaft aufgenommen.

Die Aare mit einem Einzugsgebiet von 554 km², wovon heute noch rund 24% vergletschert sind, zeigt in der Mündungsstrecke noch ein Gefälle von rund 2‰. Im Gegensatz zum Rhein herrscht mengenmässig der Kies gegenüber dem Sand vor; der «massgebende Korndurchmesser» d 35% beträgt in der Deckschicht rund 3,5 cm, darunter rund 2,5 cm; grosse Gerölle von mehr als 10 cm Durchmesser beanspruchen nur 2 Gewichtsprozent des ganzen Korngemisches.

Im langjährigen Jahresmittel werden (nach E. MEYER-PETER 1939 und A.f.W. 1939a) rund 95000 m³ Kies mit einem Trockenraumgewicht $\gamma_K = 2{,}1$ t/m³, dazu 70000 m³ Sand und Silt mit einem Trockenraumgewicht von $\gamma_s = 1{,}58$ t/m³ im Aaredelta sedimentiert.

DAS AAREDELTA IM BIELERSEE

Seit der ersten Juragewässerkorrektion wird die Aare künstlich in den Bielersee bei Hagneck eingeleitet. Wichtigster Schwemmstofflieferant ist natürlich die Saane als linker Zufluss der Aare. Bei einem Einzugsgebiet von $E = 2633$ km (unter Abzug der Aare bis zum Ausfluss aus dem Thunersee) und einer mittleren Höhe von $h_m = 1020$ m wurden von 1913–1933 im Mittel ca. 380000 m³/J Deltasedimente abgelagert, entsprechend 140 m³/km² J, (A. f. W. 1939), wobei die Sedimentation im künstlich gestauten Wohlensee mitberücksichtigt ist.

DAS LINTHDELTA IM WALENSEE

Das Linthdelta im Walensee wurde erstmals schon 1849 und seither noch viermal aufgenommen, letztmals 1931. Bei einem Einzugsgebiet von $E = 554$ km² und $h_m = 1720$ m beträgt die mittlere jährliche Sedimentation in der Periode 1910–1931 rund 126000 m³/J oder 227 m³/km² J. (A. f. W. 1939). Auf Grund langjähriger Kontrollnivellements beträgt die Konsolidationssetzung an der Deltaoberfläche 4–5 mm pro Jahr (von Moos, A. (1958)).

DAS DELTA DER KANDER IM THUNERSEE

Die Kander floss bis 1714 durch das jetzige Glütschbachtälchen in die Aareebene und erreichte die Aare etwa auf der Höhe der Zulgmündung. 1711–1714 wurde durch den Strättliger Hügel ein künstlicher Kanal mit Stollen erstellt, um die Hochwasser der Kander in den Thunersee abzuleiten. Als das 1714 erstmals geschah, war die Erosionskraft des Flusses bei 6,5% (!) Gefälle dermassen gross, dass rasch eine intensive Erosion einsetzte, der Stollen zusammenstürzte, das Bett vertieft und der alte Kanderlauf trockengelegt wurde. Durch rückschreitende Erosion wurde auch der Oberlauf stark vertieft, und zwar das Kanderbett bis Mühlenen, das Simmebett bis zur Simmenfluh. Bei der Vereinigung von Simme und Kander, rund 3 km oberhalb der Mündung in den See, hatte im Jahre 1890 die Bettvertiefung 21 m erreicht.

Diese zusätzliche Erosion, die mit der künstlichen Bettverkürzung zusammenhängt, muss berücksichtigt werden, wenn man aus dem Kanderdelta auf die Grösse der heutigen Erosion im Einzugsgebiet schliessen will.

Nach Th. Steck (1892) wurden in 152 Jahren, von 1714–1866, 56760000 m³ kiesige Deltasedimente geschüttet. Davon dürften aus dem Strättliger Hügel und der Bettvertiefung von Kander und Simme rund 10000000 m³ stammen, der Rest von 46760000 m³ oder 307000 m³/J aus dem natürlichen Einzugsgebiet. Dazu addiert Steck ⅓ als über den See verteilte Schlammmenge und kommt so auf total 409000 m³ pro Jahr oder 363 m³/km² pro Jahr.

In Tabelle 3, Kolonne 7, sind für 10 Flussgebiete die Ablagerungen pro Jahr pro km² Einzugsgebiet zusammengestellt[2]), welche Zahlen zum grössten Teil den Publikationen des Eidg. Amtes für Wasserwirtschaft und L. W. Collets entnommen sind; diese als a bezeichneten Werte liegen zwischen den Grenzen 123 m³/km² J und 568 m³/km² J.

Je weiter der Transportweg, umso kiesärmer, aber umso sandreicher ist das Deltasediment, – das Rhonedelta enthält deshalb überhaupt keinen Kies mehr, – so dass für die verschiedenen Deltas als Mittelwerte der Trockenraumgewichte die in Kolonne 9 der Tabelle 3 eingesetzten Werte angenommen werden dürfen, die zwischen 1,7 und 2,0 t/m³ variieren. Wenn am unkonsolidierten, frischen «Schlamm» der Sedimentoberfläche des Aaredeltas zwar ein Raumgewicht von 1,58 t/m³ (A. f. W. 1939a) bestimmt wurde, so muss doch angenommen werden, dass sich dieses lose Sediment in den folgenden Jahren noch konsolidiert und dabei setzt. Diese Setzung wird aber in der nächstfolgenden Deltavermessung nicht berücksichtigt, so dass ein etwas höheres Raumgewicht von 1,7 t/m³ von Deltasediment, das überwiegend aus Sand und Silt besteht, für die Massenberechnungen anzunehmen angebracht erscheint.

[2]) Für die Rhone wurden die Werte (nach L. W. Collet 1925) von E. Uetrecht durch direkte Schwemmstoffmessung im Fluss bei Porte du Scex bestimmt und vom Eidg. Amt für Wasserwirtschaft überarbeitet; jenen Werten liegt somit keine Deltavermessung zugrunde.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	E Einzugs-gebiet	h_m Mittlere Höhe	b Heutige Erosions-basis	h_o-h_m-b	Unter-suchungs-periode	a Delta-ablagerungen pro Jahr pro km²	c* Abtrags-intensität für $\gamma_{Er.} = \gamma_{Sed.}$	$\gamma_{sed.}$ Raumgewicht der Deltasedimente	c Abtrags-intensität für $\gamma_{Er} = 2.7$	λ Abtrags-Koeffizient	τ Halbwertzeit des Abtrages
	km²	m	m	m		m³	mm J⁻¹	t/m³	mm J⁻¹	J⁻¹	J
Rhein bis Bodensee	6123	1800	399	1401	1921-1931 1885-1941 1921-1951	513 1) 522 2) 425 2)	0.513 0.522 0.425	1.7	0.324 0.330 0.268	$0.232 \cdot 10^{-6}$ $0.236 \cdot 10^{-6}$ $0.192 \cdot 10^{-6}$	$2.96 \cdot 10^6$ $2.91 \cdot 10^6$ $3.61 \cdot 10^6$
Linth (ohne Löntsch) bis Walensee	529	1727	423	1304	1910-1931	227 1)	0.227	2.0	0.17	$0.128 \cdot 10^{-6}$	$5.35 \cdot 10^6$
Aare bis Brienzersee	554	2150	566	1594	1898-1933	280 1)	0.280	K 2.1 S 1.58	0.20	$0.123 \cdot 10^{-6}$	$5.60 \cdot 10^6$
Aare bis Bielersee	2633	1020	429	601	1913-1933	140 1)	0.140	1.8	0.10	$0.156 \cdot 10^{-6}$	$4.41 \cdot 10^6$
Tessin + Verzasca + Maggia bis Langensee	2897	1594	196	1398	1890-1932	388 1)	0.388	2.0	0.29	$0.204 \cdot 10^{-6}$	$2.89 \cdot 10^6$
Maggia bis Langensee	926	1537	196	1341	1890-1932 1932-1953	362 1) 262 1)	0.362 0.262	2.0	0.27 0.20	$0.200 \cdot 10^{-6}$ $0.146 \cdot 10^{-6}$	$3.46 \cdot 10^6$ $4.71 \cdot 10^6$
Cassarate bis Luganersee	72.7	1000	274	726	1930-1951	240 1)	0.240	2.0	0.18	$0.243 \cdot 10^{-6}$	$2.84 \cdot 10^6$
Baye de Montreux bis Genfersee	14.5	1193	375	818	1949-1956	123 1)	0.123	2.0	0.091	$0.111 \cdot 10^{-6}$	$6.24 \cdot 10^6$
Rhone bis Genfersee	5220	2130	373	1757	1904-1905	568 3)	0.568	1.7	0.36	$0.209 \cdot 10^{-6}$	$3.30 \cdot 10^6$
Kander bis Thunersee	1120	1880	558	1322	1740-1866	363 4)	0.363	2.0	0.27	$0.206 \cdot 10^{-6}$	$3.35 \cdot 10^6$

Tabelle 3. Kennzeichnende Daten ausgewählter alpiner Flussgebiete.

Quellenangaben: 1. Eidg. Amt für Wasserwirtschaft (1939 b). 2. F. Waibel (1952). 3. L. W. Collet (1925 a) und E. Uetrecht (1906). 4. Th. Steck (1892).

III. Der zur Sedimentation korrelate Abtrag im Einzugsgebiet

Als c^* ist in Tabelle 3 Kolonne 8, die Abtragsintensität pro Jahr angegeben unter der Voraussetzung, dass im Abtragsgebiet das Gestein dasselbe Raumgewicht aufweise wie im Deltasediment, so dass sich Abtrags- und Sedimentkubaturen gleichbleiben.

Wird aber für das Abtragsgebiet als Gesteinsdichte 2,7 t/m³ eingesetzt, was ungefähr unaufgelockertem, unverwittertem Fels entsprechen dürfte, so ergeben sich die, verglichen mit c^* reduzierten Abtragsintensitäten c, ausgedrückt in Millimetern pro Jahr. Sie variieren zwischen 0,09 und 0,36 mm/J und sind in Tabelle 3, Kolonne 10, zusammengestellt.

Der tatsächliche korrelate Abtrag muss zwischen diesen beiden Werten c^* und c liegen, denn die grossen Schwemmstoffmengen der Deltas stammen erfahrungsgemäss in erster Linie aus den Erosionsanrissen in Lockermassen, in Gehänge- und Moränenschutt, in aufgelockerten, tiefgründig verwitterten Sakkungs- und Rutschmassen mit einem relativ niedrigen Raumgewicht, aber nur zum kleinsten Teil aus dem intakten Anstehenden.

Zu diesem zu den mechanischen Deltasedimenten korrelaten Abtrag ist noch das chemisch Gelöste, die als Gesamthärte in den Flüssen abtransportierte Mineralsubstanz, zu addieren, wenn die gesamte Erniedrigung durch Wirkungen des fliessenden Wassers gesucht wird. Für das bündnerische Rheingebiet (H. Jäckli, 1957) beträgt die Erniedrigung durch chemische Auslaugung 0,052 mm/Jahr, was ca. $^1/_6$ der c-Werte, die je nach Untersuchungsperiode zwischen 0,27 und 0,33 liegen, entspricht. Für das gesamte schweizerische Rheingebiet mit 35925 km² dürfte die mittlere Erniedrigung durch Auslaugung eher noch etwas mehr betragen und 0,06 mm sogar überschreiten. Nach E. Uetrecht erreicht sie für das Walliser Einzugsgebiet der Rhone 0,066 mm.

Ebenso sind in der Abtragsintensität c die vielen Umlagerungen innerhalb des Einzugsgebietes nicht enthalten, Umlagerungen zwischen Gipfelregion und Verflachungen, eingeschlossen die vielen Schuttkegel am Fusse von Wänden oder an Wildbächen, die Akkumulationen in der Talsohle, die Moränenanhäufungen vor Gletscherstirnen. Das alles sind Umlagerungen innerhalb des Einzugsgebietes, welche zwar die Reliefenergie verringern, weil Gipfel und Grate, Hochterrassen und Gehänge erniedrigt und Talsohlen erhöht werden, aber die mittlere Höhe des gesamten Einzugsgebietes unverändert lassen, weil dabei kein Wegtransport und damit kein Substanzverlust eintritt.

In einem abflusslosen Gebiet findet auch ohne Abtransport nach aussen, lediglich durch interne Umlagerungen, eine Erniedrigung der Abtragsgebiete unter gleichzeitiger Erhöhung der Depressionen und Talsohlen statt. Die Auflockerung des Gesteinsmaterials zwischen Erosions- und Sedimentationsgebiet führt dabei zwangsläufig zu einer bescheidenen Vergrösserung der mittleren Höhe.

Für die Unterschiede in den Werten der Abtragsintensität c der verschiedenen Einzugsgebiete sind in erster Linie die Niederschlagshöhe und das Niederschlagsregime, die Reliefenergie und die Erosionsresistenz des Untergrundes verantwortlich. Wenn die Abtragungsintensität c etwa im Aare- oder Linthgebiet um fast die Hälfte kleiner ist als im Rheingebiet, obschon es im Oberhasli und im

Glarnerland mehr regnet als in Graubünden und die Reliefenergie dort wesentlich grösser ist als hier, so können nur geologische Faktoren daran schuld sein:

In Graubünden die ausgedehnten, erosionsanfälligen Schiefergebiete mit den vielen und tiefgründigen Rutschkomplexen und den langen Wildbachanrissen in Moränenablagerungen, im Aaregebiet der erosionsresistente kristalline Untergrund, im Linthgebiet das relativ standfeste Verrucano und die verschiedenen Kalke. Wo aber Flysch ansteht, wie etwa im Durnachtal oder im Sernftal von Engi an aufwärts, da sind es ebenfalls die steilen Seitenbäche, Durnagelbach oder Krauchbach, die der Linth den Hauptanteil an Abtragsprodukten zuführen.

IV. Mathematische Darstellung des Abtragsprozesses

a) DER ABTRAGSKOEFFIZIENT λ

Als Abtragskoeffizient λ wollen wir definieren: Das Verhältnis der in einem Jahr abgetragenen Gesteinshöhe zur Gesamthöhe, die bis auf die jeweilige Erosionsbasis abgetragen werden könnte:

$$\lambda = \frac{c}{h_0},$$

wobei c die Abtragungsintensität ist, d. h. der mittlere Abtrag pro Jahr, bezogen auf ein Raumgewicht von $\gamma = 2{,}7$, und $h_o = h_m - b$ die Differenz zwischen mittlerer Höhe des Einzugsgebietes und Höhe der Erosionsbasis.

Gemäss Tabelle 3, Kolonne 11, schwankt λ für die untersuchten Flussgebiete der Schweizer Alpen zwischen den Werten $0{,}111 \cdot 10^{-6}$ (Baye de Montreux) und $0{,}243 \cdot 10^{-6}$ (Cassarate bei Lugano) pro Jahr. Betrachtet man nur die Einzugsgebiete der grösseren Flüsse, so variieren die λ-Werte in einem noch engeren Rahmen, nämlich nur etwa im Verhältnis 1:2.

Diese geringe Variationsbreite mag überraschen, wenn man die topographische, geologische und klimatische Vielgestaltigkeit der Einzugsgebiete berücksichtigt; sie dokumentiert unverkennbar eine gewisse Einheitlichkeit im quantitativen Ausmass der rezenten Abtragsprozesse in hochalpinen Räumen.

b) DAS ABTRAGSGESETZ

Machen wir als Arbeitshypothese die Voraussetzung, die Abtragsintensität c sei, neben morphologischen, petrographischen und klimatischen Faktoren, in Funktion der Zeit proportional zu h_o, zur mittleren Höhe, die dem Abtrag zur Verfügung steht, so erhalten wir als Abtragsgesetz:

$$\boxed{h_t = h_0 \cdot e^{-\lambda t}}$$

Dabei bedeuten:

h_t = mittlere Höhe über der Erosionsbasis in einem späteren Zeitpunkt t,

h_o = mittlere Höhe über der Erosionsbasis heute,

$\lambda = \frac{c}{h_0}$ = Abtragskoeffizient,

c = heutige Abtragsintensität,

e = Basis der natürlichen Logarithmen = 2,7182...

Für den heutigen Zeitpunkt geht die Abtragskurve durch h_o mit der Tangentenrichtung $\frac{h_0}{c}$.

Auf Figur 1 ist für das Gebiet der Linth die zur genannten Funktion gehörende Abtragskurve mit den dazugehörigen Konstruktionselementen dargestellt.

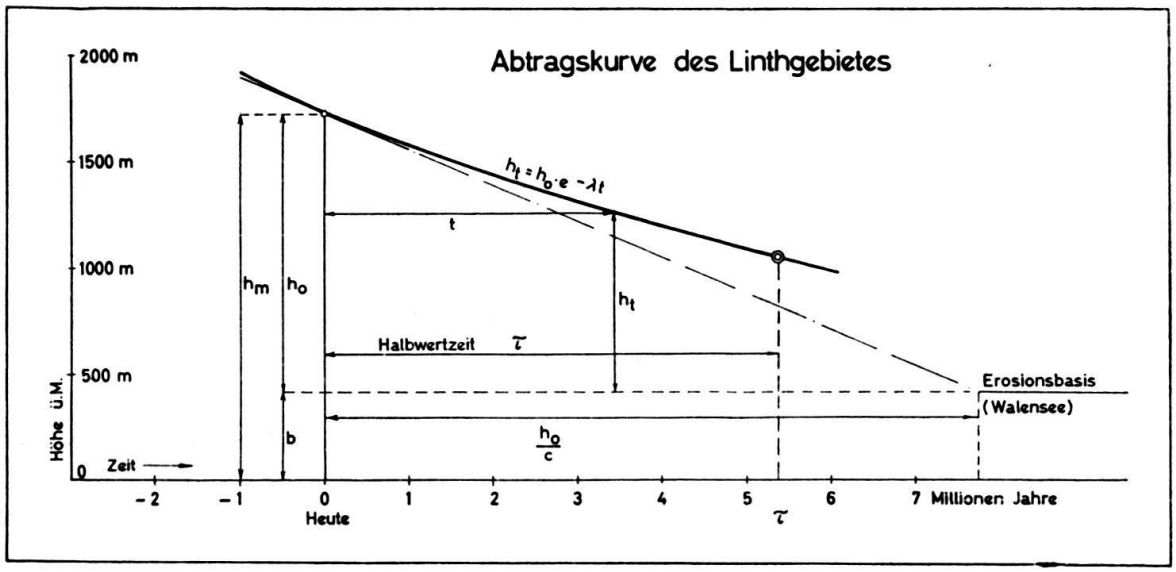


Fig. 1. Abtragskurve des Linthgebietes.

c) DIE HALBWERTZEIT DES ABTRAGS

Analog etwa zum radioaktiven Zerfall lässt sich auch unter den oben angenommenen Bedingungen für den Abtrag eines Gebirges eine Halbwertzeit definieren, nämlich jene Zeitdauer, die nötig ist, bis die heutige mittlere Höhe des Einzugsgebietes auf die Hälfte reduziert ist, bezogen auf die Erosionsbasis, in unserem Fall die Höhe der Alpenrandseen.

Die Formel lautet, indem für $h_t = \frac{1}{2} h_o$ gesetzt wird,

$$\tau = \frac{\ln 2}{\lambda \ln e} = \frac{0{,}693\ldots}{\lambda} = \frac{h_0 \cdot 0{,}693\ldots}{c},$$

also ein zum Abtragskoeffizient λ und damit auch zur Abtragsintensität c reziproker Wert.

Für die verschiedenen untersuchten Flussgebiete liegt τ zwischen den Werten $2{,}84 \cdot 10^6$ Jahre (Cassarate) und $6{,}24 \cdot 10^6$ Jahre (Baye de Montreux); für die grossen Flussgebiete des Rheins, der Rhone und des Tessins mit Verzasca und Maggia ist die Streuung noch geringer; Details sind aus Tabelle 3, Kolonne 12 ersichtlich.

Das bedeutet, dass in rund 3–4 Millionen Jahren die mittlere Höhe der meisten unserer alpinen Flussgebiete, bezogen auf das Niveau der Alpenrandseen, auf die Hälfte reduziert sein dürfte, tektonische Ruhe und unverändertes Klima immer vorausgesetzt!

Auf Figur 2 sind für die untersuchten Flussgebiete die Abtragskurven und Halbwertzeiten graphisch dargestellt.

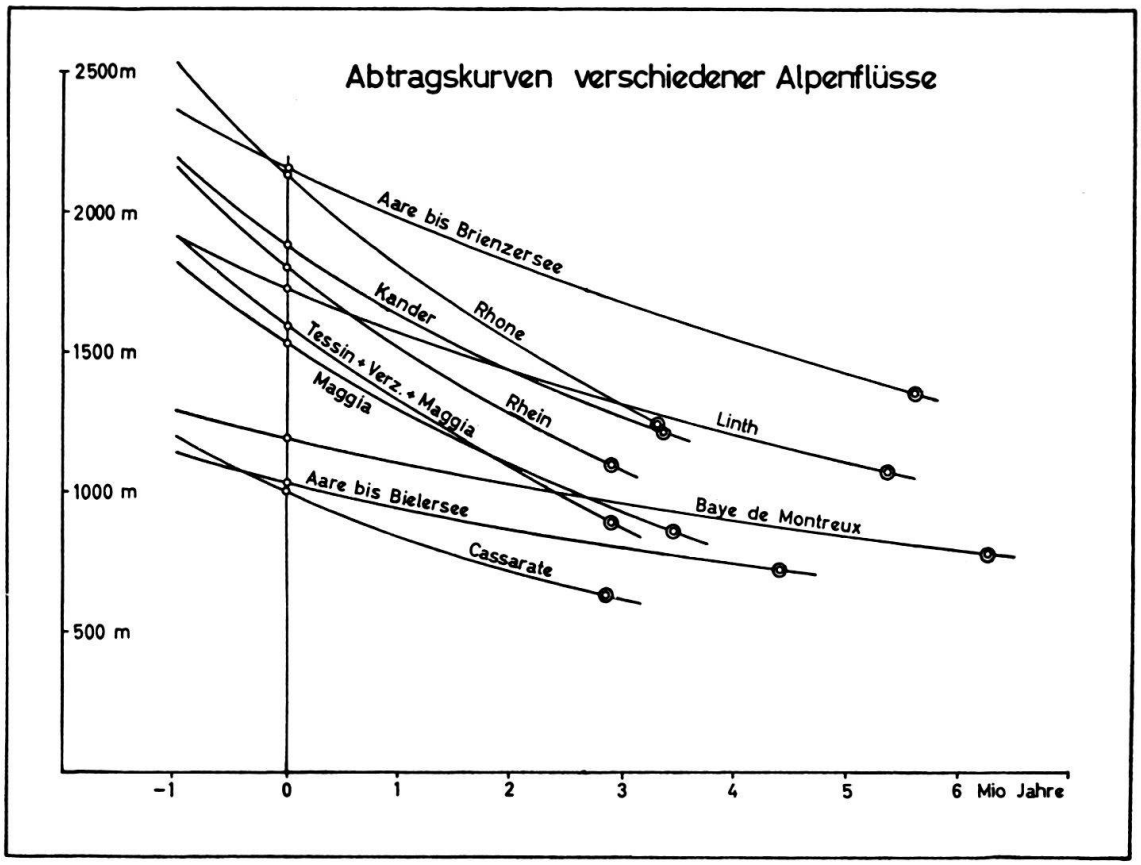


Fig. 2. Abtragskurven einiger alpiner Flussgebiete. Der Doppelkreis bedeutet die Halbwertzeit des zur Deltasedimentation korrelaten Abtrages.

V. Erosions- und sedimentationsisostatische Ausgleichsbewegungen der Kruste

Nach den Gesetzen der Isostasie muss die Kruste im Erosionsgebiet eine nach oben gerichtete, im Sedimentationsgebiet eine nach unten gerichtete Ausgleichsbewegung vollziehen. Dadurch findet im Erosionsgebiet eine ständige Reaktivierung des Abtrages, eine wenn auch immer nur teilweise Erneuerung der Reliefenergie statt, im Sedimentationsgebiet umgekehrt eine Subsidenz, ein Absinken des Sedimentationstroges, so dass als Folge davon immer wieder neuer Sedimentationsraum geschaffen wird.

Diese isostatischen Bewegungen verzögern naturgemäss den Reliefausgleich zwischen Erosions- und Sedimentationsgebiet. Es wird nur noch eine Frage der Zeit sein, dass auch in unserem Lande solche Krustenbewegungen, die in der Grössenordnung von einigen Zentimetern pro Jahrhundert liegen dürften, mittels Präzisionsnivellements exakt erfasst und lokalisiert werden können.

Mit grosser Wahrscheinlichkeit finden neben einer grossräumigen Bewegung, –Hebung des gesamten Alpenkörpers und Senkung des Vorlandes im S und E –, auch lokale Verstellungen längs Talflanken statt, wobei ältere tektonische Bewegungsflächen, bestehende Brüche und Verwerfungen, als Bewegungscharniere

benützt und reaktiviert werden, wie solche z. B. aus Graubünden schon wiederholt beschrieben wurden (H. JÄCKLI 1951, 1957; P. ECKARDT 1957).

Wo sich die Wirkungen verschiedener Kräfte überlagern, – man denke an echt tektonische Spät- bis Nachphasen der alpinen Orogenese, an glazialisostatische und schliesslich an erosions- und sedimentationsisostatische Bewegungen, im Sedimentationsgebiet zudem auch an reine Konsolidationssetzung –, da ist es nicht leicht, sie lediglich auf Grund geologischer Indizien auseinander zu halten und einzeln zu erfassen. Umso wertvoller werden daher Resultate von Präzisionsnivellements sein, aus denen die rezenten Bewegungen in ihrer Richtung und ihrem absoluten Betrag exakter erkannt und örtlich begrenzt werden können.

In den empirisch bestimmten Abtragskoeffizienten c und damit auch in den sekundär daraus errechneten Werten λ und τ sind solche rezenten Störungen tektonischer oder isostatischer Art bereits enthalten, denn wir messen in unseren Deltasedimenten die Summe aller Wirkungen exogener wie endogener Art.

LITERATURVERZEICHNIS

BAEFF, B. (1891): *Les eaux de l'Arve.* Diss. Univ. Genf.

BÖHI, K. (1937): *Die internationale Rheinregulierung von der Illmündung bis zum Bodensee. I. Der heutige Zustand des Rheins, insbes. des Diepoldsauer Durchstichs.* Schweiz. Bauztg., *109*, 16.

COLLET, L. W. (1916): *Le charriage des alluvions dans certains cours d'eau de la Suisse.* Ann. Schweiz. Landeshydrographie, *2*.

– (1923): *L'ablation sur le versant nord des Alpes.* C. R. Soc. physic. et hist. nat. Genève.

– (1925a): *Les lacs.* Edit. Gaston Doin (Paris).

– (1925b): *Nouvelles recherches sur la sédimentation dans le lac de Genève.* C. R. Congrès int. Géogr. Le Caire.

ECKARDT, P. M. (1957): *Zur Talgeschichte des Tavetsch, seine Bruchsysteme und jungquartären Verwerfungen.* Diss. Univ. Zürich.

Eidg. Amt für Wasserwirtschaft (1939a): *Untersuchungen in der Natur über Bettbildung, Geschiebe- und Schwebestoffführung.* Mitt. Nr. 33 (Bern).

– (1939b): *Deltaaufnahmen des Eidg. Amtes für Wasserwirtschaft.* Mitt. Nr. 34 (Bern).

FREI, R. (1912): *Monographie des Schweiz. Deckenschotters.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *37*.

FRÜH, J. (1888): *Beiträge zur Kenntnis des Nagelfluh der Schweiz.* Denkschr. schweiz. naturf. Ges. Zürich.

GEIGER, E. (1946): *Qualitative und quantitative Geröllunterschungen und ihre Auswertung im Rheingletschergebiet.* Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt. *26*, 2.

– (1948): *Untersuchungen über den Geröllbestand im Rheingletschergebiet.* Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt. *28*, 2.

HEIM, ALB. (1879): *Über die Erosion im Gebiete der Reuss.* Jb. Schweiz. Alpenclub, *14*.

– (1900): *Der Schlammabsatz am Grunde des Vierwaldstättersees.* Vjschr. naturf. Ges. Zürich, *45*.

– (1919): *Geologie der Schweiz,* Bd. 1 (Leipzig).

JÄCKLI, H. (1951): *Verwerfungen jungquartären Alters im südlichen Aarmassiv bei Somvix-Rabius (Graubünden).* Eclogae geol. Helv. *44*, 2.

– (1953): *Geologische Eigentümlichkeiten der Geschiebeherde des bündnerischen Rheingebietes.* «Wasser- und Energiewirtschaft» *45*, 9.

– (1956): *Geologische Prozesse in Funktion der Zeit.* Vjschr. naturf. Ges. Zürich, *101*, 4.

– (1957): *Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes.* Beitr. geol. Karte Schweiz [Geotechn. Ser.], Lfg. 36.

KAUFMANN, F. J. (1860): *Untersuchungen über die mittel- und ostschweizerische subalpine Molasse.* Denkschr. schweiz. naturf. Ges. (Basel).

KISTLER, E. H. (1954): *Hydrologische Untersuchungen im Gebiete der Valle Onsernone.* Diss. Univ. Bern.

KRAPF, PH. (1919): *Die Schwemmstoffführung des Rheins und anderer Gewässer.* Österr. Wochenschr. f. d. öffentl. Baudienst, Jg. 1919, H. 48–50 (Wien).
MEYER-PETER, E. (1937): *Die internat. Rheinregulierung.* II. *Der Beitrag der Versuchsanstalt für Wasserbau an der ETH Zürich zur Lösung des Problems.* Schweiz. Bauztg. *109*, 17 u. 18.
v. MOOS, A. (1958): *Geologisches Profil längs der neuen Linthebene- und Walenseestrasse.* Eclogae geol. Helv. *51*, 2.
PENCK, ALB. (1922): *Glaziale Krustenbewegungen.* Sitz.-Ber. preuss. Ak. Wiss.
STAUB, R. (1934): *Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie.* Denkschr. schweiz. naturf. Ges. *69*, 1.
STECK, TH. (1892): *Die Denudation im Kandergebiet.* Jb. geogr. Ges. Bern, *11*.
STUDER, B. (1825): *Beyträge zu einer Monographie der Molasse* (Bern).
UETRECHT, E. (1906): *Die Ablation der Rhone in ihrem Walliser Einzugsgebiete im Jahre 1904/05.* Diss. Univ. Bern.
WAIBEL, F. (1952) *Das Rheindelta im Bodensee.* In: Jahresbericht der Gemeinsamen Rheinkommission pro 1951/52, 58. Baujahr.
WINKLER-HERMADEN, A. (1957): *Geologisches Kräftespiel und Landformung.* Springer-Verlag, Wien.

---

3. – ARMIN VON MOOS (Zürich): **Geologisches Profil längs der neuen Linthebene- und Walenseestrasse*).** Mit 2 Textfiguren.

In den Jahren 1956–1958 liess die Baudirektion des Kt. Glarus längs der im Bau befindlichen neuen Walenseetalstrasse im Bereiche der Linthebene und der projektierten Linthebenestrasse Rammsondierungen und Bohrungen abteufen. Diese Sondierungen sollten die Baugrundverhältnisse im Bereiche der Trasse der neuen Strasse abklären. Die bis 40 m tief reichenden Bohrungen liegen vor allem im Gebiete vorgesehener oder bereits ausgeführter Kunstbauten (Brücken, Widerlager, Durchlässe usw.). An dieser Stelle sollen indessen nicht die geotechnischen Resultate dieser Sondierungen, sondern die geologischen Zusammenhänge besprochen werden, die diese Aufschlüsse vermittelt haben. Diese werden ergänzt durch einige Angaben über das Grundwasser und die Setzungen.

Ich möchte die Gelegenheit benützen, Herrn Kantonsingenieur V. WETTLER, Glarus, für die Bewilligung, die Ergebnisse dieser Bohrkampagne hier mitzuteilen, bestens zu danken.

Wie aus der Situation Figur 1 hervorgeht, soll die vorgesehene Linthebenestrasse von Lachen herkommend nahe dem südlichen Fuss des Buchberges südlich Tuggen in die breite Ebene austreten und zwischen Benken und Reichenburg den Linthkanal erreichen. Sie folgt dann seinem südlichen Ufer, quert die Strasse Ziegelbrücke–Niederurnen, die Fabrikkanäle und erreicht kurz oberhalb der Linthmündung in den Walensee, im Gäsi, die Tunnelpartie am Steilhang unterhalb dem Kerenzerberg beim sog. Ofenegg.

Zur Konstruktion des tieferen Teiles des Profiles, das der Axe der neuen Strasse folgt, wurden vor allem die Bohrungen von 40 m Tiefe benutzt. Die etwas detailliertere Darstellung der Oberfläche der Kies-Sandschicht konnte auf Grund zahlreicher bis 10 m tiefer Rammsondierungen und Handbohrungen konstruiert werden.

---

*) Gedruckt mit Unterstützung durch den Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung.

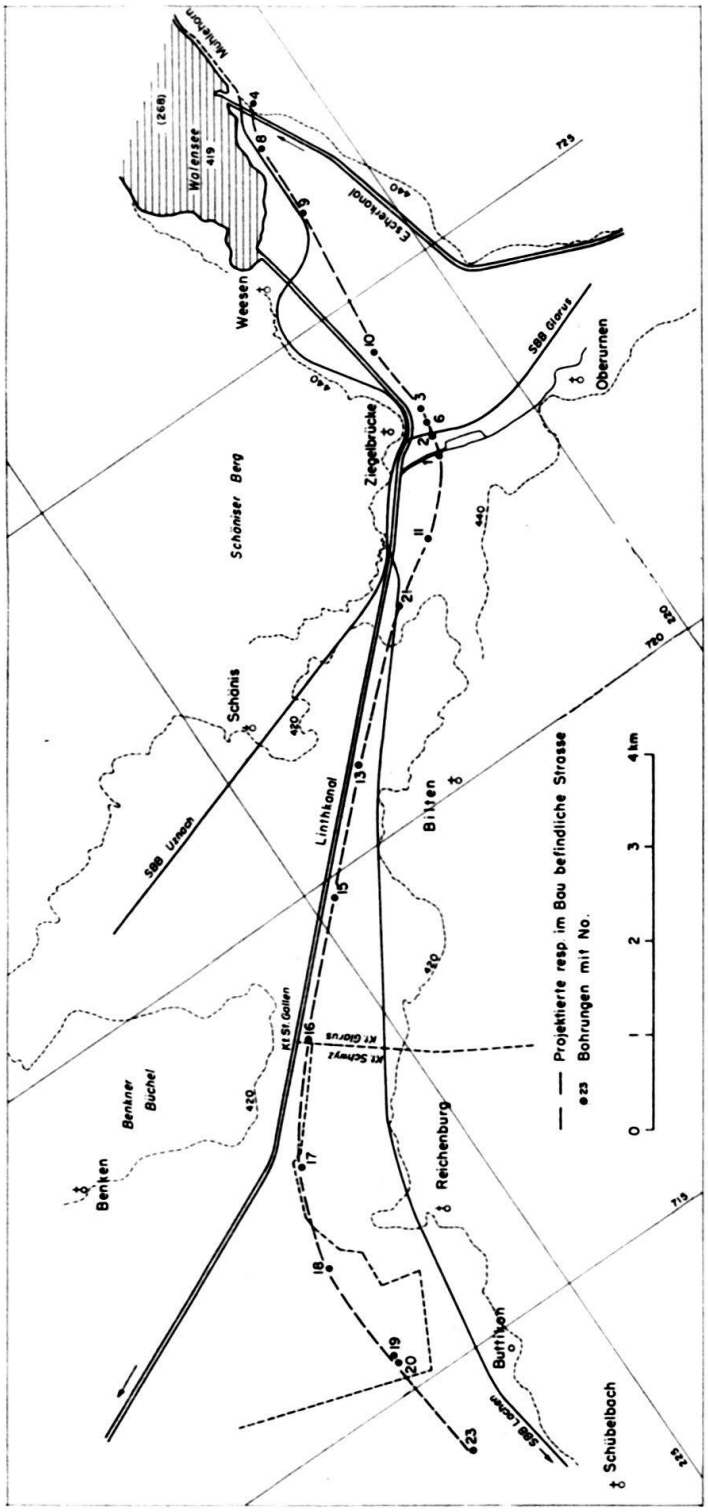


Fig. 1. Situation mit Lage der Strassenaxe und der Ansatzstellen für die Bohrungen im Bereiche der projektierten Linthebene- und Walenseestrasse zwischen Schübelbach und der Mündung der Linth (Escherkanal) in den Walensee.

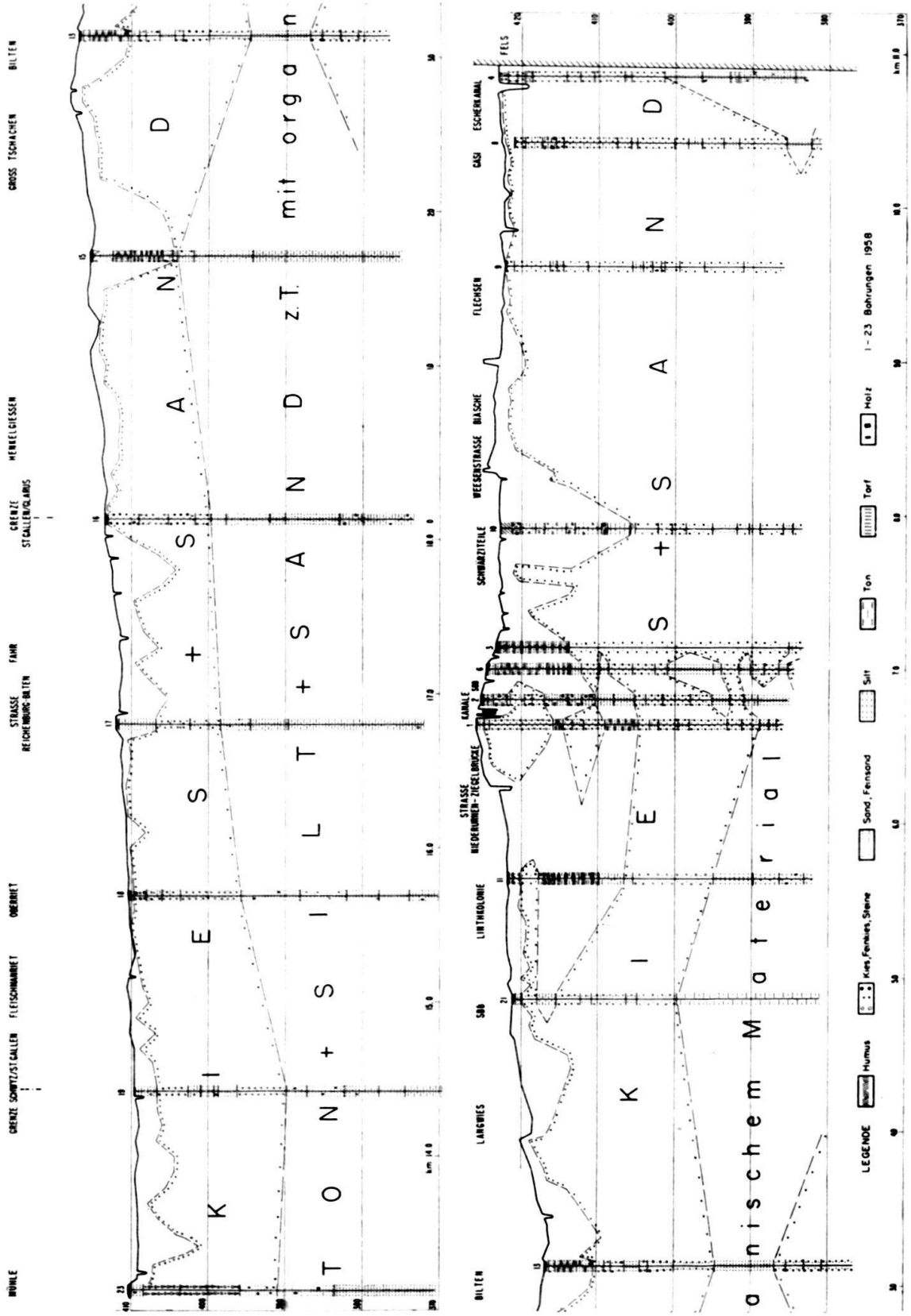


Fig. 2. Geologisches Profil längs der projektierten Linthebene- und Walenseestrasse zwischen Mühle bei Tuggen/Schübelbach und der Linthmündung (Escherkanal) in den Walensee. Oben westlicher Teil, unten östlicher Teil.

Das Profil Figur 2 zeigt nun vorerst, dass in der gewählten Axe keine der Sondierungen die Felsoberfläche des Talbodens erreicht hat, sondern dass alle im Bereich der Lockergesteine verblieben sind. Einzig eine, hier nicht eingezeichnete Bohrung östlich Bohrung 4 ist auf –23,2 m Tiefe auf Kalk gestossen. Es ist zu vermuten, dass sie rechts der Linth bereits die steil aufsteigende Felsoberfläche beim Ofenegg, östlich Gäsi, angefahren hat.

Über die Lage der Felsoberfläche im Talboden besitzen wir meines Wissens nur 2 Angaben. Die Tiefe des Walensees beträgt 151 m (Mittelwasser 419, grösste Seetiefe 268 m); ob dies allerdings bereits die Felsunterlage ist, erscheint wenig wahrscheinlich, d. h. die Felsoberfläche muss dort mindestens 151 m, wahrscheinlich aber tiefer unter dem Talboden liegen. Andererseits hat die Bohrung von Tuggen (Koord. 714.80/828.725) unter 15 m Alluvionen bis 236 m diluviale Tone mit Einlagerungen von grobem Moränenmaterial festgestellt, bevor sie ins Anstehende gefahren ist[1]). Innerhalb der durch die Bohrungen erfassten Schichtmächtigkeit lässt sich vom Liegenden zum Hangenden folgende Dreiteilung erkennen:

a) basale feinkörnige Schicht,

b) grobkörnige Mittelschicht;

c) feinkörnige, von organischen Gemengteilen durchsetzte Deckschicht.

a) BASALE, FEINKÖRNIGE SCHICHT

Im Bereich zwischen Mühle–Tuggen und den Fabrikkanälen bei Ziegelbrücke, d. h. im westlichen und zentralen Teil des untersuchten Gebietes, haben die Bohrungen in der tieferen Zone eine feinkörnige Schicht aus Sand, Silt und Tonlagen blossgelegt, die lokal auch organische Beimengungen, vor allem Holzstücke, auch einzelne Steine und nur selten kleinere Kiesnester enthält. Seekreiden und Torflagen konnten dagegen nicht festgestellt werden. Die Obergrenze dieser Schicht liegt zwischen 12 und 37 m unter Terrain (zwischen Koten 343 und 390), d. h. unter dem heutigen Spiegel des Zürichsees (406) resp. Walensees (419).

Wir deuten diese feinkörnigen Lockergesteine, in denen bis heute keine Fossilien gefunden wurden, als Seeablagerungen. Die Holzstücke dürften von Treibholz, die gelegentlichen eckigen Gesteinstrümmer von schmelzenden Treibeismassen stammen. Sichere Anzeichen von Moränen fehlen. Gemäss den Vorstellungen von Alb. Heim[2]) erstreckte sich vom Zürichseetal bis ins Glarnerland, mit Verbindung zum Rheintal durch das Walensee- und Seeztal, ein fjordähnlicher Talsee, einer der sog. alpinen Randseen. Staub[3]) vermutet hier ausgedehnte Toteismassen, die erst allmählich nach Rückzug der Talgletscher schmolzen und Anlass für die Seebecken gaben. Es ist also anzunehmen, dass diese feinkörnigen Ablagerungen periglaziale oder postglaziale Bildungen darstellen.

---

[1]) H. M. Schuppli (1952): Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz. Beiträge zur Geologie der Schweiz – Geotechnische Serie, Lfg. 26, Teil 4, p 23.

[2]) Alb. Heim (1919): Geologie der Schweiz, *2*, p. 399. Tauchnitz Leipzig.

[3]) R. Staub (1939): Prinzipielles zur Entstehung der alpinen Randseen. Eclogae geol. Helv. *31*.

b) GROBKÖRNIGE MITTELSCHICHT

Über der feinkörnigen Deckschicht finden sich im Bereich der westlichen und zentralen Abschnitte der untersuchten Zone grobkörnige Ablagerungen. Im östlichen Abschnitt dominieren diese grobkörnigen Ablagerungen innerhalb der ganzen Bohrtiefe. Das geförderte Material besteht aus Sand, Kies und Steinen, gelegentlich bis und über den Durchmesser der Futterrohre der Bohrungen, d. h. 156 mm hinausreichend. In oberflächlichen Aufschlüssen stellt man eine horizontale Schichtung fest, d. h. die Ablagerungen sind durch Flüsse auf dem Festland deponiert worden. Ob in der Tiefe Deltaschichtung vorhanden ist, d. h. die Flüsse auch Grobmaterial in einem stehenden Gewässer abgelagert haben, kann mit dem angewandten Sondierverfahren nicht festgestellt werden. Die Mächtigkeit der Kies-Sandschicht variert im westlichen Gebiet zwischen 5 und 17 m, im östlichen Gebiet beträgt sie über 40 m. Dies bedeutet, dass in der Nähe des Ausganges des Glarnerlandes die Flüsse grobes Material bis in grössere Tiefe gebracht haben, in einer Tiefe wo im westlichen Gebiet feinkörnige Seeablagerungen auftreten, d. h. Seen lagen. Deshalb müssen auch die östlichen Kies-Sande 3. T. im stehenden Wasser abgelagert worden sein. Die Oberfläche dieser Kies–Sandschicht fällt entsprechend dem Gefälle der Terrainoberfläche von ca. 420 bis 402 m gegen W ab. Im Detail ist diese Oberfläche in der Schnittgeraden sehr unregelmässig ausgebildet, entsprechend der Lage der maändrierenden und ihre Lage wechselnden Flüsse. Auffällig ist die Kulmination im Bereiche der Fabrikkanäle bei Niederurnen. Hier floss die Linth vor der Korrektion zu Beginn des 19. Jahrhunderts durch. Nebenbei sei erwähnt, dass die alten Ortsverbindungen solchen alten Kiesrücken folgen, wie z. B. die Strassen Niederurnen–Ziegelbrücke und Mollis–Weesen.

Ergänzend muss noch darauf hingewiesen werden, dass die oberste Kies-Sandlage im Gebiete von Flechsen–Gäsi bei der Korrektion der Linth in der ersten Hälfte des letzten Jahrhunderts unter der Leitung von ESCHER VON DER LINTH bewusst durch Lenkung mittels Wuhrbauten zur Ablagerung kam[4]).

c) FEINKÖRNIGE DECKSCHICHT

Über der Kies-Sandschicht tritt normalerweise eine feinkörnige Deckschicht auf, die aus Feinsand, Silt mit organischen Bestandteilen und aus eigentlichen Torfvorkommen besteht. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 0 und 17 m, die eigentlichen Torfvorkommen sind indessen normalerweise weniger mächtig.

Diese Deckschicht hat sich in den Depressionen neben den Flussarmen durch feinkörnige Hochwasserablagerungen und organisches Leben im Laufe historischer Zeiten gebildet.

Das Grundwasser liegt, soweit es nicht durch Drainagen abgesenkt wurde, in der Nähe der Terrainoberfläche. Dabei liegen aber verschiedene Grundwasserstockwerke vor, wobei die unteren Lagen unter artesischem Auftrieb stehen. Den Bauern dieses Gebietes war dieses Phänomen schon lange bekannt, schlagen sie doch bei ihren Siedlungen und Scheunen Abessinierbrunnen, die mit einem Hahn oben abgeschlossen werden, und erhalten derart mühelos eine Wasserfassung ohne Pumpbetrieb oder Reservoir.

---

[4]) Offizielles Notizblatt die Linthunternehmung betreffend 1806 usw.

Auch unsere Bohrungen haben z. T. solches artesisch gespanntes Wasser erbohrt, wobei die Schliessung der Aufstösse jeweilens nach Schluss der Bohrung zu grossen Schwierigkeiten Anlass gab und z. T. nicht vollständig gelang. Als Beispiele seien angefügt:

Bohrung 3: OK Terrain 424, Grundwasserzone –10,8 bis 31,0 m ab OK Terrain, Aufstieg über Terrain 2–4 m, Ertrag 15 l/min.

Bohrung 10: OK Terrain 423, Grundwasserzone –17,4 bis 39,2 m ab OK Terrain, Ertrag 166 l/sec.

SETZUNGSERSCHEINUNGEN

Die 1926 neu erstellte Eisenbahnbrücke über den Escherkanal (Linth) oberhalb dessen Einmündung in den Walensee im Gäsi ist seit 1926 in ein Beobachtungsnetz einbezogen, das von einem eidgenössischen Fixpunkt (No. 78) am Felsen neben dem Ofeneggtunnel ausgeht und auch einen Punkt in 20 m Abstand vom Widerlager Seite Weesen in der Ebene erfasst. In der Zeit von 1926–1957 haben sich diese Punkte um 170–205 mm gesetzt, d. h. im Mittel um 5,5–6,6 mm pro Jahr. Da auch der Kontrollpunkt im Terrain die gleiche Abwärtsbewegung aufweist, ergibt sich, dass es sich nicht lediglich um eine Setzung der Brückenpfeiler und der Widerlager handelt, die auf einen soliden Pfahlrost fundiert sind, sondern um eine allgemeine Setzungserscheinung des Gebietes. Eine Abnahme der Setzung pro Zeiteinheit ist in der Beobachtungszeit von 30 Jahren nicht feststellbar[5]).

Nach Mitteilungen des Eidg. Amtes für Wasserwirtschaft vom März 1957 an Herrn Oberingenieur H. Strickler v/o Locher & Cie., Zürich, betreffend Setzungen des Pegels Gäsi beim eisernen Steg des Linthkanales – dieser liegt flussaufwärts der Eisenbahnbrücke – sind dort folgende Beobachtungen bekannt:

a) Der alte Pegel setzte sich in der Zeit von 1937–1948 um 6 cm, d. h. um ca. ½ cm pro Jahr.
b) Ein Punkt am rechten Widerlager des Steges setzte sich von 1908–1956 um 15,3 cm, d. h. ⅓ cm pro Jahr.
c) Ein Punkt des linken Widerlagers des Steges setzte sich von 1936–1956 um 4,6 cm, also ¼ cm pro Jahr.

Nach Ansicht von Herrn Oberingenieur Strickler rührt die stärkere Setzung des Pegels vom unmittelbaren Einfluss des strömenden Wassers her, so dass die stetige Setzung der Gegend pro Jahr rund ¼ cm betragen dürfte.

All diese Erscheinungen weisen darauf hin, dass die Ablagerungen im Deltagebiet der Linth bis in grosse Tiefen geologisch jung sind und dass ihre Konsolidation unter dem Überlagerungsdruck noch nicht abgeklungen ist, sondern weiter geht.

---

[5]) Mitteilung von Herrn Sektionsingenieur Denzler, SBB Kreis III, Sektion für Brückenbau vom 14. 2. 1957 an den Kantonsingenieur des Kt. Glarus.

4. — Franz Hofmann (Schaffhausen): **Vulkanische Tuffhorizonte in der Oberen Süsswassermolasse des Randen und Reiat, Kanton Schaffhausen**[1]). Mit 1 Textfigur und 3 Tabellen im Text.

Einleitung

Im nördlichen Randen- und Reiatgebiet (Kanton Schaffhausen) konnten an mehreren Stellen Einstreuungen vulkanischer Tuffe in den vorwiegend mergeligen, jüngeren Molasseablagerungen des jurassischen Hegauschuttfächers gefunden werden. Es handelt sich um Kristalltuffmaterial aus Eruptionen im benachbarten Hegaugebiet. Es lassen sich zwei Phasen mit unterschiedlichem Mineralbestand feststellen: eine ältere Phase an der unmittelbaren Basis der Oberen Süsswassermolasse, mit *Biotit*, *Sanidin*, *Melanit*, *Apatit* und *Magnetit*, und eine etwas jüngere Phase mit nur *Apatit* und *Magnetit* nebst spärlichem *Biotit*. Es wurde eine grosse Zahl von Proben im ganzen kritischen Gebiet gesammelt; die vulkanischen Tuffhorizonte liessen sich auf die nachstehend beschriebenen Vorkommen lokalisieren (siehe Fig. 1).

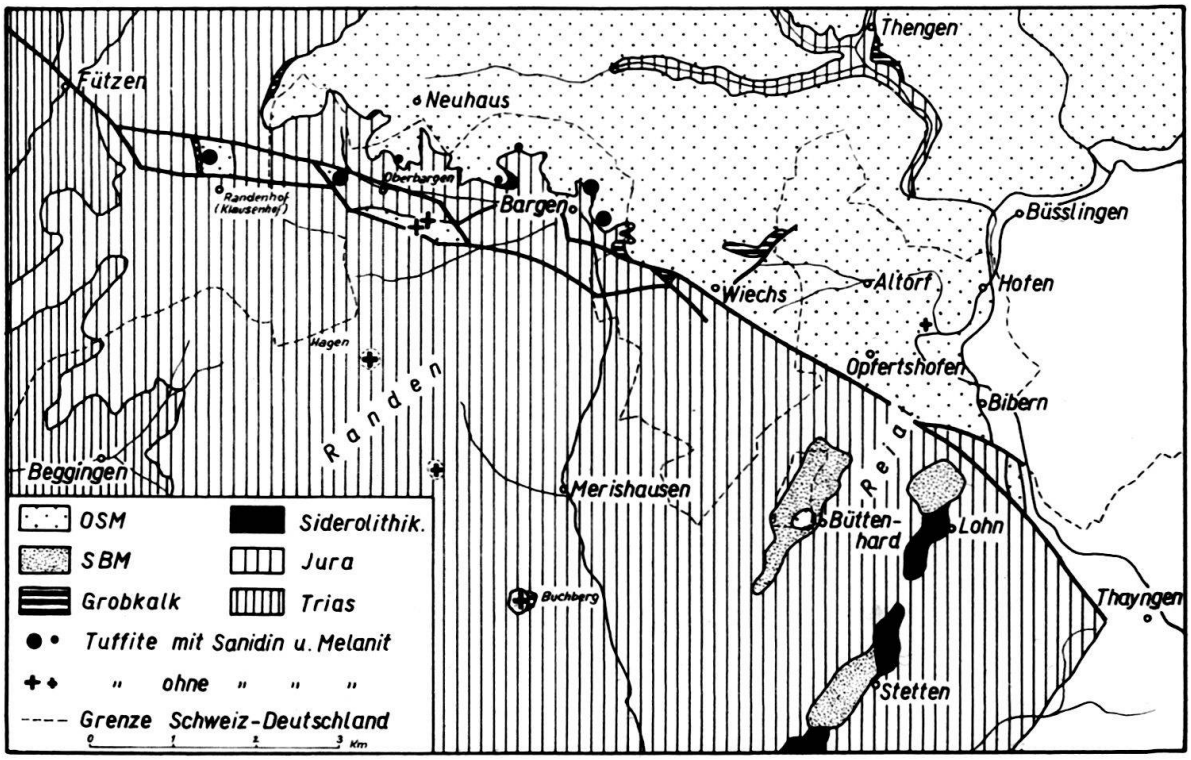


Fig. 1. Geologische Übersicht der Tuffitvorkommen im Gebiet nördlich von Schaffhausen.
OSM = Obere Süsswassermolasse, Hegauschuttfächer.
SBM = Süssbrackwassermolasse (oberster Teil der Oberen Meeresmolasse).
Grobkalk = Sand- und Citharellenkalke der Oberen Meeresmolasse.

Geologische und stratigraphische Lage

Alle gefundenen Sanidin-Melanit-Tuffite liegen an der unmittelbaren Basis der oberen Süsswassermolasse, die übrigen Vorkommen knapp darüber. Der

[1]) Gedruckt mit Unterstützung des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung.

grösste Teil der Fundstellen liegt längs der Randen–Hegau-Verwerfung, die restlichen Fundpunkte sind mit den Molasserelikten auf der Malmhochfläche des Randengebietes verknüpft. Für die verschiedenen Vorkommen sind die lokalen geologischen und stratigraphischen Angaben jeweils in den Einzelbeschreibungen enthalten.

Allgemeine petrographische Charakterisierung

Alle gefundenen Tuffitvorkommen sind Einstreuungen windverblasener Kristalltuffe in meist mergelige Sedimente der Juranagelfluhschüttung des Hegauschuttfächers. Der Gehalt der Molassemergel an vulkanischen Mineralkörnern erreicht auch an den Hauptfundstellen maximaler Konzentration nie 1%, weshalb die Vorkommen makroskopisch nicht erkennbar sind. Typisch ist immerhin, dass fast alle gefundenen tuffitischen Mergel intensiv rot gefärbt sind.

Die Korngrösse der vulkanischen Mineralkörner liegt vorwiegend zwischen 0,1 und 0,4 mm; Körner über 1 mm kommen nicht vor (siehe auch die Siebanalysen in Tabelle II). Die Körner lassen sich durch Schlämmen leicht gewinnen; bei auch nur schwach tuffitischen Mergeln fällt dabei sofort der Magnetitgehalt auf. Der Schlämmrückstand wurde jeweils mit verdünnter Essigsäure behandelt, um die detritischen Kalkkörner zu eliminieren und gleichzeitig den Apatit zu erhalten. Der Magnetit wurde magnetisch extrahiert, die übrigen Schwerемineralien mit Bromoform abgetrennt. Bei sehr geringen Gehalten lässt oft erst die Schwerefraktion vulkanische Einflüsse erkennen.

Amorphes vulkanisches Aschenmaterial wurde in keinem Fall gefunden, und die sedimentpetrographische Analyse des tuffitischen Mergels von Oberbargen (Hauptfundstelle) ergab, dass kein bentonitisches Material nachweisbar ist. Vielmehr zeigt dieser Mergel den für die Pelite der Hegauschüttung normalen Kalkgehalt von rund 40%, was an sich schon auf keine Zumischung von stets karbonatarmem vulkanischem Tonmaterial schliessen lässt. Die Tonsubstanz ist typisch illitisch und unterscheidet sich nicht von jener nichttuffitischer Hegaumergel (Hofmann, 1958b).

Es lässt sich also mit grosser Sicherheit sagen, dass es sich bei den gefundenen Vorkommen offenbar um praktisch reine Kristalltuffe handeln muss, mit höchstens geringen Mengen an Aschenstaub, der wohl zum grössten Teil durch natürliche Windsichtung eliminiert wurde. Die meist intensive Rotfärbung der tuffitischen Mergel könnte vulkanisch bedingt sein, ist aber kein sicherer Anhaltspunkt für die Anwesenheit vulkanischen Materials.

Die einzelnen vulkanischen Mineralarten sind nachstehend beschrieben:

Sanidin: vorwiegend sehr schön idiomorph, tafelig ausgebildet, durchsichtig, glasig-rissiges Aussehen.

Biotit: relativ dicktafelig, braun, matt, bis 1 mm gross, nie häufig.

Apatit: relativ grosse Körner, oft gut idiomorph, prismatisch-säulig, teilweise weniger schöne Kristalle. In den Apatit-Magnetit-Tuffiten wesentlich schöner kristallisiert, als in den Sanidin-Melanit-Tuffiten.

Melanit: idiomorph, braunschwarz, Splitter schwach durchscheinend, häufig schöne Rhombendodekaeder. Aggregate verschiedener Kristallindividuen häufig.

Magnetit: vorwiegend idiomorph, oktaedrisch.

Die jeweilige petrographische Beschaffenheit ist in der Beschreibung der einzelnen Vorkommen dargestellt.

Basaltische *Hornblenden* und *Augite* fehlen in allen Vorkommen vollständig.

Beschreibung der einzelnen Vorkommen

Sanidin-Melanit-Apatit-Magnetit-Tuffite

Oberbargen: 1 km WNW Oberbargen (W Bargen), Weg am «Mannshopt», Koord. 685000/294700/730. Hauptfundstelle.

Das Vorkommen wurde – als erstes aller beschriebenen Tuffitniveaux – am Weg in einem kleinen Schürfloch (offenbar für forstliche Zwecke angelegt) entdeckt. Es konnte nachstehendes Profil aufgenommen werden, vorwiegend durch Schürfung:

Juranagelfluh (alte Kiesgrube)	ca. 3 m
Aufschlusslos	7 m
Mergel und aufschlusslos, Mergel nicht tuffitisch	2 m
Braune Mergel, nicht tuffitisch	1 m
Stark tuffitischer roter Mergel	2 m
Schwächer tuffitischer Mergel	2 m
Hellrosa gefärbte Kalkmergel mit seltenen marinen Muschelschalentrümmern (vermutlich Niveau der Citharellenkalke der oberen marinen Molasse)	0,7 m
Malm	

Das tuffitische Gestein ist ein roter Mergel, in dem von blossem Auge nur nach sehr grosser Erfahrung einzelne dunkle Mineralkörner erkennbar sind. Tabelle I zeigt einige sedimentpetrographische Untersuchungsdaten.

Tabelle I

Karbonatgehalt (Kalk)	41,5%
Total Schlämmstoffe $< 20\ \mu$	95,3%
Kalkige Sandkörner $> 20\ \mu$	2,4%
Nichtkalkige Mineralkörner $> 20\ \mu$ total	2,3%
Vulkanische Mineralkörner $> 20\ \mu$	ca. 0,75%

Der Mineralbestand des entkalkten Schlämmrückstandes besteht nebst detritischem Quarz und sehr wenig Bohnerzmaterial aus Sanidin, Biotit, Apatit, Melanit und Magnetit. Biotit tritt nur sehr spärlich auf.

An den durch magnetische Extraktion, Bromoformtrennung und HCl-Behandlung aufgeteilten Mineralkornarten wurden einige vergleichende Untersuchungen, insbesondere Siebanalysen, durchgeführt, die in Tabelle II enthalten sind. Der Sanidinanteil wurde in den einzelnen Fraktionen durch mikroskopisches Auszählen vom detritischen Material, insbesondere Quarz, abgetrennt. Der geringe Anteil $< 0{,}06$ mm wurde wegen des unterschiedlichen Abschlämmungsgrades weggelassen.

Die Daten in Tabelle II lassen einen deutlichen Zusammenhang zwischen mittlerer Korngrösse und spezifischem Gewicht erkennen, herrührend vom natürlichen Windsichteffekt, der die äolisch sedimentierten Mineralien klassierte. Dies deutet ebenfalls stark auf windverblasene Kristalltuffe ohne Trägermaterial aus vulkanischer Asche. Beim Vergleich der Werte ist jedoch auch die unterschiedliche Kristallform der verschiedenen Mineralarten zu berücksichtigen, die sich bei der Windsichtung stark bemerkbar machte: tafelige Sanidine, prismatische, teils langstengelige Apatite, isometrische Melanite und Magnetite. Bemerkenswert ist die gerade aus diesem Grunde ausserordentlich weitgehende Übereinstimmung der Kornverteilung bei Magnetit und Melanit.

Tabelle II

Ergebnis vergleichender Untersuchungen an den verschiedenen Mineralarten im Tuffit von Oberbargen-Mannshopt

	Sanidin	Apatit	Melanit	Magnetit
Spez. Gewicht	2,55	3,1	3,3	4,4
Anteil am Total der vulk. Mineralien %	10	26	11	53
Kornverteilung	%	%	%	%
über 0,4 mm	6,5	1,4	1,5	0,7
0,3 —0,4 mm	9,2	4,1	4,4	3,3
0,2 —0,3 mm	30,9	28,2	19,7	19,0
0,15 —0,2 mm	17,4	18,7	21,8	21,2
0,1 —0,15 mm	16,4	22,4	26,3	32,7
0,075—0,1 mm	13,2	15,6	17,5	16,0
0,06 —0,075 mm	6,4	9,6	8,8	7,1
Mittlere Korngrösse mm .	0,19	0,16	0,145	0,14

Alle Prozentangaben sind Gewichtsprozente

Tabelle III

Chemische Analyse des magnetisch extrahierten, gewaschenen Magnetits aus dem Tuffit von Oberbargen-Mannshopt

Fe	Mn	Ti	P	S	CaO	MgO	SiO_2	Al_2O_3
55,2	0,79	5,20	0,069	0,024	0,27	5,08	1,28	3,98%

Tabelle III zeigt das Ergebnis einer chemischen Analyse des Magnetits aus dem Tuffit von Oberbargen. Der hohe Titangehalt ist für die vulkanischen Magnetite des Hegau typisch.

Randenhof (Klausenhof): Am Strässchen nach Fützen, Koord. 683430/294-800/810. Einziges auf deutschem Gebiet gefundenes Vorkommen.

Rote Mergel, knapp über dem dort deutlich ausgebildeten Citharellenkalk (Muschelagglomerat der oberen marinen Molasse). Ausbildung und Gehalt an vulkanischen Körnern völlig übereinstimmend mit dem Hauptvorkommen Oberbargen.

Hepsacker: 250 m ESE Bargen. Koord. 688220/294010/648.

Rote Mergel, im Acker anstehend, 2 bis 3 m über der Malmobergrenze. Ausbildung gleichartig wie in Oberbargen. Der Gehalt an vulkanischen Mineralkörnern beträgt knapp 0,5%.

Kibacker: 450 m NW Bargen. Koord. 688170/294520/660.

Rote Mergel, im Acker anstehend, 2 bis 3 m über der Malmobergrenze. Der Gehalt an vulkanischen Mineralkörnern ist noch etwas kleiner, als bei der Fundstelle Hepsacker. Die Mineralien sind jedoch die gleichen wie in Oberbargen.

Stockebene: 300 m NNW Oberbargen, Koord. 685750/294800/760.

Rote Mergel, im Acker anstehend, 2 bis 3 m über der Malmobergrenze. Der Gehalt an vulkanischen Mineralien ist sehr gering, aber deutlich und reproduzierbar vorhanden, insbesondere Melanit.

Tirggihat: P. 718, 800 m NW Bargen, E der Grenzstrasse von Bargen nach Neuhaus. Koord. 687000/294500/715.

Rote Mergel, im Acker anstehend. Typisches Niveau der Helicitenmergel und Knollenkalke, unmittelbar über dem sehr undeutlichen Citharellenkalkniveau der oberen marinen Molasse. Zwischen Malmobergrenze und Molasseuntergrenze schalten sich an dieser Stelle ca. 10 m gelbe Bolustone ein (HOFMANN, 1958). Der Gehalt an vulkanischen Mineralien ist sehr gering, aber deutlich und reproduzierbar vorhanden (Melanit).

Nübruch: 1 km NNW Bargen. Koord. 687130/294920/690.

Rote Helicitenmergel und Knollenkalke, 2 bis 3 m über der Malmobergrenze.

Der Gehalt an vulkanischen Mineralien ist auch hier sehr gering. Melanit lässt sich in den Mergeln und Kalken jedoch deutlich und reproduzierbar nachweisen.

Die beschriebenen Fundstellen zeigen, dass sich die tuffitischen Mergel (Helicitenmergel) auf eine sehr schmale Zone von Bargen Richtung Oberbargen–Randenhof beschränken. In zahlreichen seitlich davon im gleichen Niveau entnommenen Proben konnten keine vulkanischen Mineralien mehr festgestellt werden, auch nicht im unmittelbaren Hangenden der Randengrobkalke von Wiechs–Altorf, wo sich ebenfalls rote Mergel befinden; die tuffitische Zone liegt dort offenbar nördlich der Grobkalkvorkommen, ist aber nicht aufgeschlossen. Unmittelbar östlich davon ist sie sehr wahrscheinlich durch lokal starke Juranagelfluhschüttungen ausgeräumt worden (Körbeltal). Ihre weitere östliche Fortsetzung wäre am Hohenstoffel und Hohentwiel zu suchen, in welcher Gegend aber die basalen Schichten der oberen Süsswassermolasse nirgends zutage treten.

Sanidin- und melanitfreie Apatit-Magnetit-Tuffite

Oberbargen: Neue Waldstrasse im «Loch», ca. 350 m SE Oberbargen. Koord. 686030/294150/690.

Rote Mergelpartien in ockergelben Hegaumergeln, stratigraphisch etwas weniges höher als die Sanidin-Melanit-Tuffite, jedoch eher weniger als 10 m über der Malmobergrenze.

Diese tuffitischen Mergel enthalten 33,6% Körner über 20 μ, wovon 18,3% Kalkkörner. An vulkanischen Mineralien findet man nebst spärlichem Biotit nur Apatit (sehr schön idiomorph) und Magnetit, der etwas stärker vertreten ist. Sanidin und Melanit fehlen vollkommen. Der Gesamtgehalt an vulkanischen Mineralkörnern liegt bei max. 0,2 Gewichtsprozenten. Der restliche, nichtkarbonatische Schlämmrückstand besteht aus eckigen Grob- und Feinsandkörnern (Quarz), Resten von jurassischen Mikrofossilien und Bohnerzkörnchen.

Oberbargen: Neue Strasse, S. P. 674.0, ca. 100 m N der ersterwähnten Fundstelle. Koord. 686030/294250/680.

An einer kleinen Verwerfung (Malmkalk gegen Hegaumergel) verschleppte rote Mergel.

Zusammensetzung gleichartig, wie beim erstgenannten Apatit-Magnetit-Tuffitvorkommen. Der Gehalt an Magnetit und Apatit ist etwas geringer, aber sehr deutlich. Der übrige Schlämmrückstand besteht aus Grobsand mit relativ gut gerundeten, teils glasglänzenden Quarzkörnern, jurassischen Mikroorganismen und Bohnerzkörnern.

Soohölzli: 900 m ENE des Hagen (höchste Erhebung des Schaffhauser Randen), 2,7 km SW Bargen. Koord. 685500/292380/873.

Brauner Lehm eines sehr spärlichen Molasse- und Bohnerzreliktes auf der Malmhochfläche (SCHALCH, 1916). Der Anteil an vulkanischem Material ist im Schlämmrückstand sehr gering, aber deutlich und reproduzierbar vorhanden (relativ viel Magnetit, deutlich idiomorpher Apatit), wird aber von einer Flut von Bohnerzmaterial überdeckt.

Randenhorn: 1,5 km NNW Merishausen. Koord. 686430/290970/795.

Braune Bodenprobe. Das «Molasserelikt» Randenhorn ist auf der Karte von SCHALCH (1916) entschieden zu bedeutend eingezeichnet. Eigentliche Molasse fehlt vollkommen. Nur sporadisch

tritt etwas brauner Boden auf dem sonst direkt unter der Grasnarbe liegenden Malmkalk auf, und gelegentlich findet man noch etwa ein Juranagelfluhgeröll. Das untersuchte Material enthielt einen deutlich auffallenden Magnetitanteil nebst sehr wenig Apatit und viel Bohnerzmaterial.

Buchberg: 1,2 km SSW Merishausen. Koord. 687250/289350/735.

Grösseres Molasserelikt auf der Randenhochfläche (Randengrobkalk mit überlagernder oberer Süsswassermolasse in Hegaumergelfazies).

In der basalen oberen Süsswassermolasse, die nirgends direkt aufgeschlossen ist, finden sich in roten Mergeln aus Maulwurfshaufen und Fuchsbauten deutlich überdurchschnittliche Mengen an Magnetit und sehr schön idiomorpher Apatit (langprismatische Kristalle bis 0,5 mm). Daneben treten im Schlämmrückstand glänzende runde Quarzkörner und viel Bohnerzmaterial auf.

Ausserdem wurden Lesesteine eines Kalksandsteins der Juranagelfluh gefunden, die ebenfalls deutliche Mengen an Magnetit und idiomorphem Apatit enthielten.

Bibertal: Böschung der Strasse vom Bibertal nach Opfertshofen, knapp über der Talsohle bei der Strassenkreuzung Bibern–Hofen–Opfertshofen–Altorf. Koord. 692300/292850/480.

Rote Mergel mit wenig Magnetit, aber deutlichem und reproduzierbarem Gehalt an idiomorphem, nichtdetritischem Apatit (auffallend grosse Körner, prismatische Kristalle). Das Vorkommen liegt auf Grund geologischer Detailuntersuchungen und nach Bohrdaten aus der badischen Nachbarschaft (Erb, 1958) kaum mehr als 20 m über der Molassebasis, eher weniger.

Weitere tuffitische Mergel konnten trotz detaillierter Probenahme im ganzen in Frage kommenden Gebiet der oberen Süsswassermolasse längs der Randenverwerfung nicht mehr gefunden werden.

Interpretation der Untersuchungsergebnisse

Die Sanidin-Melanit-Apatit-Magnetit-Tuffitvorkommen liegen auf einer geraden, sehr schmalen Zone, die sich als Ergebnis einer Einstreuung einer windverblasenen Aschenfahne deuten lässt. Das Kristalltuffmaterial kann nur aus dem Hegau stammen, am wahrscheinlichsten aus einer Eruptionsstelle im Gebiet des Hohentwiel, wohin die Anordnungsrichtung der Vorkommen deutet und wo ein Hauptzentrum vulkanischer Aktivität lag. Die Flugdistanz betrug 15 bis 20 km.

Sanidin-Melanit-Tuffite waren bisher aus dem Hegau nicht bekannt. Die stratigraphische Lage der gefundenen Vorkommen in den Helicitenmergeln an der Basis der oberen Süsswassermolasse, die regional-geologischen Verhältnisse und nicht zuletzt der Mineralbestand deuten darauf hin, dass es sich um Auswirkungen der bisher ältesten bekanntgewordenen Hegaueruption handelt. Jedenfalls kann die tiefe stratigraphische Lage nicht etwa nur aus der nach N rasch abnehmenden Schichtmächtigkeit der Molasse erklärt werden.

Die für den Hegauvulkanismus sehr typischen basaltischen Hornblenden treten offenbar erst über dem ostschweizerischen bentonitischen Niveau auf und dominieren vor allem in den Deckentuffen. Die Verwandtschaft der Sanidin-Melanit-Apatit-Magnetit-Tuffite mit den Vulkaniten des Hegaugebietes ist aber doch sehr deutlich.

Die sanidin- und melanitfreien Magnetit-Apatit-Tuffite im Kanton Schaffhausen sind etwas weniges jünger, als die Sanidin-Melanit-Tuffite, gehören aber offensichtlich ebenfalls vorwiegend älteren Eruptionsphasen des Hegau an. Immerhin leiten sie schon zu dessen normalem Aschentypus über, in welchem

Apatit und Magnetit stets eine wesentliche Rolle spielen. Die beschriebenen Vorkommen führen nie Hornblende oder Augit. Im Hegau selbst konnte am Südhang des Hohenstoffel, in einem wenig über der ostschweizerischen Bentoniteinstreuung liegenden Tuffniveau, ebenfalls hornblendefreier Magnetit-Apatit-Tuff gefunden werden (Koord. 699070/292450/625). In einem tieferen Niveau finden sich aber auch dort bereits Hornblenden. Die Kombination Magnetit-Apatit scheint deshalb nicht niveautypisch zu sein, weshalb es durchaus möglich ist, dass auch die Magnetit-Apatit-Tuffite im Kanton Schaffhausen nicht gleich alt sind. Die Vorkommen auf der Randenhochfläche liegen in einem alten Hochgebiet, in welchem die Molassesedimentation sehr gering war, so dass dort sehr wohl Ascheneinstreuungen verschiedenen Alters im gleichen Niveau auftreten können. Auch die starke geographische Streuung der Vorkommen deutet in diese Richtung.

Aus den schaffhauserischen Tuffitvorkommen darf man mit Bestimmtheit schliessen, dass der Hegauvulkanismus mindestens schon zu Beginn der Sedimentation der oberen Süsswassermolasse einsetzte und somit während deren ganzer Dauer aktiv war. Das in seiner typischen Ausbildung einmalige Niveau der Helicitenmergel wird von BAUMBERGER (1934) ins Helvétien gestellt, was somit auch für die Sanidin-Melanit-Tuffite im Kanton Schaffhausen gelten müsste. Trotzdem möchte der Verfasser für diese nichtmarinen Bildungen die jedenfalls zutreffende stratigraphische Einstufungsbezeichnung «Basis der oberen Süsswassermolasse» vorziehen.

WICHTIGSTE LITERATUR

BAUMBERGER, E. (1934): *Die Molasse des Schweizerischen Mittellandes und Juragebietes.* Geol. Führer Schweiz, Fasc. I.

ERB, J. (1900): *Die vulkanischen Auswurfsmassen des Höhgaus.* Vjschr. Natf. Ges. Zürich, XLV.

ERB, L. (1931): *Erläuterungen zu Blatt Hilzingen der Geolog. Spezialkarte von Baden.* Bad. geol Landesanst., Freiburg i. Br.

– (1958): *Geologische Ergebnisse von drei Bohrungen auf Eisenerz im Hegau.* Mitt. bad. Landesver. Naturk. u. Naturschutz. N.F. 7, *2*/45.

HOFMANN, F. (1956a): *Die vulkanischen Erscheinungen auf schweizerischem Gebiet nördlich des Rheins in der Gegend von Ramsen (Kt. Schaffhausen).* Eclogae geol. Helv. *49*/1.

– (1956b): *Sedimentpetrographische und tonmineralogische Untersuchungen an Bentoniten der Schweiz und Südwestdeutschlands.* Eclogae geol. Helv. *49*/1.

– (1956c): *Die Obere Süsswassermolasse in der Ostschweiz und im Hegau.* Bull. Schweizer. Petrol. Geol. Ing. *23*/64.

– (1958a): *Das Bentonitvorkommen von Le Locle (Kanton Neuenburg).* Eclogae geol. Helv. *51*/1.

– (1958b): *Der Einfluss der Entstehungsbedingungen auf die Beschaffenheit toniger Sedimente an einem Beispiel aus dem Tertiär des Kantons Schaffhausen (Schweiz).* Verh. Internat. Sedimentologie-Kongress, Genf–Lausanne, 1958.

SCHALCH, F. (1908): *Erläuterungen zu Blatt Blumberg der Geol. Spezialkarte des Grossherzogtums Baden.* Bad. geol. Landesanst., Heidelberg.

– (1916): *Erläuterungen zu Blatt Wiechs–Schaffhausen der Geolog. Spezialkarte des Grossherzogtums Baden.* Bad. geol. Landesanst., Heidelberg.

GEOLOGISCHE KARTEN

ERB, L. (1931): *Geol. Spezialkarte von Baden. Blatt Hilzingen (Nr. 146).* Bad. geol. Landesanst., Freiburg i. Br.

SCHALCH, F. (1908): *Geol. Spezialkarte des Grossherzogtums Baden. Blatt Blumberg* (Nr. 133). Bad. geol. Landesanst., Heidelberg.

– (1916): *Geol. Karte des Grossherzogtums Baden. Blatt Wiechs–Schaffhausen* (Nr. 145). Bad. geol. Landesanst., Heidelberg.

5. – HUGO FRÖHLICHER (Olten): **Vergleich zwischen dem Faltungsstil der subalpinen Molasse und dem Old Red Ostgrönlands.** Erscheint in den Verhandlungen SNG. 1958.

6. — HANS BREDDIN (Aachen): **Die regionale tektonische Fossil- und Gesteinsdeformation in der Molasse der Ost- und Mittelschweiz.**

Dass in der Molasse der Schweiz tektonisch deformierte Fossilien auftreten, ist durch die Arbeiten von RUTSCH, BAUMBERGER und FANCK seit langem bekannt. Art und Ausmass der Verformung blieben jedoch bislang unerforscht. Im Paläozoikum des Rheinischen Schiefergebirges, wo verformte Fossilien weit häufiger und in grösserer Mannigfaltigkeit auftreten, ist es jedoch möglich gewesen, die Art der Deformation zu erkennen und die mathematischen Formeln für die Berechnung ihres Ausmasses abzuleiten. Die Ergebnisse über die Verformung der Fossilien beziehen sich zugleich auf die Gesteine, in denen die Fossilien eingeschlossen sind.

Die regionale tektonische Verformung der Gesteine (kurz auch «Regionaldeformation») umfasst ausser dem Rheinischen Schiefergebirge auch den Karbongürtel an seinem Nordrande, der von manchen auch «Ruhrmolasse» genannt wird, mit seinen praktisch so bedeutsamen Kohlenrevieren. Die Auffindung der «Regionaldeformation» als eines besonderen tektonischen Einengungsprozesses, der in diesen Gebieten der Bildung der Grossfalten in der Regel gefolgt ist und über sie hinaus Kleinfalten und Fältelungen hervorgerufen hat, führt zu einer Reihe von neuen Gesichtspunkten für die Tektonik dieser Bereiche, über die in den letzten Jahren mehrfach berichtet worden ist. Die im westdeutschen Varistikum gewonnenen Erkenntnisse lassen sich auch auf die deformierten Fossilien und Gesteine der Schweizer Molasse anwenden und führen auch dort zu einigen neuen tektonischen Erkenntnissen.

Die deformierten Fossilien aus der oberen Meeresmolasse (Burdigal und Helvet) von St. Gallen treten auf dem Nordflügel des Appenzeller Großsattels in nicht mehr weiter gefalteten Gesteinen auf, die mit etwa 20–30° nach Norden einfallen. Wie man besonders an den auf den Schichtflächen ausgebreiteten Cardien erkennen kann, sind sie in der Richtung des Generalstreichens gestreckt. Die Streckung entspricht der Verformung eines Kreises auf der Schichtfläche zu einer Ellipse mit dem Achsenverhältnis 0,7:1. Diese Verformung kann im wesentlichen nur durch eine Verkürzung des Gesteins in der Richtung quer zum Generalstreichen und quer zur Schichtfläche hervorgerufen worden sein, die zum Teil durch Raumverlust, zum Teil durch Auslängung in der quer zur Verkürzungsrichtung stehenden Ebene (der Deformationsebene) ausgeglichen wurde. Sie entspricht der «zweiachsigen» Deformation (Kugel zu Rotationsellipsoid mit kurzer Achse) des Rheinischen Schiefergebirges und der Kohlenreviere an seinem Nordrande. Im Gegensatz hierzu sind die bekannten Fischschiefer von Matt und Engi (Kt. Glarus) dreiachsig deformiert (Kugel zu dreiachsigem Ellipsoid). Der Verkürzungswert auf der Schichtfläche von 0,7 entspricht, auf den Raum umgerechnet, bei einem angenommenen Raumverlust von 19% einer Querverkürzung um 25% und einer Seiten- und Hochlängung von 5%.

Bemerkenswert ist, dass in der Molasse auch die lithologischen Erscheinungen der Gesteinsdeformation, wie sie am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges und in der Ruhrmolasse auftreten, aufgefunden werden konnten. So ist transversale «Schiefrigkeit» (Clivage) als steil südfallende, parallelflächige Absonderung auch in ganz flachgelagerten Mergeln der Molasse besonders im Gebiet ost- und südostwärts St. Gallen nicht selten. Noch häufiger ist der «Stengelbruch», die einfachste Auswirkung der Regionaldeformation in tonigen Gesteinen. Gelegentlich finden sich auch für die Gebiete der Regionaldeformation allgemein bezeichnenden «selektiven Kleinfalten» und zwar in solchen Sandsteinen, die vorher bereits verfestigt waren.

Als weitere typische Begleiterscheinung der Regionaldeformation kommen in der Molasse der Schweiz auch Mineralgänge vor und zwar in Form von Calcitgängen in Sandsteinen, insbesondere südlich von St. Gallen. Aus der Art ihres Auftretens lässt sich die Schlussfolgerung ziehen, dass die Gesteine bei der Regionaldeformation nach allen Seiten gleichmässig ausgelängt worden sind, also nicht nur nach oben, sondern auch im Streichen.

Aus den Untersuchungen an Gesteinen und Fossilien ergibt sich die Folgerung, dass die Regionaldeformation der Gesteine bei St. Gallen vorwiegend unter Raumverlust bei relativ geringer allseitiger Auslängung vor sich gegangen sein muss. Eine solche Verkürzung im Gebiet von St. Gallen (um ca. 25%) kann nur auf Kosten des Porenraums geschehen sein. Daraus ergibt sich, dass die regionale Gesteinsdeformation zur Verfestigung der Gesteine geführt hat. (Verlust der Plastizität bei den Tonen, Ausbildung eines Bindemittels in Sandsteinen und Konglomeraten nach dem Rieckeschen Prinzip der Umkristallisation unter Druck.) Die Verfestigung der Gesteine (auch der Nagelfluhen) ist also in den Molassegebieten nicht so sehr auf statischen Vertikaldruck überlagernder Schichten, als auf «orogenen» seitlichen Druck zurückzuführen.

Die Deformation der Fossilien lässt sich auch in der Molasse des schweizerischen Mittellandes nachweisen. Die Molassefossilien, die in den Sammlungen von Zürich, Basel, Luzern und St. Gallen aus diesem Gebiet in grosser Zahl und von vielen Fundpunkten vorliegen, sind fast sämtlich tektonisch verkürzt und zwar auf ein Ellipsenachsenverhältnis zwischen 0,60 und 0,85. Da die Lagerung überall sehr flach ist, ergibt sich daraus eine Verkürzung des gesamten Molassegebietes des Schweizer Mittellandes um Beträge, die zwischen 13 und 30% betragen und im Durchschnitt etwa 20% ausmachen. Die regionale Gesteinsdeformation an Hand verformter Fossilien lässt sich nach Norden bis in das Becken von Délémont (Schweizer Jura) nachweisen.

Die Verkürzung der Molasse an der Oberfläche des Schweizer Mittellandes um etwa 20% muss sich auch auf die unterlagernden Schichten irgendwie ausgewirkt haben. Man könnte sich vorstellen, dass dies durch Faltung der tieferen, bereits vor Einsetzen der Deformation diagenetisch stärker verfestigten Molasseschichten und der bereits voll verfestigten Jurakalke geschehen ist. Der ermittelten durchschnittlichen Verkürzung der Molasse um 20% würde in diesem Falle ein Aufrichtungswinkel von 37° in den Jurakalken entsprechen. Es ist aber auch denkbar, dass die Verkürzung sich durch Schuppung oder Abscherung der Molasse über den Jurakalken ausgewirkt hat. Faltenjura und Alpen erscheinen

jedenfalls tektonisch weniger scharf voneinander getrennt, als es bisher erscheinen konnte.

---

7. — Héli Badoux et Yvan Guigon (Lausanne): **Présence du Flysch cénomanien de la Simme dans les Préalpes valaisannes**[1]). Avec 3 figures dans le texte.

INTRODUCTION

En 1938, Elie Gagnebin signalait la présence d'un lambeau de recouvrement de la nappe de la Simme, pincé dans un synclinal des Préalpes médianes, au col de Queffait (10 km au SW de St-Gingolph). Malgré de patientes recherches dans le reste du Chablais, cette découverte demeura unique jusqu'en 1949. A cette date, Y. Guigon, qui étudiait l'arrière pays de St-Gingolph, découvrit un nouvel affleurement de Poudingue de la Mocausa. Malgré la position tectonique bizarre du poudingue, il n'hésite pas à l'attribuer à l'unité supérieure de l'édifice préalpin – la nappe de la Simme. L'autre signataire de cette note a eu l'occasion de compléter l'étude de ce lambeau curieux, lors du levé géologique des Préalpes valaisannes.

Comme le précise le titre de cet article, il ne sera question ici que du Flysch cénomanien de la Simme. Le Flysch à helminthoïdes, d'âge probablement maestrichtien en est exclu, bien qu'il se rattache peut-être à la même unité.

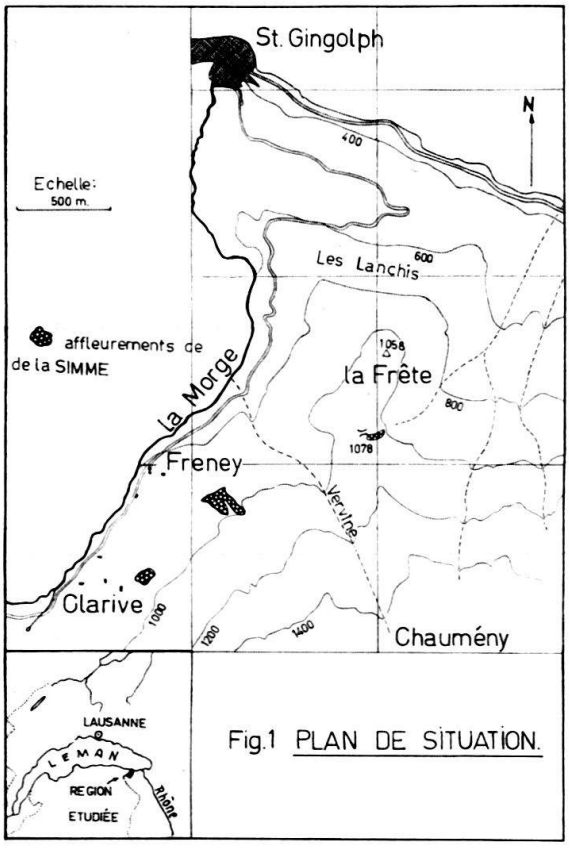


Fig.1 PLAN DE SITUATION.

La région qui retiendra notre attention est le versant droit de la vallée de la Morge. Ce torrent, qui se jette dans le Léman à St-Gingolph, sert de frontière

[1]) Publié avec l'autorisation de la Commission Géologique Suisse, et avec l'appui du Fonds national suisse pour la recherche scientifique.

entre la Suisse et la France. Des pentes raides et régulières, qui descendent du massif Chaumény-Grammont, se détache un éperon boisé qui domine St-Gingolph; c'est la Frête (ou Fritaz, ou Frette, ou Mont Cornin). Il culmine à 1106 m d'altitude et se soude au S par un col peu marqué (alt. 1078 m) à l'arête septentrionale de la Pointe de Chaumény (voir fig. 1).

APERÇU GÉOLOGIQUE

La montagne boisée de la Frête est taillée dans un syclinal à cœur bajocien. Le Trias du flanc N du pli chevauche l'Ultrahelvétique et la Molasse rouge de St-Gingolph. Vers le S, il se redresse à la verticale, puis se renverse et sort en l'air immédiatement au N du col 1078. Le synclinal, compliqué par des failles et des replis secondaires, montre une série stratigraphique complète du Trias au Bajocien, peu puissante et déposée en eau relativement profonde. Le Trias (cornieule et calcaire dolomitique) et le Rhétien (schistes noirs à lumachelles) ont leurs faciès habituels. L'Hettangien présente la succession normale: schistes dolomitiques bigarrés, grès glauconieux, calcaires et schistes, puis finalement les calcaires massifs clairs du niveau f. Le Sinémurien et le Lias moyen, non datés paléontologiquement, sont représentés, le premier par des calcaires sombres finement spathiques à silex en bancs de 10 à 100 cm, le second par des calcaires siliceux foncés, dépourvus de silex, et des schistes. Il passe vers le haut à des marnes grenues à intercalations de calcaires argileux et localement siliceux. Des *Harpoceras* permettent de reconnaître à la base de cette série le Toarcien alors que son sommet appartient déjà au Bajocien.

Au S du col de la Frête, dans les pentes tombant de la Pointe de la Chaumény affleure une série de couches, plongeant au S de 45° en moyenne et dont le faciès et la puissance diffèrent de celle de la Frête. On retrouve bien à sa base le Trias et le Rhétien semblables, mais au-dessus tout change. D'abord l'Hettangien et le Sinémurien font défaut et le Lotharingien transgresse directement sur le Rhétien. Le Lotharingien est formé d'une grande épaisseur de calcaire spathique grossier, blanc, rose ou rouge, localement dolomitisé, ailleurs coupé de hard grounds et de filets d'argile plastique rouge. Il passe graduellement au Lias moyen toujours spathique, mais de pâte beige ou grise et se chargeant vers le haut de silex noirs. Avec l'apparition des schistes débute le Lias supérieur; les calcaires intercalés ont une pâte plus fine, sombre, très dure; la surface des bancs est ornée de silex anguleux ou curieusement anastomosés. Puis les accidents siliceux disparaissent, dans les schistes marneux brunâtres s'intercalent des bancs de calcaire fin fétide et de calcaire oolithique à gravillons dolomitiques: c'es le Dogger intermédiaire de Peterhans. Vers le haut, les bancs calcaires prennent de plus en plus d'importance, la pâte s'éclaircit, les schistes disparaissent, la pente se redresse en une paroi zèbrée de cassures, ainsi se fait le passage au Malm.

Le col de la Frête apparaît à première vue comme un anticlinal érodé, dont les deux jambages triasiques ne se rejoindraient pas. En effet, une mince bande de Flysch les sépare. La position de ce dernier, sous les Médianes, pousserait à l'attribuer à une des nappes plus basses de l'édifice alpin, probablement à l'Ultrahelvétique. Nous verrons plus loin que cela est discutable. L'anticlinal du col de la

Frête est lui aussi sujet à caution, ce que laisse déjà pressentir la différence stratigraphique marquée des deux flancs (voir fig. 2).

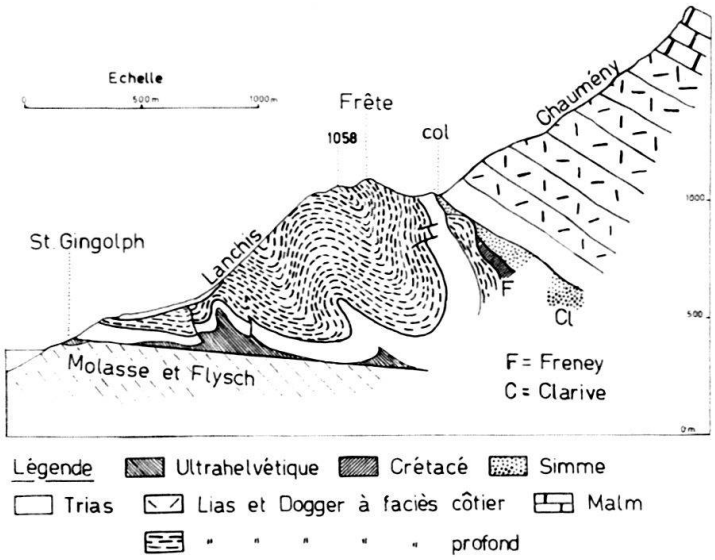


Fig. 2 Coupe méridienne de la région

LES POUDINGUES ET LE FLYSCH DE LA MOCAUSA

Le flanc oriental du vallon de la Morge, entre Clarive et Freney, est occupé par du Quaternaire: moraine locale et éboulements. Le Trias de base de la série méridionale apparaît sporadiquement entre les cotes 1050 et 1080, formant dans la forêt des pointements ruiniformes. Le Rhétien, qui normalement recouvre la cornieule et les calcaires dolomitiques, est masqué par des éboulis, issus des pentes rocheuses, déterminées par le Lias, le Dogger et le Malm qui forment le haut du versant.

C'est au-dessous de la bande triasique, mais sans contact avec elle, que se situe l'affleurement de poudingue de la Mocausa, découvert par Y. Guigon. On peut y accéder par un sentier s'élevant dans la forêt vers le NE à partir du chalet supérieur de Clarive (cote 915). A une centaine de mètres du chalet, le sentier débouche dans une clairière marécageuse. Un talus la domine; il est déterminé par la présence du poudingue (coord. 550750/135400). A vrai dire, l'affleurement est mauvais, on y voit des blocs déchaussés de poudingue de la Mocausa, accompagnés d'un peu de grès et de schistes. Il est entouré de tous côtés par des éboulements. On serait tenté d'attribuer à cette concentration locale une origine glaciaire, si la moraine n'était partout ailleurs, dépourvue de blocs de poudingue de la Mocausa. Il s'agit bien de roche en place.

Le poudingue est constitué par des galets arrondis de 1 à 5 cm de diamètre, réunis par un ciment calcaire, jaune, contenant des débris anguleux de quartz et des grains de calcaires ou de silex. Les éléments sont surtout carbonatés: calcaires dolomitiques ou dolomies diverses dont la surface est parfois soulignée par un encroûtement d'ankérite, calcaires gris ou blancs, certains à grain très fin sans traces d'organismes, d'autres contenant des radiolaires ou des spicules d'éponges. Les calcaires grumeleux sont rares; en plaque mince, l'un deux s'est révélé être un calcaire liasique à Spirilines; les silex sont plus abondants que les radiolarites

vertes ou rouges. Nous avons trouvé dans une de nos préparations, un fragment de mélaphyre dont les trous sont remplis de chlorite et la pâte de la roche envahie de calcite. Il ne serait pas sans analogie avec certains mélaphyres triasiques du Sud des Grisons, au dire de M. Marc Vuagnat, qui a bien voulu examiner cette roche bizarre, ce dont nous le remercions.

Les grès sont fins, charbonneux et les marnes grossières. Dans ces dernières nous avons trouvé quelques exemplaires bien conservés de *Rotalipora apenninica* (Gandolfi) accompagnés de petites globigérines. L'âge cénomanien confirme l'attribution des poudingues de Clarive au Flysch de la nappe de la Simme.

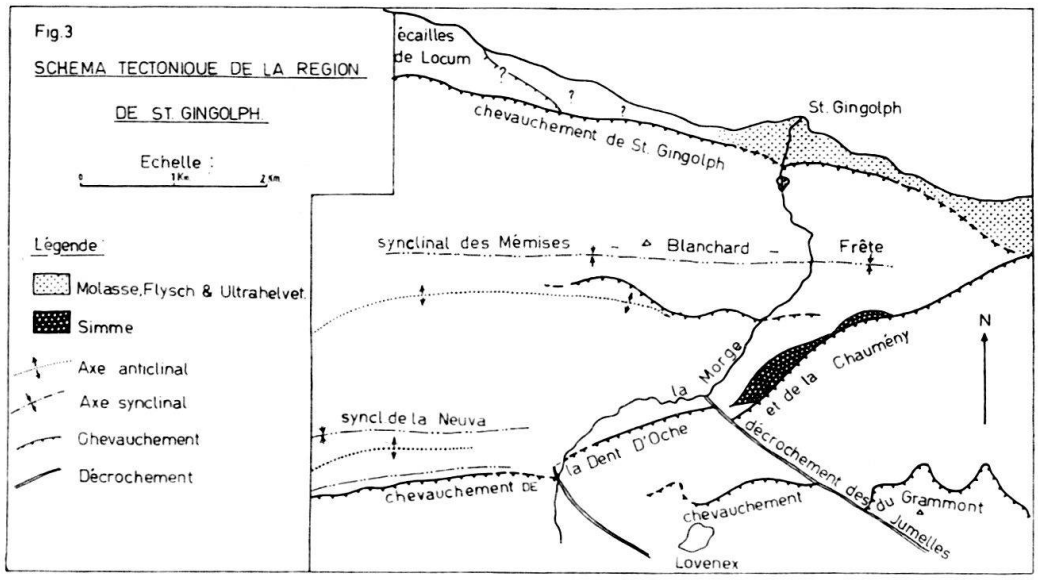
Interrompus sur 500 m environ, les affleurements repprennent au NE dans la forêt dominant les prés de Freney. Ils débutent à la cote 880 m par une paroi de calcaire à silex néocomien. Les couches, qui plongent au S de 30°, sont recouvertes à leur extrémité septentrionale par le Maestrichtien peu épais et les marnes rouges à Globorotalia du Paléocène. Par dessus, en contact mécanique, vient le Flysch. Il repose en effet sur le Paléocène à une des extrémités de la paroi, alors qu'à l'autre (S), il est directement en contact avec le Néocomien. Le Flysch affleure surtout dans les couloirs; il monte dans celui qui vient de la Case à Charles jusqu'à la cote 1010 m. A sa base se trouvent des lentilles de grès très écrasées dans les schistes, plus haut les marnes semblent dominer. Dans ces grès se reconnaissent bien deux catégories, ce qui souligne la complexité de cette zone.

L'une assez rare, comprend des grès fins à ciment calcaire, chargés, en plus du matériel détritique ordinaire, de quelques débris de diabases spilitiques Ces grès verts sont absolument identiques à ceux du Rupélien exploités dans la carrière située à la sortie SE du Bouveret.

A la seconde catégorie, appartiennent des grès fins et des grès microconglomératiques. Ces derniers sont pauvres en quartz, mais riches par contre en grains calcaires et siliceux. On y reconnaît les mêmes espèces de roches que dans le poudingue de la Mocausa. Cette fois, ce Flysch Simme est indiscutablement en place. Il est toujours, comme le poudingue de Clarive, sous la masse normale de la Chaumény, mais on connaît cette fois son substratum. Il chevauche sur une lame en position normale et qui appartient d'après ses faciès à la nappe des Préalpes médianes. C'est là sans doute un recouvrement tardif (nous voulons dire par là postérieur à l'écoulement de la Simme dans le bassin des Médianes) pendant lequel la Simme a dû raboter le Flysch subhelvétique et en entraîner quelques copeaux vers le haut.

Le Flysch réapparaît pour la dernière fois dans le couleur à l'E du col de la Frête. C'est un ensemble de marnes de grès fin charbonneux profondément altérés. Nous n'y avons pas trouvé de microfaune cénomanienne, ni de poudingue de la Mocausa. Ce n'est en tous cas pas du Flysch subhelvétique. Sa position analogue à celle des deux précédents affleurements nous porte à l'attribuer également à la nappe de la Simme. Cependant, il n'y a certainement pas de liaison directe entre eux. En effet, dans le couloir de la Vervine, entre les cotes 900 et 1000 m, une série liasique entre directement en contact avec le Trias méridional. C'est une série renversée d'Hettangien et de Sinémurien, partiellement recouverte de tufs. Par son faciès, elle s'apparente à celle de la Frête.

La série de Chaumény ou série méridionale, est donc limitée vers le bas par un plan de chevauchement important, sous lequel sont prises des écailles appartenant aux Médianes et à la Simme. Vers l'E, il se suit jusque dans la région du Bouveret. Bien que le contact ne soit pas visible, il est probable qu'il touche directement la Molasse rouge. Vers l'W, il se poursuit sur la rive sud de la Morge et longe ensuite le pied N de la Dent d'Oche. Là, le Trias chevauchant repose sur le Crétacé supérieur (voit fig. 3).



Entre Bouveret et St-Gingolph, la masse de la Frête apparaît sous le chevauchement Dent d'Oche–Chaumény. C'est donc un élément frontal supplémentaire des Préalpes médianes. Et c'est son Trias de base qui chevauche en discordance sur la Molasse et l'Ultrahelvétique. Le plan de chevauchement, bien visible dans la région de St-Gingolph, se poursuit presque horizontalement vers l'W. E. Peterhans (1923) et E. Gagnebin (1944) ont montré que sous lui apparaît un paquet de terrain de faciès médianes, les écailles de Locum. Il y a donc 3 éléments qui se relaient de l'E vers l'W pour former le front de la nappe des Médianes: la masse de la Chaumény, celle de la Frête et les écailles de Locum (figure 3).

Revenons à la Frête. Le synclinal qui la constitue a un axe qui se prolonge vers l'W directement dans le Blanchard et les Mémises. Mais le synclinal des Mémises n'est plus, comme celui de la Frête, en contact avec la masse chevauchante Chaumény–Dent d'Oche; deux synclinaux et deux anticlinaux complexes, les séparent. Ces éléments nouveaux plongent et disparaissent sous le chevauchement Chaumény, et les copeaux de Simme et des Médianes que nous venons de décrire sur la rive droite de la Morge, en sont les ultimes témoins vers l'E.

Ainsi pour tenter d'expliquer ce bizarre affleurement de poudingue nous avons été amenés à déborder largement le cadre étroit du vallon de la Morge. La solution proposée n'est peut-être pas la seule possible et bien des points de cette région complexe ont été passés sous silence. En ce qui concerne le Flysch cénomanien, un problème reste sans solution; c'est celui des relations entre les affleurements de la Morge et celui du col de Queffait. La question est à l'étude.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

PETERHANS, E. (1923): *Sur la tectonique des Préalpes entre Meillerie et St-Gingolph (Haute Savoie)*. Bull. Soc. géol. France (4), *23*, p. 51–56, 1923.

– (1926): *Etude du Lias et des géanticlinaux de la nappe des Préalpes médianes etc.* Mém. Soc. Helv. Sc. nat. *62*, no. 2.

GAGNEBIN, E. (1939): *Découverte d'un lambeau de la nappe de la Simme dans les Préalpes du Chablais.* C. R. Acad. Sc. Paris *208*, p. 822.

– (1944): *Présence du Barrémien ultrahelvétique à St-Gingolph (Valais)*. Eclogae geol. Helv. *37*, no 2, p. 195 à 197.

---

8. – WERNER BRÜCKNER (Achimota, Gold Coast): **Afrikanische Quartärprobleme.**

Kein Manuskript eingegangen.

---

9. — HENRI J. OERTLI[1]) et MARTIN ZIEGLER[2]): **Présence d'un Séquanien lacustre dans la région de Pontarlier[3])** (Département Doubs, France). Avec 2 figures dans le texte et 1 planche (I).

INTRODUCTION

Tout récemment, MAURICE MATTAUER a fait part de sa découverte de niveaux lacustres dans le Kimméridgien du Jura central[4]). Il s'agissait de trois niveaux «conglomératiques», l'un d'eux étant surmonté par un calcaire à Ostracodes, Gastéropodes et Charophytes.

La découverte – grâce à la microfaune – d'un niveau incontestablement lacustre dans les séries *séquaniennes* de la même région vient compléter ces informations nouvelles sur la paléogéographie du Jurassique car, comme le Kimméridgien, le Séquanien de cette région avait toujours été considéré comme entièrement marin.

Pendant l'été 1957, l'un de nous (M. ZIEGLER) a eu l'occasion d'étudier la géologie du Jura français près de la frontière suisse, entre Pontarlier et Morteau. La stratigraphie du Séquanien et ses transitions vers la base et le toit ont tout spécialement été étudiés (le «Séquanien» correspond dans le Jura à une série définie lithostratigraphiquement; voir ZIEGLER 1956[5]). – Une grande partie des échantillons marneux ont été confiés à l'autre, pour en étudier la faune d'Ostracodes. Au milieu d'un de ces profils, les lavages ont décelé une couche lacustre, contenant de très nombreux Charophytes et Ostracodes. La microfaune aurait fait penser à un niveau purbéckien, s'il n'y avait pas eu une certitude quant à l'âge des formations échantillonnées. Bien que le profil se trouve ici dans une série tectoniquement déformée, il s'agit bien d'une intercalation limnique en place et non d'une écaille tectonique de couches plus récentes.

---

[1]) Compagnie d'Exploration Pétrolière, Chambourcy (S & O).

[2]) Laboratoire de géologie de l'Ecole Polytechnique Fédérale, Zurich.

[3]) Imprimé avec l'appui du Fonds national suisse pour la recherche scientifique.

[4]) MATTAUER, M. (1958): *Présence de brèches à cailloux noirs et de calcaires lacustres dans le Kimméridgien du Jura central.* C. R. Soc. géol. France *3*, p. 47–49.

[5]) ZIEGLER, P. A. (1956): *Geologische Beschreibung des Blattes Courtelary.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *102*.

STRATIGRAPHIE

La position du profil «les Combottes» est précisée par les coordonnées suivantes de la «Carte de France» 1:50000, Feuille «Morteau»: 915,750/240,100. Le profil se trouve dans une tranchée de la ligne Besançon–Morteau, environ 4 km au Nord de la gare de Gilley, qui se trouve elle-même 17 km au Nord-Est de Pontarlier (voir figure 1).

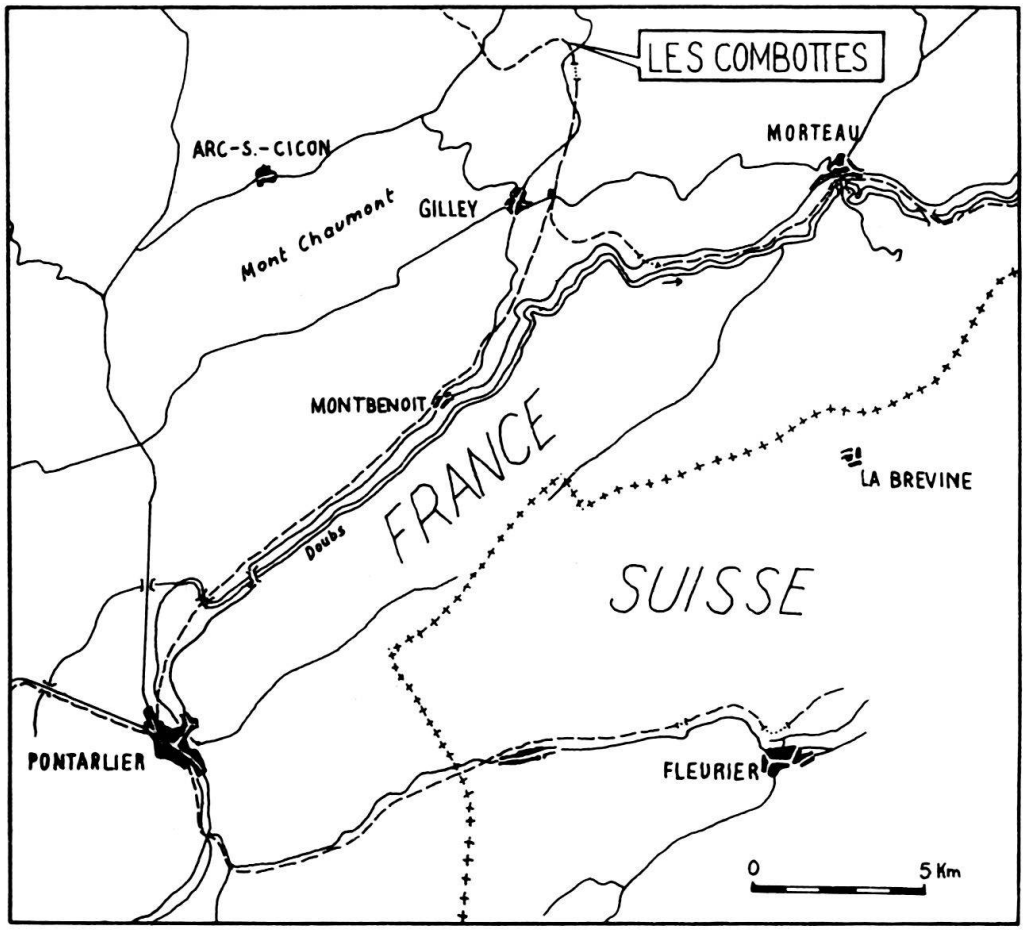


Fig. 1. Situation de la coupe décrite

Le passage de la voie ferrée traverse des couches verticales qui commencent par une dépression des argiles oxfordiennes et qui se termine par les calcaires kimméridgiens. Bien que ce profil se trouve également sur le versant Nord d'un pli anticlinal plutôt pincé, l'épaisseur des couches en n'est que faiblement diminuée, du moins en ce qui concerne les couches compétentes.

Profil (voir fig. 2).

La base au Sud est couverte par la végétation.

1	46,20 m	Calcaire zoogène, jaune-beige avec débris de coraux, en partie oolithique; pas de stratification à cause d'un dérangement tectonique.
2	0,95 m	Calcaire compact avec intercalations de marnes. Ostracodes: *Schuleridea* sp. et autres espèces indéterminables.
3	2,90 m	Calcarénite, beige, echinodermique, spatique avec débris de coraux.
4	6,40 m	En bas: Calcaire oolithique–calcarénitique, en bancs minces. Au milieu: Calcaire marneux à grains plutôt fins. En haut: zone de marnes sur un calcaire à banc épais, légèrement spatique. Ostracodes: *Schuleridea* sp.

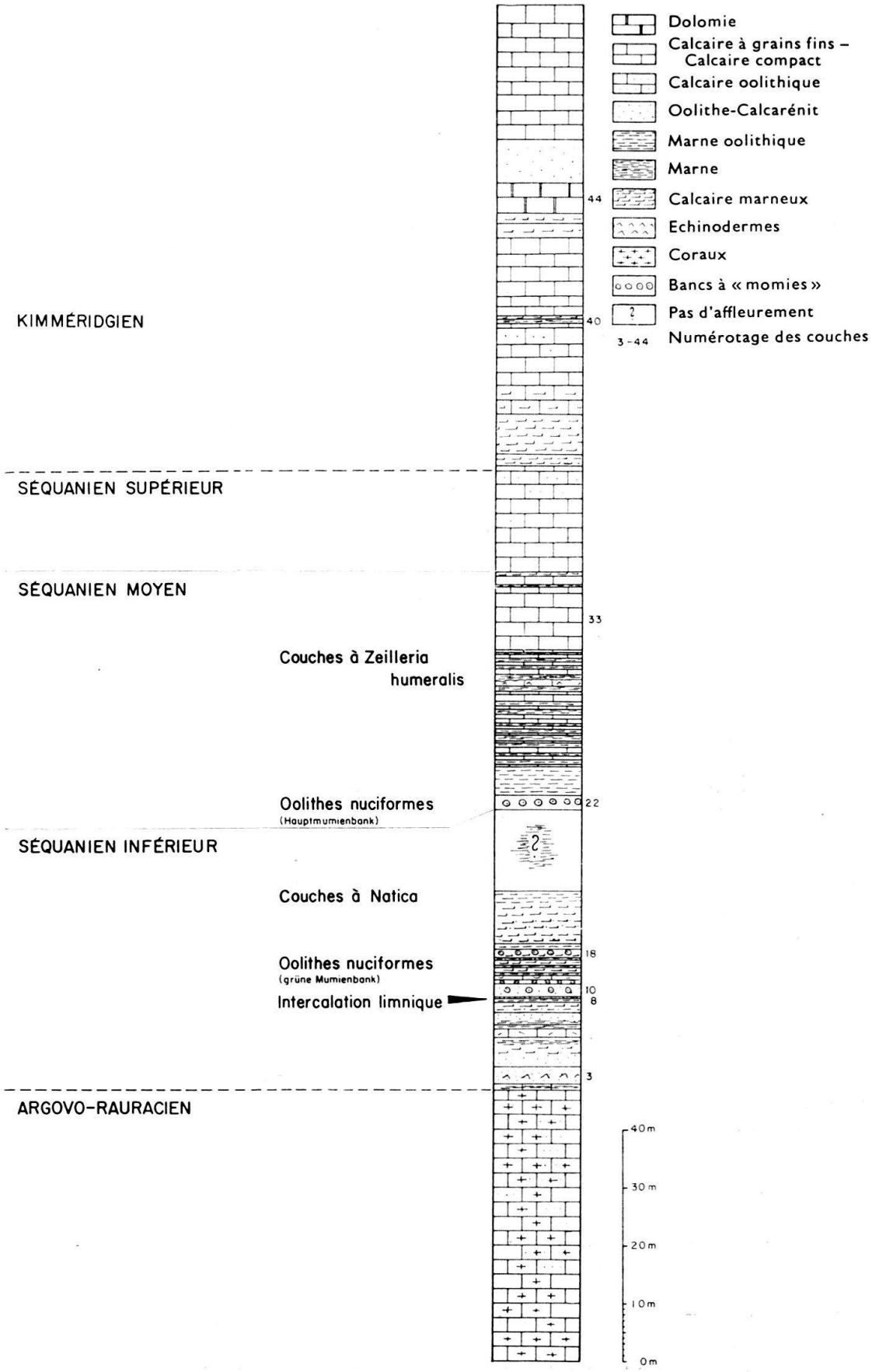


Fig. 2. Coupe «Les Combottes»

5	0,40 m	Couche marneuse avec deux petits lits calcaires de 5 cm env. Ostracodes: *Schuleridea triebeli*, indet. gen. sp. 1, *Cytherura* sp.
6	2,35 m	Banc épais, en bas plutôt marneux, en haut plutôt oolithique avec ciment cristallin-calcitique, brun-beige, limonitisé.
7	1,60 m	Banc marneux, finement lité, en bas plutôt oolithique.
8	0,50 m	Zone de marnes, gris-beige. Microfaune: Charophytes, *Paracypria* ? sp., «*Metacypris*» sp., *Darwinula* sp., et autres formes indéterminables.
9	0,15 m	Calcarénite avec points noirs (Glauconie ?).
10	2,20 m	Banc de calcaire brun-beige, oolithique avec quelques débris de coquillage, avec des ooïdes géants à ooïdes nuciformes.
11	0,50 m	Banc à oolithe nuciforme à grains fins, gris-olive, avec des amas de débris zoogènes. Les «momies» (des concrétions d'algues calcaires) entourent souvent de gros débris calcaires.
12	0,95 m	Calcaire compact, gris-blanc, zoogène.
13	0,35 m	Argile grise (altérée ?).
14	0,90 m	Banc de calcaire marneux, devenant plus compact vers le haut, avec de la glauconie.
15	0,30 m	Argile grise (altérée ?).
16	0,75 m	Calcaire marneux, transition à partir de la base. En haut calcaire esquilleux, gris avec imprégnations diffuses de limonite.
17	0,45 m	Dépression; marnes avec ooïdes de limonite.
18	1,20 m	Transition lente vers un calcaire marneux à ciment de couleur olive, grands ooïdes passant à des petites «momies». Ces «momies» entourent en général des débris de coquillage ou autres restes de fossiles. Deux Nérinées ont été observées à la surface de la couche.
19	1,45 m	Dépression marneuse recouverte de végétation. Ostracodes: *Schuleridea triebeli* (STEGHAUS 1951), indet. gen. sp. 1, *Macrodentina* (*Macrodentina*) *punctata* OERTLI 1957, *Amphicythere* (*Amphicythere* ?) *confundens* OERTLI 1957.
20	9,40 m	Banc épais de calcaire marneux avec de grands ooïdes de limonite et des lits dispersés d'ooïdes marneux. Ostracodes: *Schuleridea triebeli* (STEGHAUS 1951), *Eocytheropteron* aff. *decoratum* (SCHMIDT 1954), *Polycope* sp., *Macrodentina* (*M.*) *punctata* OERTLI 1957, Ce banc disparaît lentement vers le haut; de la zone désormais recouverte de marnes se dressent des têtes de couches d'une épaisseur de 30–50 cm, qui se composent de calcaire compact, vert-olive. Le contenu de marnes augmente vers le haut dans les couches dures qui renferment des Nérinées, des Naticidés et des Pectinidés.
21	14,10 m	Zone marneuse, recouverte de végétation.
22	2,30 m	Banc de «momies». Calcaire compact à la base, puis avec taches blanches et en haut de nouveau du calcaire compact.
23	4,60 m	Zone marneuse recouverte de végétation.
24	3,30 m	Alternance de bancs de 40 à 50 cm de calcaire compact et de zones marneuses recouvertes de végétation.
25	4,85 m	Alternance de bancs calcaires et de zones marneuses. Au début, les zones marneuses sont plus épaisses que les bancs calcaires. Vers le haut espacés régulièrement de 10 cm.
26	0,80 m	Un banc de calcaire compact gris-olive.
27	4,10 m	Zone marneuse passant vers le haut à un calcaire compact, esquilleux, gris et en plaques; tectoniquement dérangé.
28	0,70 m	Zone marneuse avec des petits lits de calcaire compact (de 5 à 10 cm). Ostracodes: *Amphicythere* (*A* ?) *confundens* OERTLI 1957 et autres espèces indet.
29	0,65 m	Banc fossilifère, calcaire spatique à Crinoïdes avec Brachiopodes. Surface onduleuse à nodules.
30	1,05 m	Dépression, marnes avec bancs compacts de calcaire. On a trouvé quelques Rhynchonellidés et Térébratulidés éparses. Ostracodes: *Amphicythere* (A ?) *confundens* OERTLI 1957, indet. gen. sp. 1, *Macrodentina* (*M.*) *punctata* OERTLI 1957.

31	0,45 m	Trois horizons en plaques («zopfplattenartig») de calcaires compacts, esquilleux et gris.
32	3,00 m	Dernière alternance calcaires-marnes, plus d'intercalations marneuses vers le haut, seules quelques zones en plaques minces et feuilletées.
33	10,80 m	Calcaire compact, jaune-blanc, esquilleux, parfois zoogène.
34	0,30 m	Zone d'intercalation de calcaire schisteux, beige et de marnes schisteuses.
35	1,50 m	Calcaire limonitique, compact, beige.
36	0,90 m	c. f. no. 34.
37	18,20 m	Calcaire compact, jaune-gris, esquilleux avec quelques ooïdes éparses, zone fortement faillée.
38	1,80 m	Calcaire marneux gris-jaune blanchâtre avec des zones de marnes calcaires.
39	22,15 m	Calcaire marneux gris-jaune blanchâtre avec un reflet vert. La roche devient de plus en plus compact vers le haut, plus esquilleuse et beige, puis légèrement oolithique.
40	0,50 m	Zone de marnes gris-jaune avec de petites huîtres.
41	0,50 m	Calcaire marneux, limonitique, gris-jaunâtre.
42	3,00 m	Calcaire esquilleux, jaunâtre, à grains fins, avec de petits restes de bivalves.
43	14,30 m	Calcaire blanc-jaunâtre compact, devenant vers le haut jaunâtre et plus marneux.
44	4,90 m	Dolomie blanc-jaune, brillante, fortement veinée.
45	7,40 m	Oolithe blanche, presque crayeuse.
46	22,90 m	Calcaire compact, beige, avec des veines de calcite.

La thèse de P. A. Ziegler (1956) permet d'interpréter le profil décrit ci-dessus.

Les calcaires à coraux, en partie oolithique, du Rauracien, ou d'après Ziegler (profil no. 5) du Séquanien inférieur, forment la couche la plus basse du profil. Au-dessus les zones de marnes alternent avec les calcaires marneux qui comprennent deux bancs distincts de «momies», dont le supérieur, à ciment olive, devrait correspondre au banc à oolithes nuciformes vert (grüne Mumienbank) de Ziegler (profil no. 10 et 18). La partie supérieure du Séquanien inférieur, les marnes à *Natica*, contiennent également ici des Nerinées et des Naticidés. De la partie supérieure, n'affleurant pas – qui se compose vraisemblablement surtout de marnes – n'apparaît qu'un banc de 2,30 m d'épaisseur de calcaire gris-brun clair à grains fins avec des «momies» distinctes. On pourrait reconnaître ici le banc à oolithes nuciformes principal (Haupt-Mumienbank) qui forme la base du Séquanien moyen. Puisque le toit n'affleure que par endroits, on n'a pas pu trouver «d'oolithe rousse». L'alternance de zones marneuses et de petits bancs calcaires se trouvant au-dessus correspond probablement à la transition des marnes à *Zeilleria humeralis* à calcaires à *Z. humeralis*. La limite supérieure du Séquanien est difficile à déterminer, car «l'oolithe de Sainte-Vérène» caractéristique du Séquanien supérieur, est remplacé ici au Sud par des calcaires blancs, crayeux, et d'autre part on trouve également des calcaires oolithiques dans le Kimméridgien.

L'horizon limnique se trouve donc clairement dans le Séquanien inférieur, 33 mètres sous le banc à oolithe nuciforme principal (ou tout du moins sous le banc à «momies» supérieur du profil).

PALÉONTOLOGIE

La microfaune de la couche lacustre se compose de plusieurs centaines de Charophytes (l'échantillon lavé pesait 500 g environ) et d'Ostracodes; les Charophytes y dominent largement. D'après K. Maedler, Hanovre, spécialiste des Charophytes mésozoïques, qui a bien voulu étudier notre faune, il s'agit surtout de *Poro-*

chara raskyae MAEDLER, espèce répandue au Jurassique supérieur d'Europe occidentale. Deux autres espèces ressemblent l'une à *Aclistochara minima* MAEDLER, l'autre à *Aclistochara latisulcata* PECK; toutefois, cette dernière pourrait être aussi une espèce de *Porochara*. – Nous n'avons pu trouver que trois individus appartenant à l'ordre des Foraminifères, dont une *Quinqueloculina* sp.; les deux autres formes ne sont pas déterminables avec certitude. Les Gastéropodes sont représentés par un petit moule interne.

Tandis que les Charophytes sont assez bien conservés, quoique parfois un peu déformés, les Ostracodes par contre – dont on a pu isoler au moins une dizaine d'espèces – sont presque tous en assez mauvais état: déformés, corrodés, en partie à l'état de moules internes. C'est pour cette raison et par manque de références sur les formes lacustres mésozoïques que les déterminations restent fragmentaires; nous avons tout juste pu identifier des représentants du genre *Darwinula* et d'une espèce qui appartient probablement à «*Metacypris*». La présence du genre *Paracypria* est possible. Sur la taxionomie des autres espèces, nous n'osons pas nous prononcer. Toutefois, par comparaison avec des faunes lacustres d'ailleurs, il est indiscutable que toutes ces espèces vivaient dans un milieu lacustre; les genres marins font complètement défaut.

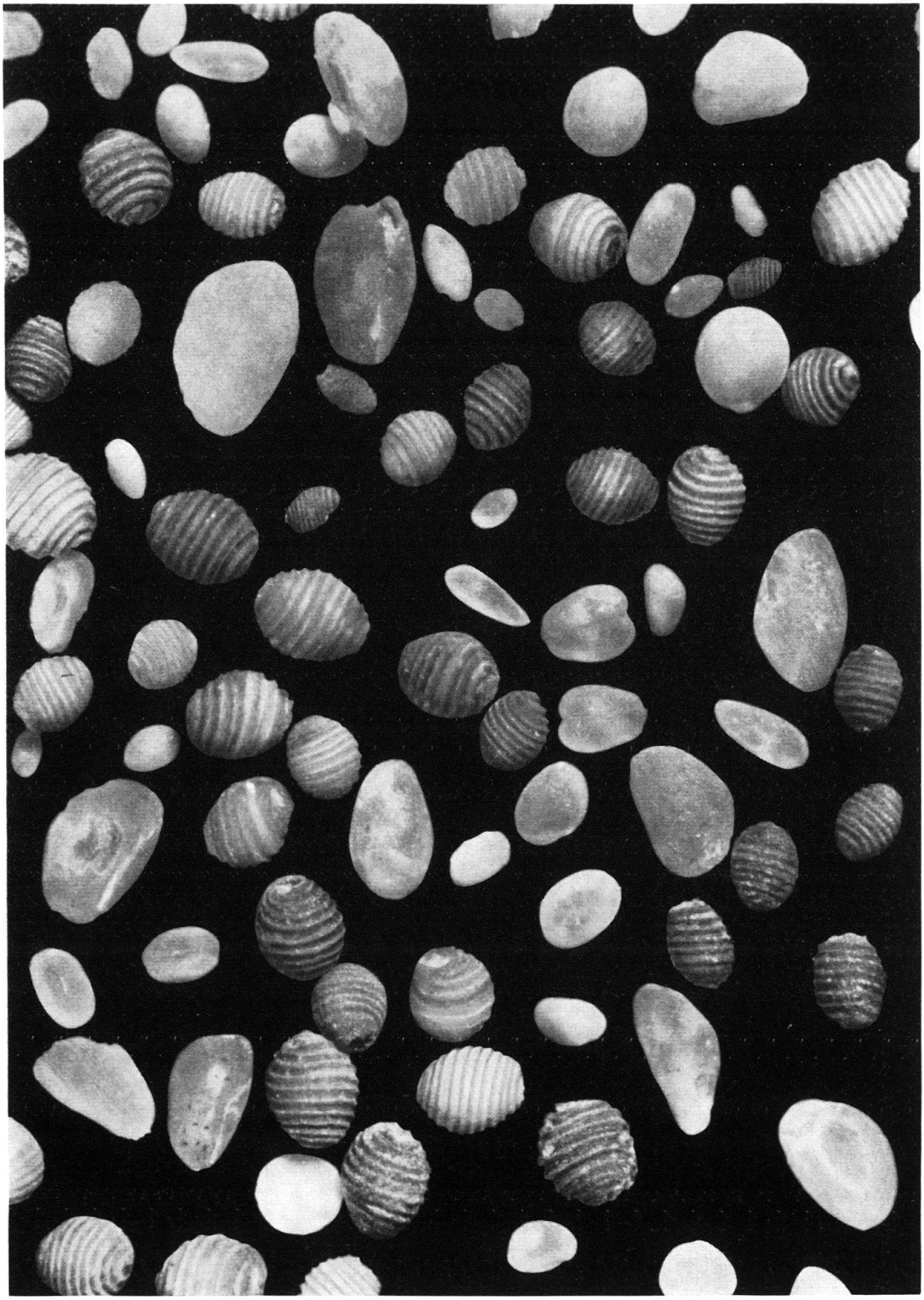
Dans les couches marneuses situées au-dessus et au-dessous de ce niveau lacustre, nous avons pu identifier un ensemble marin prouvant le Séquanien. Ainsi, environ dix mètres plus haut, la faune d'Ostracodes se compose de *Schuleridea triebeli* (STEGHAUS), *Amphicythere* (*Amphicythere*?) *confundens* OERTLI, *Macrodentina* (*Macrodentina*) *punctata* OERTLI, indet. gen. sp. 1. La dernière espèce est restreinte, d'après nos connaissances, aux couches basales du Kimméridgien et au Séquanien, tandis que *M.* (*M.*) *punctata* est marqueur du Séquanien.

A une distance égale au-dessous du banc lacustre, la faune d'Ostracodes est datée par Indet. gen. sp. 1.

Les Foraminifères du profil des Combottes, dont nous remercions l'étude à M. W. MAYNC, géologue-conseil à la C.E.P., Chambourcy, sont représentés surtout par *Pseudocyclammina jaccardi* (SCHRODT), *Spirillina tenuissima* GUEMBEL, *Cristellaria quenstedti* GUEMBEL, *Cristellaria brückmanni* MYATLIUK. Aucune de ces espèces et des autres rencontrées n'ont une répartition verticale restreinte.

CONCLUSIONS

La découverte d'un niveau lacustre au Séquanien – auquel s'ajouteraient peut-être d'autres niveaux si une étude systématique était entreprise – laisse présumer que déjà au milieu du Jurassique supérieur, le Jura central faisait l'objet de soulèvements, mouvements qui semblent s'intensifier au Kimméridgien, pour aboutir vers la fin du Malm à une surrection complète.



Aspect de la microfaune de l'échantillon lacustre
(Agrandissement: ×23)

10. — OTTO LIENERT (Zürich): **Neue geologische Untersuchungen am Grossen Mythen unter spezieller Berücksichtigung der Couches Rouges Mikrofauna.** Mit 4 Figuren im Text.

Die Klippe des Grossen Mythen, nach E mit Roggenstock, Grabserklippen, Falknis und Sulzfluh, nach W mit Buochserhorn, Stanserhorn und den Préalpen korrespondierend, ruht auf einer mächtigen Wildflyschmasse in der Axendepression der helvetischen Drusbergdecke. Der als dunkler Kieselkalk mit Silexknollen ausgebildete Dogger und das Fehlen der Unterkreide weisen auf eine Herkunft des Grossen Mythen aus einem Gebiet zwischen Zoophycus- und Mytilusdoggerzone.

Grob umrissen repräsentiert sich der Grosse Mythen als vierkantige Pyramide, deren leicht konvexe Unterseite mit 10 Grad gegen NW steigt. An der Westwand klebt mitten in den Couches Rouges der Gipfelpartie ein 100 m hoher und ebenso breiter Malmklotz, der Weisse Nollen. Wer von der Holzegg aus den Grossen Mythen besteigt, passiert nach den ersten hundert Metern das Köpfli, einen gewaltigen Malmblock, der durch das Wanneli, eine mit Keupermergeln und Doggerkieselkalken gefüllte Spalte, vom Mythen abgetrennt wird.

Die Basis des Grossen Mythen bilden 30 m Keupermergel, begrenzt von 2 m Noriandolomit, auf den ohne das geringste Anzeichen von Lias dunkle Kieselkalke des Dogger folgen, die nach ungefähr 20 m ohne scharfe Grenze in die bis 400 m mächtigen hellen Malmriffkalke übergehen. Auf die leicht aufgearbeitete Regressionsfläche des Malms transgredieren die Couches Rouges, deren stratigraphische Mächtigkeit rund 100 m betragen dürfte.

Den vornehmlich von SMIT SIBINGA und H. WEISS vorgenommenen stratigraphischen Untersuchungen des Keuper, Dogger und Malm ist ausser einem im Hasliwald gefundenen *Pterophyllum longifolium* ROGN., dem bis jetzt einzigen bekannt gewordenen Exemplar in der Trias der Klippendecke, nichts Neues beizufügen.

In den Couches Rouges des Grossen Mythen finden sich mit Ausnahme von Inoceramentrümmern und schlecht erhaltenen Seeliliengliedern keine Makrofossilien, hingegen treten die Globotruncaniden sehr zahlreich, ja direkt gesteinsbildend auf und erwiesen sich als ausgezeichnetes Hilfsmittel zur Lösung der zahlreichen Fragen, welche die komplizierte Gipfelstruktur des Mythen erweckt hatte.

Anhand der Globotruncaniden lässt sich der Verlauf der Kreidetransgression auf den alten Malmhorizont deutlich verfolgen. Sie setzt ein direkt unterhalb des Weissen Nollen mit rot und grün gebändertem Radiolarit, der sich ebenfalls an der in die roten Mergel der Westwand hineingepressten Rückseite des Weissen Nollen findet. *Praeglobotruncana delrioensis* PLUMMER und sehr kleine *Glt.* cf. *Glt. appenninica* O. RENZ verraten oberalbianes bis untercenomanes Alter des Radiolarits, während die jüngsten an der Ostwand gefundenen Basisschichten oberturonen Alters sind. Klar zeichnet sich eine alte SW–NE verlaufende Malmschwelle ab, die an der 17. Wegkehre von der Erosion freigelegt wurde und den vieldiskutierten Malmaufschluss inmitten der Couches Rouges verschuldet.

Das östliche Vertikalprofil Roter Nollen–Weg 1800–Totenplangg beweist eindeutig die Synklinalstruktur des Mythengipfels. Den Synklinalkern bilden – wie schon ALB. HEIM und SMIT SIBINGA vermuteten – die hellgrau anwitternden, im Bruch grünlichgrauen Mergelkalke der Weissfluh mit *Glt. rosetta* CARSEY, zu denen die früher als *Glt. stuarti* und *Glt. pendens* bezeichneten Formen gehören. Sie belegen wie die mit ihnen zusammen vorkommenden Rugotruncanen Maestricht.

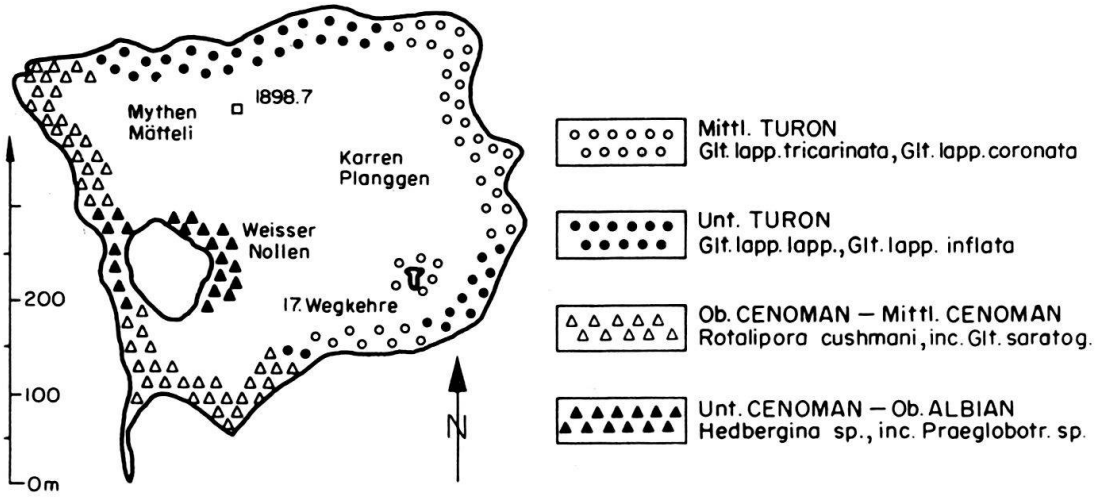


Fig. 1. Grenzfläche Malm – Couches Rouges, Maßstab 1:10 000

Das westliche Profil Kulm–Mythenmätteli bestätigt ebenfalls die Synklinalstruktur, zeugt aber durch Fehlen des jüngsten Muldenkernes und der im Vergleich zum östlichen Profile fast doppelten Mächtigkeit der Turon–Santon-Mergel von tektonischen Bewegungen, die sich im Verein mit den an der S- und W-Wand gut sichtbaren Ausbissen von Scherflächen und Umbiegungen folgendermassen erklären lassen:

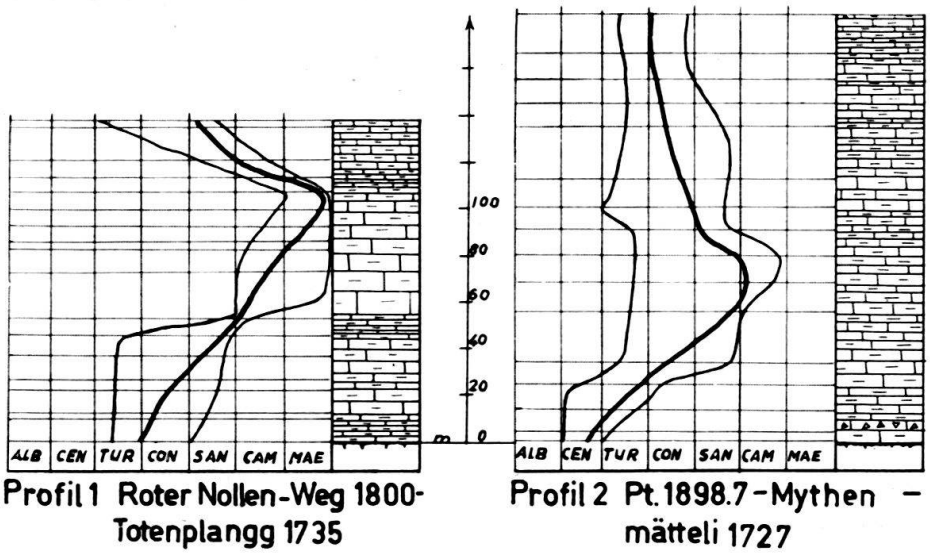


Fig. 2. Couches Rouges-Profile Grosser Mythen, Maßstab 1:4000
Die dicke Kurve zeigt das wahrscheinlichste Alter der Schichten an, die dünnen Kurven markieren die zeitliche Variationsbreite der auf der Höhe der dünnen waagrechten Linien entnommenen Handstücke

Die Mythenkuppe besteht aus einer echten liegenden Synklinale, deren Achse mit ca. 12 Grad gegen ESE fällt. Der obere Verkehrtschenkel wurde sekundär durch Schub von S schräg von unten verschert und verstaucht, wobei der Weisse Nollen als NE-Fortsetzung der periklinalen Umbiegung senkrecht gestellt und an die Couches Rouges gepresst wurde. Die Hauptscherfläche verläuft augenscheinlich längs der Schwächezone des Muldenkernes. An der Westwand lassen sich drei Schuppen erkennen, während die Ostwand bis auf den Roten Nollen, der einen jüngeren Teil des oberen Verkehrtschenkels weggeschoben hat, ein ungestörtes Profil aufweist. Der Synklinalkern, die Weisse Fluh, wird von der Scherfläche schräg geschnitten und fehlt deshalb an der Westwand. Am Isoklinalhang der SE-Abdachung steht das Clivage senkrecht und beweist damit ebenfalls Schub aus S.

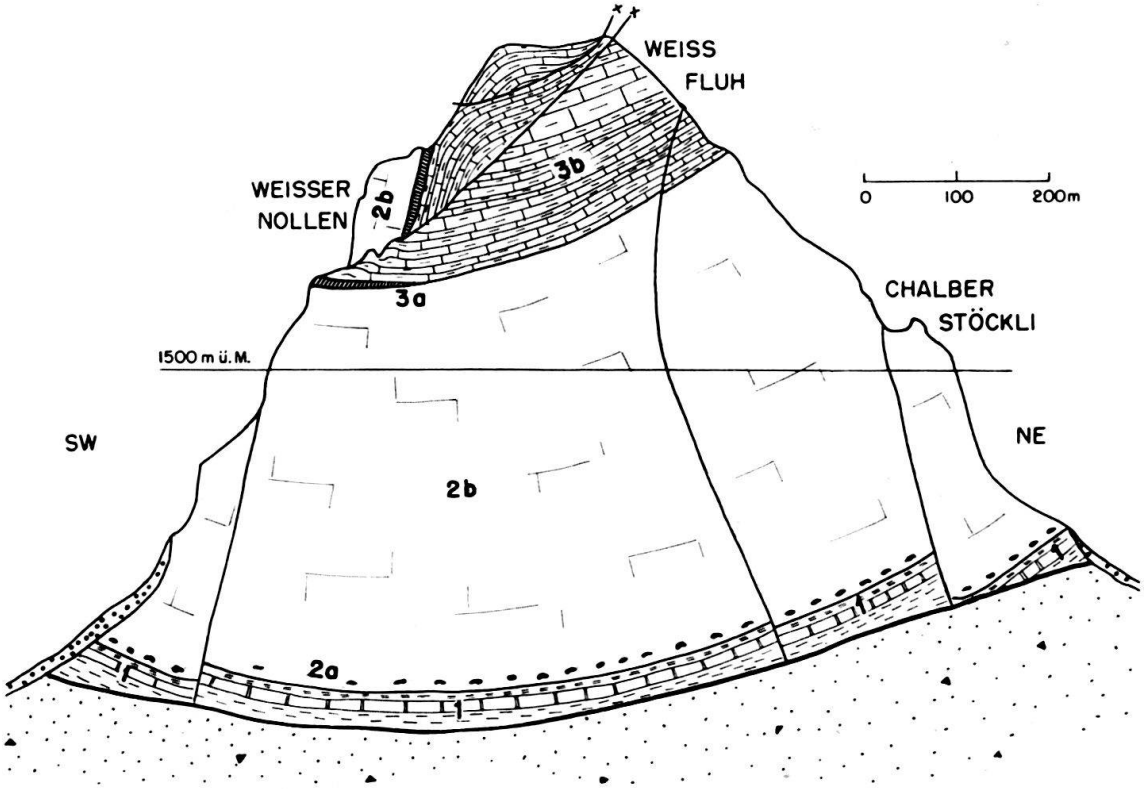


Fig. 3. Profil Grosser Mythen, Maßstab 1:10000.
1 Mergel und Dolomit des Keuper
2a Kieselkalke mit Silexknollen des Dogger
2b Malmkalk
3a Radiolarit
3b Mergelkalke
der Oberkreide
x Scherfläche

In seinen Mythenprofilen zeichnet Smit Sibinga das Wanneli als Ausbiss einer reduzierten, senkrecht gestellten Ostumbiegung und betrachtet das östlich daran anschliessende Köpfli als davon abgesackte Scholle. Die grossen E vom Köpfli gelegenen Doggerblöcke weisen keine Spur tektonischer Bearbeitung auf, während der Dogger im Wanneli auf ein Viertel seiner ursprünglichen Mächtigkeit reduziert ist. Anzeichen einer Umbiegung um 90 Grad sind an der Ostwand

nirgends festzustellen, sondern die von zahlreichen vertikalen Brüchen zerrissenen Malmkalke der Karrenplanggen fallen mit rund 30 Grad gegen W, womit auch die tieferen Doggerschichten des Grossen Mythens genau auf den an der SE-Ecke des Köpflis anstehenden Dogger zielen. Der Grosse Mythen wurde offenbar bei der Überschiebung unter grossem Druck auf den Flysch gepresst. Der östliche Flügel stiess auf grösseren Widerstand und zerbrach in eine Reihe von Vertikalbrüchen, in deren grössten, dem jetzigen Wanneli, Kieselkalk und Keuper der Unterlage eindrang, wobei die plastischen Mergel über die Kieselkalke hinaus am höchsten in die sich erweiternde Bruchspalte quollen.

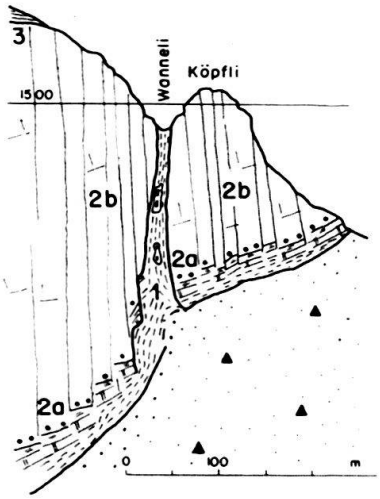


Fig. 4. Der Ausbruch der Keupermergel im Wanneli, Maßstab 1:10 000
1 Keupermergel
2a Kieselkalke des Dogger
2b Malmkalk
3 Couches Rouges

11. – Gerald P. R. Martin (Barnsdorf, Deutschland): **Eine Foraminiferen-Fauna aus dem Helvétien des Jensberges südlich Biel (Kt. Bern).** Siehe Seite 309 in diesem Heft.

12. – Hans A. Christ: **Eine Ammoniten-Mischfauna des Oberen Jura von West-Sizilien.** Mit 1 Tabelle im Text

EINLEITUNG

In einer vorläufigen Mitteilung erwähnte Renz (1924) 2 Fossillager des Malms von der Rocca Busambra, etwa 6 km nördlich von Corleone, in Westsizilien. Renz stellte sie ohne genauere Untersuchungen ins Kimeridgien (acanthicus-Schichten) und ins untere Tithon, kam aber leider nicht mehr dazu, die Faunen paläontologisch auszuwerten. Darauf bezieht sich der Hinweis bei Arkell (1956, s. 204).

Durch das freundliche Entgegenkommen von Frau Prof. Renz – auch an dieser Stelle sei ihr dafür herzlich gedankt! – konnte ich das Fossilmaterial der beiden

Faunen im Rahmen meiner stratigraphisch-paläontologischen Dissertation über den Malm von Westsizilien eingehend bearbeiten.

Hier sollen in einem kleinen Ausschnitt meiner Dissertation einige Resultate vorgelegt werden, die aus den RENZschen Aufsammlungen, ergänzt durch eigene neue Funde, hervorgingen.

1. FOSSILMATERIAL

Von der Rocca Busambra standen mir im gesamten 242 Ammoniten zur Verfügung. Sie verteilen sich auf 3 verschiedene Faunen, davon 2 aus der Sammlung RENZ und eine ergänzende von eigenen Funden. Die Fossiluntersuchungen ergaben dabei folgendes:

Alle 3 Faunen enthalten Elemente verschiedener stratigraphischer Horizonte des Oxfordien und Kimeridgien, Formen des Tithons fehlen.

Die 3 Faunen sind lithologisch völlig übereinstimmend erhalten.

In den eigenen Geländearbeiten an der Rocca Busambra konnte die komplizierte, z. T. stark zerbrochene Schollenstruktur des «Busambra-Gebirges» (RENZ 1924, s. 105) erwiesen werden. Dadurch ist zu erklären, dass der gleiche Fossilhorizont, den RENZ einmal als zum Kimeridgien und das andere Mal als zum Tithon gehörig betrachtete, im Gelände auf verschiedenen Höhen auftritt.

Die 3 Faunen werden deshalb im folgenden als einheitliche Vergesellschaftung in gemeinsamer Liste aufgeführt und zusammen diskutiert werden.

DE GREGORIO (1922) behandelte eine Fauna aus dem gleichen Fossillager der Rocca Busambra. Leider sind seine Beschreibungen allzu knapp und die Tafeln ungenügend. Sein Material, heute nicht mehr aufzufinden, ist sehr wahrscheinlich in den Wirren des 2. Weltkrieges verloren gegangen.

2. ZUR PROFILAUSBILDUNG

Die Jura-Serie der Rocca Busambra ist ausgezeichnet durch grobblockige, z. T. spätige Kalke, hellgrau bis rötlich, im allgemeinen sehr fossilarm. Es finden sich darin 3 im einzelnen unregelmässig ausgebildete Horizonte von 1,5 bis 2,5 m Mächtigkeit, die schwartige und kugelig-konkretionäre Ablagerungen von Eisen- und Manganlösungen aufweisen. Diese «schwarzen Horizonte» treten aus den im übrigen hellen Kalken deutlich hervor.

RENZ (1924) gibt als Fundschicht unserer Mischfauna lediglich eine «rote Kalkbank» an. Durch die eigenen Fossilfunde konnte sie im mittleren «schwarzen Horizont» lokalisiert werden.

Dieser «schwarze Horizont» gliedert sich im einzelnen wie folgt:

Hangendes:	ca. 20 m	Bräunlich-rötliche Blockkalke, schlecht gebankt, grobspätig.
	0,5–0,7 m	Dunkelgrauer Kalk, schwarz geädert, mit lagigen Fe/Mn-Schwarten und kugeligen Konkretionen.
	0,6–1,0 m	Hellgraue, dichte Kalkbank, rötlich bis grauschwarz geädert.
Schwarzer Horizont:	0,2–0,6 m	Hellrote–gelbliche Mergelkalke in unregelmässigen, meist ausgewitterten Lagen.
	0,2–0,4 m	Dunkelrote Kalkbank, in sich lagig-linsig aufspaltend. An der Basis grobkörnige Sandteile, darüber Schalentrümmer. Im oberen dichteren Teil schwarz überzogene Ammoniten. Keine deutliche Bankungsfuge gegen unten.

Liegendes: ca. 20 m Helle, + – dichte Blockkalke.
Die Rotfärbung setzt in den obersten Zentimetern der dichten Blockkalke ein, fällt also nicht mit einer Bankungsfuge zusammen (Lösungswanderung). Feinklastische Bestandteile im obersten Zentimeter leiten zum Hangenden über.

(Die Profilverhältnisse sind am besten an der Südflanke des Bergzuges, beim Aufstieg von Casale di sopra zum Piano Pilato, zugänglich.)

3. FAUNA

* Erstmals von Sizilien erwähnte Gattungen

Phylloceras (*Phylloceras*) *consanguineum* GEMM.
– (–) *plicatum* NEUM.
– (–) sp. indet.
– (*Partschiceras*) cf. viator (D'ORB.)
Calliphylloceras (*Calliphylloceras*) *demidoffi* (ROUSS.)
– (*Holcophylloceras*) *mediterraneum* (NEUM.)
– (–) sp. iuv. indet.
Sowerbyceras tortisulcatum (D'ORB.) = z. T. sehr häufig!
– aff. *loryi* (MUN.-CH.)
Phylloceras s. l. indet.
Lytoceras orsinii GEMM.
– sp. indet.
Nannolytoceras cf. *tripartitum* (RASP.)
Lissoceras (*Lissoceratoides*) *erato* (D'ORB.)
Glochiceras (*Lingulaticeras*) *nudatum* (OPP.)
– (–) cf. *fialar* (OPP.)
Hecticoceras («*Sublunuloceras*») aff. *guthei* (NOETL.)
– (–) cf. *dynastes* (WAAGEN)
– (–) sp.
– (– ?) sp.
– («*Lunuloceras*») sp. iuv. aff. *lunuloides* (KIL.)
– («*Putealiceras*») *separandum* HAAS
– (–) aff. *punctatum* (STAHL)
– (–) sp. oder spp.
– (– ?) nov. sp.
– («*Brightia*»?) sp. (cf. *solinophorum* (BON.))
**Horioceras* sp. indet.
Trimarginites arolicus (OPP.)
– *trimarginatus* (OPP.)
**Ochetoceras* sp. indet. (Fragm.)

Taramelliceras (*Taramelliceras*) *nobile* (NEUM.)
– (–) cf. *pugile* (NEUM.)
– (–) sp. iuv. indet.
– (*Metahaploceras*?) *kobyi* (CHOFF.)
– (*Berniceras*?) *inconspicuum* (LOR.)
– (*Proscaphites*) *globosum* (LOR.)
– (*Strebliticeras*) *externnodosum* (DORN)
– (–) cf. *externnodosum* (DORN)
Creniceras dentatum (REIN.)
**Scaphidotites scaphitoides* (COQ.)
**Kosmoceras* s. str. sp. (cf. *spinosum* (SOW.))
**Amoeboceras* aff. *ovale* (QU.)
Cardioceras s. l. indet. (Fragm.)
**Oecoptychius renzi* nov. sp.
Grossouvria (*Grossouvria*?) nov. sp.
– ? (*Mirosphinctes*) *frickensis* (MOESCH)
– ? (–) cf. *interrogationis* (SIEM.)
Perisphinctes (*Properisphinctes*) *bernensis* (LOR.)
– (*Alligaticeras*) *birmensdorfensis* (MOESCH)
– (–) n. sp. aff. *birmensdorfensi* (MOESCH)
– (– ?) *trichoplocus* (GEMM.)
– (*Discosphinctes*) *aeneas planus* (GEMM./SIEM.)
– (*Prososphinctes*) *consociatus* (BUK.)
– sp. iuv. indet.
Idoceras sp. indet. (2 Fragm.)
Nebrodites (*Nebrodites*) *hospes* (NEUM.)
– (–) cf. *hospes* (NEUM.)
– (–) *guimaresi* (CHOFF.)
– (–) sp. indet. (Fragm. der *hospes*-Gruppe)
– (*Mesosimoceras*) *cavouri* (GEMM.)
Epipeltoceras (*Epipeltoceras*) *bimammatum* (QU.)
– (–) *uhligi* (OPPENH.)
– (–) cf. *uhligi* (OPPENH.)
– (–) *berrense* (FAVRE)
– (*Gregoryceras*) *toucasianum* (D'ORB.)
Euaspidoceras (*Euaspidoceras*) *striatocostatum* (DORN)
– (–) cf. *babeanum* (D'ORB.)
– (*Paraspidoceras*) sp. iuv. aff. *knechti* (JEANN.)
– (– sp. iuv. indet.
– sp. (Subgen. indet.)
Aspidoceras acanthicum (OPP.) ssp. indet.
– sp. iuv. (cf. *circumcpinosum* (OPP.) ?)

Genaue Beschreibungen und zahlreiche Abbildungen dieser Arten sind im paläontologischen Teil meiner Dissertation enthalten (Diss. Masch. Schr., Tübingen 1958).

4. BEMERKUNGEN

a) *Erhaltung:*

Die Fauna ist zum grössten Teil hervorragend schön erhalten. Der Steinkern besteht aus rotem bis bräunlichem Kalk, meist ist noch die dunkelbraune bis schwarze Schale erhalten.

Es liegt nahe, diese Malmfauna mit RENZ (1924, s. 105) als «ein Seitenstück zur Überlieferung der Hallstätter Obertrias-Cephalopoden» zu bezeichnen.

Die grössten erhaltenen Dm betragen etwa 60 mm, dabei sind auch Fragmente berücksichtigt. Ob das Fehlen grosswüchsiger Formen auf primär ungünstigen Lebensverhältnissen beruht oder eine Folge sekundärer Selektion ist, soll hier nicht entschieden werden.

Die Skulptur ist sehr gut erhalten und oft bis in feine Details (Schalenstreifung, Stachelspitzen) sichtbar. Sie lässt keinerlei Erhaltungsunterschiede bei den verschiedenaltrigen Formen erkennen.

b) *Alter:*

(vgl. Tabelle)

In der Bezeichnung und Abgrenzung von Stufen resp. Zonen richte ich mich nach dem von ARKELL (1956 u. a.) gegebenen System.

Es handelt sich um eine Mischfauna mit Ammoniten des ganzen Oxfordien und eines Teils des unteren Kimeridgien.

Leitformen des Callovien sind, bis auf den einen, schlecht definierbaren *Kosmoceras*, im Fossilmaterial nicht enthalten. Das Auftreten verschiedener *Hecticoceraten*, von *Nannolytoceras* und *Horioceras* kann keinen schlüssigen Beweis für das Vorhandensein des obersten Callovien liefern.

Das untere Oxfordien ist durch die auch von Syrien (HAAS 1955) bekannte Vergesellschaftung von *Hecticoceras*, *Grossouvria*, *Mirosphinctes*, *Properisphinctes* und *Euaspidoceras* belegt. Mariae- und Cordatum-Zonen können hier nicht voneinander geschieden werden.

Das obere Oxfordien wird charakterisiert durch die Leitformen:

Epipeltoceras toucasianum (D'ORB.): für die Transversarium-Zone,

Epipeltoceras bimammatum (QU.): für die Bimammatum-Zone.

Weitere *Epipeltoceraten*, *Taramelliceraten*, *Glochiceraten*, *Amoeboceras* und *Trimarginites* gehören teils in die Transversarium-, teils in die Bimammatum-Zone.

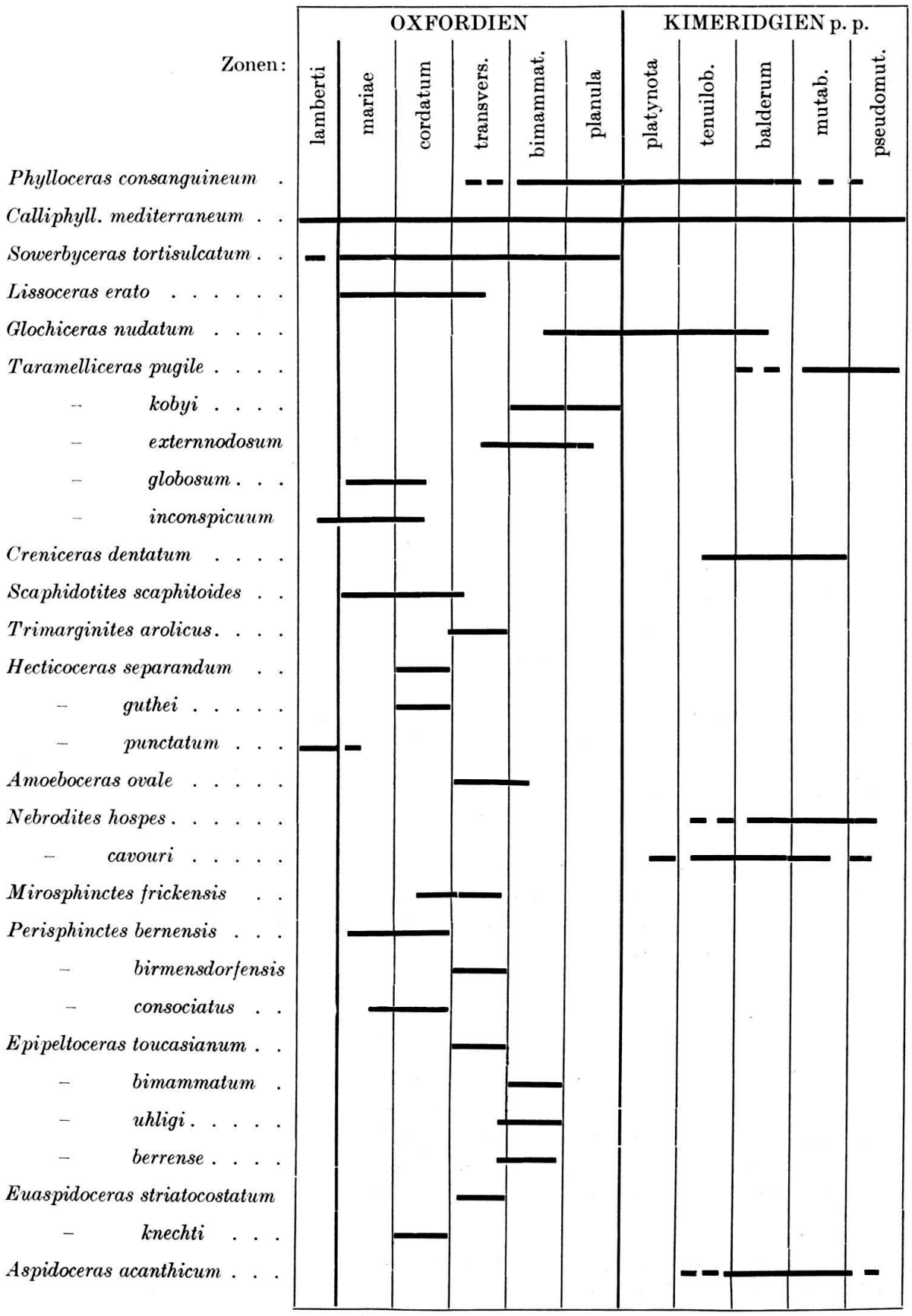
Ins untere Kimeridgien sind *Aspidoceras acanthicum*, *Taramelliceras pugile* und *nobile*, *Creniceras dentatum* und *Nebrodites* einzuordnen. Da aber weder *Streblites* noch *Hybonoticeras* zu finden waren, können die vorhandenen Zonen des unteren Kimeridgien nicht genau festgelegt werden. Nach den aufgeführten Arten ist die obere Grenze der Reichweite unserer Fauna etwa bei Äquivalenten des süddeutschen Malm Delta (Pseudomutabilis-Zone) anzusetzen.

Damit liegen an der Rocca Busambra in etwa 0,5 m Schichtmächtigkeit Fossilien beisammen, die im süddeutschen Raum auf über 100 m verteilt sind.

c) *Entstehung:*

Die Entstehungsbedingungen dieser Fauna können nicht im einzelnen rekonstruiert werden, solange der Fundhorizont nur an wenigen Punkten bekannt ist

TABELLE
Stratigraphische Verbreitung einiger Arten



und die stratigraphischen Verhältnisse in der Umgebung ungeklärt bleiben (Tertiärbedeckung!).

Es bieten sich vor allem die beiden Deutungsmöglichkeiten:

1. Die Fauna ist durch Aufarbeitung vermischt worden; ihr Alter entspricht dem stratigraphisch jüngsten betroffenen Glied.
2. Die Fauna ist durch Kondensation vermischt worden; ihr Alter entspricht dem ganzen, durch ihre Fossilien gekennzeichneten Zeitraum.

Für Aufarbeitung sprechen die im Zusammenhang mit dem Fossilhorizont auftretenden Schalentrümmer, die grobkörnigen Sandteile, d. h. generell die terrigenen Einflüsse. Gegen Aufarbeitung spricht die durchwegs ausgezeichnete Erhaltung der Fossilien, wobei jegliche Spuren von Abreibung oder Abrollung fehlen.

Stratigraphische Kondensation wird nach Heim (1934) und Rod (1946) bestimmt durch eine äusserst verlangsamte Sedimentation während eines längeren Zeitraumes. Dabei können auch gewisse Umlagerungen stattfinden, so dass Schalenreste nicht unbedingt gegen Kondensation sprechen.

Der von Rod (1946) beschriebene, hochinteressante Hohmatt-Fossilhorizont aus dem helvetischen Faziesbereich der Schweizer Alpen mit einer Kondensation vom unteren Kimeridgien bis ins untere Tithon lässt sich in einigen Punkten gut mit dem Lager der Rocca Busambra vergleichen:

Geringe Schichtmächtigkeit; Fe-Reichtum der umgebenden Sedimente.

Fossilreichtum; Gehäuse weder zusammengedrückt noch abgerieben, immer flankenparallel mit der Schichtung eingebettet.

Faunenmischung.

5. ERGEBNISSE

In knapp 50 cm Schichtmächtigkeit findet sich an der Rocca Busambra in Westsizilien eine Mischfauna von Ammoniten, die alle Zonen vom unteren Oxfordien bis ins obere Unter-Kimeridgien umfasst. Es bleibt vorläufig offen, ob sie durch Aufarbeitung oder durch stratigraphische Kondensation zusammengelagert wurde.

Von den angeführten 25 Gattungen und 72 Arten sind 6 Gattungen und 36 Arten zum ersten Male von Sizilien erwähnt. Einige Zonen des Oxfordien und des unteren Kimeridgien, deren Vorhandensein in Sizilien zu vermuten war, werden dadurch paläontologisch belegt.

AUSBLICK

Die hier skizzierten stratigraphischen und paläontologischen Verhältnisse sind nur an der Rocca Busambra zu finden, also lokal – vorläufig – eng begrenzt. Erst im Zusammenhang mit weiteren untersuchten Profilen Westsiziliens wird deutlich, dass die Malm-Serie faziell stark differenziert ist und auf kurze horizontale Distanz erhebliche Mächtigkeitsschwankungen, verbunden mit Anzeichen von Landnähe, aufweist.

Dies mag abschliessend hervorgehoben werden, denn auch solche Züge charakterisieren den jurassischen Geosynklinalraum der Tethys!

LITERATUR

ARKELL, W. J. (1956): *Jurassic Geology of the World.* 806 s., 46 Taf., Edinburgh/London.

DE GREGORIO, A. (1922): *Monografia dei fossili titonici di «Casale di sopra»* (Busambra). 28 s., 12 Taf. Ann. Géol. Paléont. *36*, Palermo.

HAAS, O. (1955): *Revision of the Jurassic Ammonite Fauna of Mount Hermon, Syria.* 210 s., 30 Taf. Bull. Amer. Mus. Natur. Hist. *108*/1, New York.

HEIM, ARN. (1934): *Stratigraphische Kondensation.* Eclogae geol. Helv. *27*, s. 372–383.

RENZ, C. (1924): *Zur Jurageologie Siziliens.* Verh. Naturf. Ges. Basel *35*/2, s. 102–106.

ROD, E. (1946): *Über ein Fossillager im oberen Malm der Melchtaleralpen.* Eclogae geol. Helv. *39*, s. 177–198, 2 Taf.