Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 54 (1961)

Heft: 2

Artikel: Compte rendu de la 77e Assemblée générale de la Société Géologique Suisse à Bienne : Samedi 23 septembre 1961

Autor: [s.n.]

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-162826

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: 14.07.2025

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

Compte rendu de la 77e Assemblée générale de la Société Géologique Suisse à Bienne

Samedi 23 septembre 1961, Technicum cantonal de Bienne

A. Rapport du Comité pour 1960/61

Rapport du président

Le Comité est demeuré le même que l'an passé, soit:

président:	Prof. Dr. H. Badoux
vice-président:	Prof. Dr A. Lombard
secrétaire:	Prof. Dr R. Trümpy
trésorier:	Dr E. Witzig
rédacteur:	Prof. Dr W. Nabholz
assesseurs:	Prof. Dr A. Streckeisen
	Dr L. Pugin
archiviste:	Dr H. Suter

Il s'est réuni trois fois pour gérer les affaires de la Société. La situation financière demeure toujours la préoccupation majeure du Comité. Une demande de subside, accompagnée d'un mémoire justificatif, a été présentée au Sénat de la S.H.S.N. mais n'a pas reçu de réponse à ce jour.

Le guide géologique est en voie d'achèvement. Ses trois rédacteurs, les Prof. A. Lombard, W. Nabholz et R. Trümpy, pensent en remettre cet automne le manuscrit à l'éditeur.

Effectif: M. Jakob Hübscher de Neuhausen est membre de notre Société depuis 50 ans. Nous présentons à notre jubilaire nos félicitations pour sa fidélité à la S.G.S. et nos meilleurs vœux.

Durant l'année écoulée, il y a eu 36 nouvelles admissions, dont 25 membres personnels, 13 démissions et 11 décès.

Nous avons le regret de vous annoncer le décès des membres suivants, dont deux présidèrent aux destinées de notre Société.

A Zurich, le 5 octobre 1960, est décédé des suites d'un accident, le Dr Hans Knecht-Nauer. Né en 1896, il fit ses études à l'Ecole polytechnique fédérale et obtint, en 1923, le grade de Dr ès sc. pour son étude géologique du Buochserhorn, cette klippe préalpine de la région du Lac des Quatre Cantons. Puis il partit comme géologue au Vénézuéla, aux Indes néerlandaises et en Roumanie pour le compte de Royal Dutch Shell. En 1938, rentré au pays, il ouvre un bureau de géologue conseil pour les problèmes de géologie technique. Il avait acquis dans ce domaine un renom

mérité et par ses qualités humaines, de très nombreux amis. Il était membre depuis 1924.

Le 22 octobre 1960, le Professeur PAUL FALLOT s'éteignait à Paris après quelques mois de maladie. Notre Société l'avait nommé membre d'honneur lors de son assemblée d'été de 1956.

Né le 25 juin 1889 à Strasbourg d'une famille comtoise, PAUL FALLOT commença ses études à Strasbourg, puis à Lausanne où il suivit les enseignements du Professeur LUGEON, et finalement à Grenoble. C'était l'époque des grandes hypothèses sur la structure de l'édifice alpin et les problèmes posés par sa terminaison occidentale le préoccupèrent d'emblée. Il se lança dès lors dans une série de travaux qui gravitèrent toujours autour des plissements alpins de la Méditerranée occidentale. Ce fut tout d'abord une thèse de doctorat, soutenue en Sorbonne en 1922, sur les Baléares. Il étendit ensuite ses investigations au Bassin aragonais et aux Cordillères bétiques, puis à partir de 1929, à l'Afrique du Nord. Tout en continuant ses recherches sur le sud de l'Espagne, PAUL FALLOT publia toute une série de travaux sur le Rif espagnol, le Maroc, l'Algérie et la Tunisie, les Alpes françaises et autrichiennes. Ce n'est qu'en marge de cette activité dominante que s'inscrivent d'autres travaux: recherches paléontologiques en collaboration avec Kilian et Charles Jacob, études dans le Jura et les Alpes maritimes.

PAUL FALLOT ne fut pas seulement un chercheur, mais un maître estimé par de nombreuses générations de jeunes géologues. A Grenoble tout d'abord comme chargé de conférences, puis Maître de conférences de Géologie et de Minéralogie de 1919 à 1923. Nommé à ce moment Professeur de Géologie et Directeur de l'Institut de Géologie appliquée de l'Université de Nancy, il se consacra quinze ans durant à l'enseignement dans cette ville. En 1938, PAUL FALLOT fut appelé à Paris et chargé, au Collège de France, d'une chaire dévolue spécialement à la géologie de la Méditerranée. En 1942 et 1945, l'Université de Lausanne l'invita à donner un cours sur la géologie du Maroc.

PAUL FALLOT, qui était membre de l'Académie des Sciences, fut l'objet de nombreuses distinctions tant en France qu'à l'étranger. Relevons en deux: en 1938, l'Université de Lausanne lui décerna le titre de docteur honoris causa; l'Ecole polytechnique fédérale à Zurich l'honora du même titre en 1954.

La mort de PAUL FALLOT est une grande perte pour la Géologie, qu'il a enrichie de ses recherches d'une qualité exceptionnelle et pour la Suisse où il comptait de nombreux amis et admirateurs.

Le Dr ARTHUR FELIX HOTTINGER, né à Uetikon au bord du lac de Zurich en 1907, fit ses études de géologie à l'E.T.H. de Zurich, couronnées par un Doctorat ès sciences, portant sur la géologie des Tauern, travail entrepris sous la direction du Professeur R. STAUB. En 1926, il entre à la N. V. Bataafsche Petroleum Maatschappij et part pour les Indes néerlandaises, Sumatra et Nouvelle Guinée. Surpris par la guerre en Hollande, il rentre au pays et va enseigner dans un collège jusqu'en 1945. Il reprend alors son poste à la B.P.M. On le trouve jusqu'en 1948 au Vénézuéla, de 1949 à 1951 à Surabaja, en 1952 à Pladju, puis en 1956 en Nouvelle Guinée. Il quitte alors la forêt pour le désert, de 1957 à 1959 c'est la Lybie, le Soudan et en

1960 la Mauritanie et c'est à Dakar qu'un accident devait, à deux ans de sa retraîte, mettre fin à la carrière si pleine et si remarquable du Dr ARTHUR HOTTINGER. Il était membre de la Société géologique suisse depuis 1929.

Le Dr WALTER HESS naquit à Zurich en 1924 et fit toutes ses études dans cette ville. C'est à l'Ecole polytechnique fédérale qu'il présenta une thèse sur la partie méridionale des Dolomites de la Basse-Engadine. Il entre ensuite au service d'une société de pétrole américaine d'abord au Texas, puis en Ecuador et finalement en Bolivie où il devient rapidement un des meilleurs connaisseurs de la géologie de la région préandine. C'est au cours d'une reconnaissance géologique qu'une chute malencontreuse devait brusquement interrompre une carrière qui s'annonçait brillante. Cette brusque disparition a plongé dans la stupeur les nombreux amis que comptait WALTER HESS.

FRANZ MÜLLER naquit le 20 juillet 1883 à Trachselwald (Berne). Il fréquenta les écoles de Berne, puis l'école normale de Hofwil et finalement l'Université de Berne. Il y fut initié à la géologie par son ami F. ZYNDEL et par A. BALTZER. Nommé à l'école secondaire de Sissach en 1907, il eut la possibilité de suivre les cours du professeur A. BUXTROF. De 1909 à 1948, il enseigna à l'école secondaire de Meiringen. Il fut chargé par la Commission géologique de l'étude des Engelhörner, étude nécessitant des qualités scientifiques doublées de celles d'un excellent alpiniste. Les levés furent publiés sur la feuille Grindelwald de l'Atlas géologique suisse et les observations consignées dans un précieux mémoire paru dans les Matériaux de la Carte (Livre 74). En 1948 il prit sa retraite et s'installa à Ringgenberg où il succomba subitement le 5 décembre 1960. Il était membre de notre Société depuis 1920.

J. O. WERDMÜLLER, né le 17 novembre 1883 à Davos, fit aux Universités de Bâle, Berne et Genève des études de pharmacien. Après un long séjour en Angleterre, il rentre en Suisse et reprend l'officine de son père à Zurich. Simultanément en 1914 il poursuit des études de pétrographie et de géologie à l'Université de Bâle. C'est à cette date qu'il est admis dans notre Société. En 1919 il entre dans le Service de recherche de la Ciba. Il s'était retiré en 1947 à Kilchberg/Zch où il poursuivait des travaux historiques et s'intéressait à la restauration du Château d'Elgg. J. O. WERDMÜLLER est décédé le 19 décembre 1960.

O. P. SCHWARZ naquit le 27 février 1893 à Lupsigen dans le canton de Bâle. C'est à Bâle qu'il obtint son brevet d'instituteur et où il enseigna jusqu'en 1954, date à laquelle il dut abandonner cette activité à la suite d'une cruelle maladie.

Il fut pendant 34 ans secrétaire et pendant près de 30ans caissier de la Commission géologique suisse où il était très apprécié de chacun. Il occupa ces postes jusqu'au 16 janvier 1961, date de son subit décès. Il était membre de notre Société depuis 1927.

Il rédigea avec le Professeur Dr A. BUXTORF l'«Histoire de la Commission géologique», ouvrage qui fut publié pour commémorer le centenaire de cette institution.

RUDOLF STAUB naquit le 29 janvier 1890 à Glaris. C'est dans cette ville, puis à Trogen, qu'il commença ses études. En 1908, il entre à l'E.T.H. puis à l'Université de Zurich où il obtint en 1914 le titre de Docteur phil. pour une thèse, entreprise sous la direction du Prof. GRUBENMANN, sur les roches cristallines du massif de la

Bernina. Il va dès lors se consacrer à l'étude géologique des Grisons, et dès 1918 la Commission géologique s'adjoint ce précieux collaborateur. Il deviendra membre de cette institution en 1952.

En 1926 il est nommé privat docent et en 1928 professeur ordinaire et directeur de l'Institut de géologie de l'Ecole polytechnique fédérale et de l'Université de Zurich, succédant à HANS SCHARDT. Il occupera ce poste jusqu'en 1957, date à laquelle, nommé professeur honoraire de l'Université de Zurich, il se retire pour se consacrer à la mise au point de ses travaux. C'est à sa table de travail, à Fex dans les Grisons, que la mort viendra le frapper le 15 juin 1961.

Il ne saurait être question de présenter ici l'œuvre scientifique de RUDOLF STAUB, tant elle est vaste. Elle ne compte pas moins de 116 titres d'ouvrages et de nombreuses cartes.

Il fut l'un des pioniers de la tectonique alpine. Ce fut lui qui appliqua aux Alpes grisonnes la théorie des nappes de recouvrement, éclairant ainsi l'un des segments les plus complexes de l'édifice alpin, mais aussi des plus importants pour sa compréhension. Ses conceptions, basées sur des levés admirables de précision tels ceux du Bergell, de l'Avers et surtout du massif de la Bernina, et sa connaissance personnelle de l'ensemble de la chaîne, lui permirent de proposer de vastes synthèses qui demeureront, même si des modifications se révèlent nécessaires, une base indispensable pour ses successeurs. Il a abordé dans ces ouvrages, non seulement l'histoire structurale et morphologique des Alpes suisses, mais aussi les rapports de ces dernières avec les chaînes voisines – Apennines, Carpathes et Dinarides et le rôle des Alpes dans l'architecture du globe terrestre. Avec RUDOLF STAUB, la géologie suisse a perdu un de ses maîtres incontestés.

L'enthousiasme pour la recherche géologique qui l'anima jusqu'à son dernier jour, RUDOLF STAUB avait sû le communiquer à une pléiade d'élèves qui ont fait en Suisse et partout dans le monde la renommée de l'école de Zurich.

De nombreuses distinctions vinrent récompenser ses mérites, mais l'une d'elles lui tenait particulièrement à cœur: la bourgeoisie d'honneur que lui conféra, en 1914, la Commune de Castasegna (Grisons). Il était membre de notre Société depuis 1914.

WALTER FEHR est né le 4 avril 1895 à Arbon (TG). Il y commença ses études et les poursuivit à Frauenfeld où il obtint sa maturité. Désirant devenir sculpteur, il se rend à Genève et à Munich, puis sur le conseil de son père, il s'immatricule à l'Université de Berne. Après y avoir obtenu sa licence d'enseignement, il reçoit en 1923 le titre de Dr phil. pour une thèse portant sur la bordure méridionale du massif de l'Aar et la zone d'Urseren, effectuée sous la direction du Prof. HUGI. Il se perfectionne ensuite sur la chimie des silicates à Zurich dans les laboratoires de P. NIGGLI et de J. JACOB.

En 1924, il entre à la Royal Dutch-Shell où il va faire une brillante carrière de géologue. Nous le trouvons d'abord au Mexique, puis en 1931 en Argentine et en Bolivie, en 1932 au Chili, en 1934 en Colombie, puis pendant la 2ème guerre mondiale géologue-chef en Egypte. Retraité de la Shell en 1948, il continue son activité d'abord en Israel, puis en Suisse où il joua un rôle important dans les recherches de pétrole entreprises ces dernières années sur le plateau. Le 21 juillet, en pleine activité, il est foudroyé par une crise cardiaque.

Le 26 juillet 1961, s'éteignait dans sa 62ème année, après une courte maladie, le Professeur JEAN TERCIER qui présida notre Société de 1939 à 1944.

C'est à Fribourg, où il naquit le 17 décembre 1899, que JEAN TERCIER fit ses études. Sa licence obtenue en 1923, il entreprend, sous la direction du Professeur R. DE GIRARD, une thèse sur la géologie de la Berra, prenant ainsi contact avec un des problèmes les plus complexes de la stratigraphie alpine, celui du Flysch. Le doctorat obtenu, en 1925, il se perfectionne auprès des Professeurs ARBENZ et E. ARGAND.

En 1927, il entre à la Bataafsche Petroleum Maatschappij et va explorer l'Indonésie, Bornéo, Célèbes. En 1931, il rentre en Hollande en complétant son tour du monde pour repartir quelques mois après pour la Roumanie.

En 1934, abandonnant la recherche pétrolière, il rentre à Fribourg, d'abord privat docent en 1935, il devient Professeur en 1936 et Directeur de l'Institut de géologie. Il fut membre des Commissions géologique et géotechnique de la S.H.S.N., pendant plusieurs années. Il donna à plusieurs reprises des cours dans des Universités françaises, à Caen et à l'Institut français du Pétrole. Pour les services qu'il rendit à la France, il fut nommé Chevalier de la Légion d'Honneur peu avant sa mort.

JEAN TERCIER s'est dépensé sans compter pour le développement de la géologie suisse: dans les Commissions et Comités dont il fit partie, par ses travaux scientifiques, sourtout ceux relatifs aux Flysch et à leurs conditions de sédimentation. Ses publications sur ce sujet demeureront des œuvres classiques que méditeront avec profit tous ceux qui s'accrocheront à ces difficiles problèmes. Il faut souligner ici un des côtés majeurs de son œuvre: la création à Fribourg d'un Institut moderne de géologie. Il lui fallut pour cela rassembler une bibliothèque, des collections, etc., et surtout, car rien n'existe sans l'esprit, attirer et communiquer son enthousiasme et son extrême probité scientifique à une pléiade de jeunes géologues qui, actuellement, nous font le plus grand honneur.

La disparition prématurée du Professeur JEAN TERCIER est pour notre Société et la géologie suisse une lourde perte, et crée un vide qu'il sera difficile de combler. Elle est irréparable pour ses amis et tous ceux qui l'ont bien connu.

Le 23 août est décédé à Genève, dans sa 71ème année, un de nos anciens présidents, le Professeur EDOUARD PARÉJAS.

Il était né à Genève en 1890, où, après ses études, il entre en 1909 dans l'enseignement primaire. Mais très doué et très attiré par les sciences naturelles, il se décide à poursuivre ses études universitaires, études qui seront couronnées en 1922 par un doctorat avec une thèse sur la géologie de la zone de Chamonix.

En 1925, il devient privat docent, puis chargé de cours de géologie spéciale, en particulier de micropaléontologie et de pétrographie sédimentaire. Il donnera une grande impulsion à cet enseignement. Poursuivant les recherches inaugurées par sa thèse, il entreprend l'étude du Mont Joly et de diverses régions de Haute Savoie. C'est dans ces années également que débute une longue et fructueuse collaboration avec son maître, L. W. COLLET: étude du massif de la Jungfrau, puis en 1929 des Montagnes rocheuses.

De 1931 à 1933, il est appelé par la Société des Nations à enseigner la géologie à l'Université de Nankin et détaché en mission auprès du gouvernement.

Puis c'est l'Université d'Istamboul qui lui confie sa chaire de géologie et de 1936 à 1942, il va rendre à la Turquie de grands services. Ses remarquables qualités de savant et de patricien lui valent dans ce pays de nombreuses missions et de hautes distinctions.

En 1942, il revient à Genève comme professeur extraordinaire, puis dès 1944, promu à l'ordinariat, il succède à L. W. Collet. Il était membre de la Commission géologique suisse depuis 1953.

Entré dans notre Société en 1918, il siège au Comité de 1950 à 1957 et sera président pendant deux ans, de 1953 à 1955.

Ed. Paréjas déploya, grâce à sa grande capacité de travail, une intense activité scientifique et pratique. Sa droiture et son jugement clair le faisaient apprécier de chacun. Il aurait dû jouir d'une heureuse retraite mais un grave accident de chantier et la fatigue d'une vie utile et remplie eurent raison de sa santé. Il a été enlevé trop tôt à l'affection de sa famille et de ses nombreux amis.

C'est donc une année de deuil pour la Société géologique suisse qui a perdu quatre de ses membres les plus en vue.

Les nouveaux membres personnels admis entre le 12 septembre 1960 et le 12 septembre 1961 sont les suivants:

MM. Rolf Chiarini, Zurich
Albert Uhr, Zurich
Etienne Winnock, France
Alfred Briel, Fribourg
François Rivier, France
Nicolas M. Herrera, Italie
Hans Thalmann, Berne
Henri Masson, Lausanne
Christoph Lorenz, Wattwil
Giovani Cecioni, Chili
Peter O. Jung, Berne
Hans Lüthy, Berne
Ulf Koerner, Allemagne

MM. Wolfgang Hahn, Allemagne
Ilkka Laitakari, Finlande
Hanspeter Luterbacher, Bâle
Giovani Lorenz, Bâle
Hanspeter Mohler, Liestal
Volkmar Pümpin, Gelterkinden
Jean Frederic Wellhauser, Genève
Jean Bernard Devantoy, France
Walter Ryf, Pfaffhausen
Edouard Culand, La Chaux-de-Fonds
Max W. Fumasoli, Zurich
Joel Markus, Zurich

L'effectif de la Société s'établit de la façon suivante au 12 septembre 1961:

Membres personnels à l'étranger	196
Membres collectifs à l'étranger	70
Membres personnels résidant en Suisse	323
Membres collectifs suisses	40
Total des membres	629

En 1960, la Société Géologique Suisse s'est réunie le 24 septembre à Aarau, dans le cadre de la Session annuelle de la Société Helvétique des Sciences naturelles. Cette assemblée fut suivie d'une excursion de trois jours, du 26 au 28 septembre, dans le Jura argovien et bâlois. Un compte-rendu de cette excursion a paru dans le vol. 53 n° 2 des Eclogae.

Pour le Comité:
Le président: H. Badoux

Bericht des Redaktors

Im Berichtsjahr sind die beiden Hefte des Bandes 53 der *Eclogae geologicae Helvetiae* erschienen. Sie umfassen 860 Druckseiten mit 349 Figuren und 21 Tabellen im Text, ferner 58 zugehörige Tafeln. Der Inhalt dieser beiden voluminösen Hefte ist wie gewohnt vielfältig; die 58 wissenschaftlichen Veröffentlichungen betreffen Themen aus der Geologie der Schweiz, aus der Stratigraphie, aus der allgemeinen Tektonik, aus der Paläontologie und aus der Mikropaläontologie. Der Bericht der Schweiz. Paläontologischen Gesellschaft wurde in Berücksichtigung seines grossen Inhalts erstmals zweigeteilt: in Heft 1 gelangten 215 Seiten unter der Redaktion von Hans Schaub zur Veröffentlichung, in Heft 2 137 Seiten unter der Redaktion von Fritz Burri. Beiden Redaktoren sei für ihre wertvolle Mithilfe bestens gedankt. Im August 1961 wurde Heft 1 von Band 54 verschickt, worüber in einem Jahr zu berichten sein wird.

Die Druckkosten für Band 53 betrugen annähernd Fr. 70000.–, die unsere Gesellschaft mit etwas weniger als Fr. 30000.– belasten. Sehr grosse Kostenbeiträge verdanken wir dem Schweiz. Nationalfonds für wissenschaftliche Forschung und in erster Linie der Schweizerischen Paläontologischen Gesellschaft, doch leisteten wir an die auf unsere Schwestergesellschaft entfallenden Druckkosten einen wesentlichen Beitrag. Allen Donatoren, unter denen sich wie gewohnt auch die Schweizerische Geologische Kommission befindet, sei hier im Namen der Gesellschaft wärmstens gedankt. Indessen wäre unsere Finanzlage trotz aller Zuwendungen katastrophal, hätte uns nicht der Verkauf von Eclogae-Heften durch unseren Verlag mehr als das Doppelte des letztjährigen Betrages eingebracht, nämlich die Summe von über Fr. 29000.–. Dieses völlig einmalige Verkaufsergebnis, das fast das Doppelte unserer Mitgliederbeiträge ausmacht, ist wesentlich bestimmt durch die rege Nachfrage nach dem Sedimentologie-Sonderheft Vol. 51/3.

Bern, im September 1961

Der Redaktor:
W. Nabholz

Rechnungsbericht pro 1960 und Budget pro 1961

I. Betriebsrechnung per 31. Dezember 1960

A. Einnahmen

	Rechnung 1960		*Budget 1961*	
a) *Allgemeine Verwaltung*	Fr.	Fr.	Fr.	Fr.
Mitgliederbeiträge	13 093.75		16 000.—	
Zinseneingänge	3 828.75		3 600.—	
Verkauf Eclogae	13 752.35		29 000.—	
Beitrag Geologische Kommission. . .	500.—		500.—	
Einmalige Beiträge lebensl. Mitglieder	2 663.20		900.—	
Aus Reservefonds	18 100.—		—.—	
Total Einnahmen Allgemeine Verwaltung		51 938.05		50 000.—

b) *Eclogae*	*Rechnung 1960*		*Budget 1961*	
Beiträge aus Stiftungen, Inseraten, Rechnungen des Redaktors	Fr.	Fr.	Fr.	Fr.
Vol. 51/3	19 959.43			
Vol. 52/1	8 965.20			
Vol. 52/2	17 491.05			
Vol. 53/1	15 224.45		15 500.—	
Vol. 53/2 und 54/1	—.—		10 000.—	
Einbände	1 293.10		1 300.—	
Total Einnahmen Eclogae		62 933.23		26 800.—
Total Einnahmen		114 871.28		76 800.—

B. Ausgaben

a) *Allgemeine Verwaltung*				
Unkosten und Spesen	7 869.40		7 500.—	
Spesen Geologischer Führer	205.90		500.—	
Beitrag an Paläontologische Gesellschaft	1 200.—		1 200.—	
Total Ausgaben Allgemeine Verwaltung		9 275.30		9 200.—
b) *Druckkosten Eclogae*				
Vol. 51/3	37 682.50			
Vol. 52/2	32 393.05			
Vol. 53/1	36 493.65			
Vol. 53/2	1 836.15		30 000.—	
Vol. 54/1	—.—		36 000.—	
Einbände	1 450.—		1 600.—	
Total Ausgaben Eclogae		109 855.35		67 600.—
Total Ausgaben		119 130.65		76 800.—
Ausgabenüberschuss		4 259.37		

II. Reservefonds

	Fr.
Bestand am 1. Januar 1960	18 100.—
Entnahme zugunsten Druck Eclogae	18 100.—
Bestand am 31. Dezember 1960	—.—

III. Bilanz per 31. Dezember 1960

Aktiven	Fr.	*Passiven*	Fr.	Fr.
Postcheckkonto	616.42	Unantastbares Kapital		
Banken		Fonds Tobler	60 000.—	
Wertschriften	110 000.—	Fonds Erb	10 000.—	
Depositenkonto Bankg.	125.90	Schenkungen	17 100.—	
Kleine Kasse	625.98	Lebenslängl. Mitglieder	20 056.80	107 156.80
Debitoren	245.94	Ausstehende Druckkosten		4 457.44
	111 614.24			111 614.24

IV. Vermögensänderung

	Fr.
Bruttovermögen am 1. Januar 1960	124 716.80
Bruttovermögen am 31. Dezember 1960	107 156.80
Vermögensverminderung	17 560.—

V. Erstellungskosten der Eclogae Vol. 51/3 und 52

	Band 51/3 (Sedimentologen-Heft)	Band 52/1	Band 52/2
	687 Seiten	406 Seiten	570 Seiten
	254 Textfiguren	91 Textfiguren	145 Textfiguren
	39 Tabellen	4 Tabellen	19 Tabellen
	3 Tafeln	6 Tafeln	16 Tafeln
	Fr.	Fr.	Fr.
Druckkosten zu Lasten SGG	21 419.10	15 235.70	10 334.20
Beiträge	25 285.80	10 566.90	28 393.60
Total der Erstellungskosten	46 704.90	25 802.60	38 727.80
Spedition	1 182.95	767.60	907.05

Schaffhausen, im Januar 1961 Der Kassier: E. WITZIG

Revisorenbericht über das Rechnungsjahr 1960

Die unterzeichneten Revisoren haben die Jahresrechnung 1960 der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft geprüft und in allen Teilen in Ordnung befunden. Sie überzeugten sich von der gewissenhaften Verbuchung der Einnahmen und Ausgaben und deren Übereinstimmung mit den Belegen.

Die auf den 31. Dezember 1960 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. Der zusammenfassende Rechnungsbericht stimmt mit der detaillierten Buchführung überein.

Die Rechnungsrevisoren beantragen der Gesellschaft, die Jahresrechnung 1960 zu genehmigen, dem Herrn Kassier Décharge zu erteilen und ihm für die der Gesellschaft geleistete grosse und zeitraubende Arbeit bestens zu danken.

Schaffhausen, den 4. Februar 1961 Die Revisoren:
R. HERB L. HAUBER

B. 77. Ordentliche Generalversammlung

Samstag, 23. September 1961

Administrative Sitzung, 9 Uhr, im Technikum Biel

Vorsitz: Prof. H. BADOUX, Präsident

Die Mitgliederversammlung hört und genehmigt den Jahresbericht des Präsidenten, die Berichte des Redaktors, des Kassiers und der Rechnungsrevisoren sowie das Budget für 1961. Auf eine Anfrage von Herrn Prof. VONDERSCHMITT stellt der Kassier fest, dass es einer Statutenrevision bedürfte, um die Schenkungen nicht beim unantastbaren Kapital zu belassen.

Aus dem Vorstand scheiden statutengemäss die Herren BADOUX und TRÜMPY aus. An ihrer Stelle wählt die Versammlung die Herren Dr. F. ROESLI, Luzern, und Dr. H. JÄCKLI, Zürich. Herr Prof. LOMBARD spricht den abtretenden Vorstandsmit-

gliedern und ganz besonders unserem Präsidenten den Dank für ihre Arbeit aus. Als neuer Rechnungsrevisor wird, anstelle von Dr. R. HERB, Herr J. NEHER, Maienfeld, gewählt.

Der Mitgliederbeitrag wird in der bestehenden, letztes Jahr neu festgelegten Höhe beibehalten.

Der Sekretär: R. TRÜMPY

Wissenschaftliche Sitzung vom 23. September 1961

Gleichzeitig Sitzung der Sektion für Geologie der SNG.

---

1. – ADRIAN BAUMER (Locarno), J. DIETRICH FREY (Affoltern a. A.), WALTER JUNG (Zürich) und ALBERT UHR (Zürich): **Die Sedimentbedeckung des Gotthard-Massivs zwischen oberem Bleniotal und Lugnez.** (Vorläufige Mitteilung). Mit 3 Figuren und 1 Tabelle im Text.

Einleitung

Gegenwärtig wird im Rahmen von Dissertationen, ausgeführt am Geologischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule und der Universität Zürich, die Stirn der Adula-Decke, die Soja-Decke, sowie das vorgelagerte Mesozoikum bis zum Gotthard-Massiv im Gebiet des Lugnez und des oberen Bleniotales bearbeitet.

Die Autoren beteiligen sich wie folgt an der Aufnahme des genannten Gebietes: A. BAUMER: Westseite Val Camadra[1]), Val di Campo, Valle del Lucomagno und unteres Val Luzzone; J. D. FREY: Zone zwischen Val Camadra und Alpe Motterascio; W. JUNG: Gebiet zwischen Plaun la Greina, Val Largia und Diesrutbach; A. UHR: Piz Terri und Umgebung.

Unseren verehrten Lehrern, den Herren Proff. A. GANSSER, R. TRÜMPY und W. LEUPOLD, unter deren Leitung die Untersuchungen vor sich gehen, danken wir für ihr stetes Interesse und für mannigfache Ratschläge, insbesondere auch beim Verfassen dieser vorläufigen Mitteilung. Ebenso gilt unser Dank den Officine Idroelettriche di Blenio S.A. für die grosszügige Förderung der wissenschaftlichen Arbeiten, den örtlichen Bauunternehmungen und dem Festungswachtkorps der Schweizer Armee für die Gewährung von Unterkunft.

Da die Zone des gotthardmassivischen Mesozoikums durch die Gebiete der Autoren durchzieht, sind diese übereingekommen, in der vorliegenden Mitteilung einige bisherige, gemeinsame stratigraphische und tektonische Resultate bekanntzugeben, die zum Teil bereits am 27. Februar 1961 in der Geologischen Gesellschaft in Zürich vorgetragen wurden.

Geologische Übersicht und Problemstellung

Das gotthardmassivische Mesozoikum zieht vom Oberwallis über den Nufenenpass ins Bedrettotal und findet seine Fortsetzung in der Piora-Mulde. Östlich des Lukmanierpasses wird das in Form von «cunei composti» stufenweise gegen Süden abfallende und als Ganzes gegen Osten abtauchende Gotthard-Massiv immer stärker

---

[1]) Die topographischen Bezeichnungen sind alle der Landeskarte 1:50000, Blätter 247 Sardona, 256 Disentis, 257 Safiental und 266 Leventina, entnommen.

von dunklen Schiefermassen überdeckt. Die mesozoische Schieferhülle zieht vom Scopì über Val Camadra, Alpe Motterascio und Lugnez bis zur Mündung des Safientales, wo sie unter dem Flimser Bergsturz verschwindet. Die Südgrenze dieser Sedimentzone wird durch den südlichsten der Peidener Triaszüge gebildet. Anschliessend folgen gegen Süden die penninischen Lugnezer Schiefer, die Zone von Lunschania-Terri und die Schiefer zwischen Soja- und Adula-Decke.

Das Hauptproblem, Gliederung und stratigraphische Einordnung der gotthardmassivischen Sedimentserie, soll durch Fossilfunde und durch Vergleich mit einer gut datierten Sedimentserie aus benachbartem Ablagerungsraum, z.B. des Südhelvetikums, gelöst werden. Die stratigraphischen Resultate sollen dann den Schlüssel zur tektonischen Interpretation des gotthardmassivischen Sedimentmantels und der südlich anschliessenden Schuppenzone liefern. Weiterhin steht dann die Stellung dieser Schieferserie im grosstektonischen System zur Diskussion. Alle diese Probleme wurden für das Lugnez und die östlich anschliessenden Gebiete in neuerer Zeit durch W. K. Nabholz (1949) erörtert. Für weitere Untersuchungen, die unser Gebiet berührten, verweisen wir auf das Literaturverzeichnis.

Gotthardmassivische Trias

Die autochthone Trias des Gotthard-Massivs ist am Greinapass und auf der Alp Ramosa gut aufgeschlossen[2]).

Die Basis der Trias lässt sich östlich der Alpe Camadra ausgezeichnet studieren. Die jüngeren Glieder der Trias, wie sie hier beschrieben werden, sind auf dem Greinapass, ca. 1 km östlich der Kantonsgrenze in der Klus des Somvixer Rheines gut zugänglich.

Über dem Kristallin des Gotthard-Massivs folgt eine grünliche, massige Arkose von variabler Mächtigkeit (bis 5 m). Sie transgrediert mit einer deutlichen Winkeldiskordanz über das Kristallin (Fig. 1). Der Mineralbestand entspricht demjenigen des kristallinen Substrates. Die Komponenten sind schlecht gerundet. Die Arkose stellt somit ein kaum transportiertes Verwitterungsprodukt der herzynischen Unterlage dar. Charakteristisch sind die grossen, oft rosa gefärbten Quarzkomponenten, die sich etwa 50 cm über der Basis einschalten. Die Arkose entspricht dem «quarzitischen Verrucano», den A. Fehr (1956, S. 439 f.) aus der Gegend von Lumbrein beschreibt. Gegen oben geht die Arkose in einen weissen, grob gebankten Quarzit über, der seinerseits durch Wechsellagerung in die unteren Dolomite überleitet. Arkose und Quarzit zusammen sind mit der Melser Serie der helvetischen Trias (R. O. Brunnschweiler, 1948) gleichwertig. Sie können mitunter auch fehlen, so dass die jüngeren Glieder der Trias sich in direktem Kontakt mit dem Kristallin befinden. Die unteren Dolomite, weiss, dünnplattig, hellgelb anwitternd, selten mit Rauhwackeeinlagerungen, weisen eine Mächtigkeit von ca. 40 m auf. Darüber folgt eine 50 m mächtige Wechsellagerung von Dolomiten mit Rauhwacken. Die oberen Dolomite, total 40 m mächtig, sind im Gegensatz zu den unteren Dolomiten grau gefärbt. Im unteren Teil treten zuweilen rotgeflammte Lagen auf. Im oberen Teil finden sich häufig Einschaltungen von grauen, grob-

[2]) Herr Prof. W. Leupold überliess uns freundlicherweise zahlreiche, aus der Zeit der Kraftwerkprojekte Greina-Blenio stammende und die Trias des Greinapasses betreffende Pläne. Herrn Dr. U. P. Büchi verdanken wir den Einblick in seine Feldbuchnotizen aus der Zeit dieser Untersuchungen.

kristallinen Kalken, häufig noch mit dünnen Dolomitlagen. Eventuell handelt es sich bei diesen Kalken um ein Entdolomitisierungsprodukt. Untere Dolomite, Rauhwacken und obere Dolomite stellen das Äquivalent der helvetischen Röti-Serie dar. Den Abschluss bildet die phyllitische Trias, 25 m grünliche, quarzitische Schiefer mit eingeschalteten grünlichen Quarziten, überlagert von 10 m grünen, weichen Phylliten. Das dürfte der Quarten-Serie des Helvetikums entsprechen.

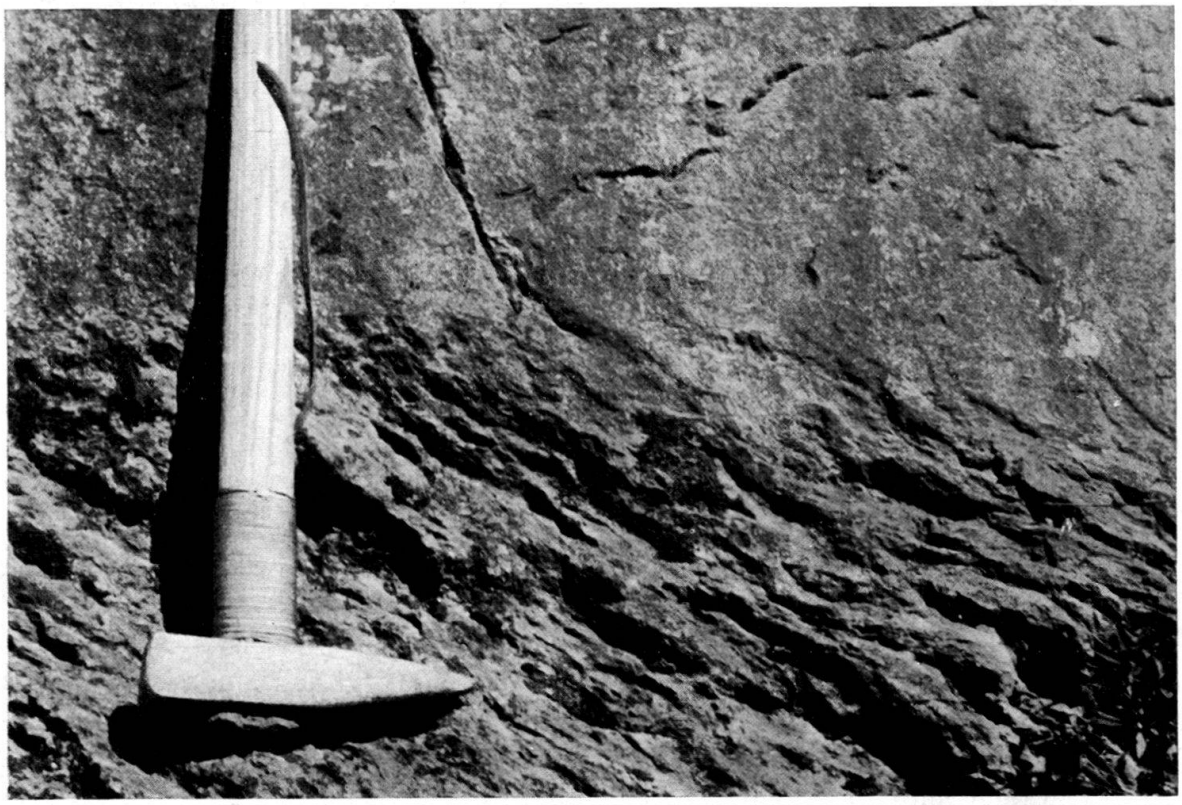

Fig. 1. Transgression der Triasarkose über Augengneis des Gotthardmassivs. 200 m östlich P. 1922 Alpe Camadra.

Gotthardmassivischer Jura

Die lithologischen Gruppen, welche wir in unserem Gebiet unterscheiden konnten, stimmen weitgehend mit denjenigen im Profil des Glenner südlich Ilanz überein (W. K. Nabholz, 1949). Durch den lithologischen Vergleich der Serien mit dem durch Fossilien gut datierten südhelvetischen Lias in den Glarner Alpen (R. Trümpy, 1949) und durch einige Fossilfunde lässt sich die Serie am Südrand des Gotthard-Massivs stratigraphisch einordnen, und aus der stratigraphischen Abfolge ergibt sich dann der Schluss, dass das jurassische Sedimentpaket verkehrt, mit dem Ältesten oben und dem Jüngsten unten liegen muss[3]).

Die hier beschriebene Schichtreihe bezieht sich, soweit nichts Besonderes vermerkt ist, auf das Bachprofil im Val Cavallasca, das ca. 1 km nördlich der Alpe Cavallasca beginnt.

[3]) Es bedeutete für uns eine grosse Hilfe, dass Herr Prof. R. Trümpy als Spezialist des südhelvetischen Lias in verdankenswerter Weise uns im Verlaufe von gemeinsamen Begehungen auf die Ähnlichkeiten zwischen gotthardmassivischen und südhelvetischen Serien aufmerksam machte und aus der daraus resultierenden stratigraphischen Korrelation ableitete, dass der gotthardmassivische Jura im Gebiet des Greinapasses verkehrt liegen müsse.

Wir unterscheiden von Süden nach Norden, stratigraphisch von unten nach oben und tektonisch von oben nach unten:

1. Stgir-Serie
2. Inferno-Serie
3. Coroi-Serie

1. *Stgir-Serie*[4])

Die basale Stgir-Serie ist ca. 10 m mächtig. Ihr lithologischer Charakter variiert sehr stark. Bläulich-schwarze Schiefer mit braunanwitternden, feinsandigen Einlagerungen, und westlich des Val Camadra zufolge des nach Westen zunehmenden Metamorphosegrades mit Granatknoten, zuweilen mit Linsen einer schwarzen Lumachelle mit dolomitisierten Schalentrümmern, werden seitlich oft durch bläuliche Quarzite ersetzt.

Die untere Stgir-Serie, 40 m mächtig, enthält grünanwitternde Kalke mit gelben Dolomitlagen und -linsen, oft voll von Crinoidenstielgliedern und mit dolomitisierten oder pyritisierten Ooiden (im Dünnschliff, aber oft auch schon makroskopisch erkennbar), Lumachellenbänke, Sandkalke, Kalktonschiefer und Tonschiefer in unregelmässiger Folge. Im unteren Teil dieser Serie wurden bei Puzzatsch Korallen gefunden. Den Abschluss der unteren Stgir-Serie bildet eine schwarze Kalkbank mit Gryphäen-, Schnecken- und Cardinienquerschnitten, im Val Cavallasca gut ausgebildet, anderweitig aber oft schwierig aufzufinden.

Basale und untere Stgir-Serie sind identisch mit der «Serie mit unruhiger Sedimentation in kalkiger, toniger und sandiger Ausbildung, reich an Echinodermentrümmern (Crinoiden), mit oolithischen Kalken» von W. K. Nabholz (1949).

Die obere Stgir-Serie, «Serie der groben Sandkalke und Quarzite, oft spätig (mit Crinoiden)» nach W. K. Nabholz, besteht aus einer 50 m mächtigen Folge von hellbraun, teils rostig anwitternden Sandkalken, sog. Lagensandkalken und Quarziten in bis 5 m mächtigen Bänken, die z. T. massig, z. T. stark verschiefert sind, und die seitlich oft rasch auskeilen. Daneben treten aber noch Gesteine auf, die auch aus der unteren Stgir-Serie bekannt sind, so dass es schwierig ist, eine scharfe Grenze zu ziehen, sobald der Gryphäenkalk nicht vorhanden ist. Im Lugnez ist zudem die ganze gotthardmassivische Serie so stark ausgewalzt und durch langgezogene Schleppfalten verformt worden, dass untere und obere Stgir-Serie kartographisch gar nicht auseinandergehalten werden können. Von der Alpe Bovarina an westwärts finden sich in der oberen Stgir-Serie die gelben Sandkalke, die vom Scopì her bekannt sind. Den oberen Abschluss der Stgir-Serie bildet wiederum eine Gryphäenbank, aus der am Piz Stgir ein Ammonit, an der Westflanke der Porta del Corvo dickschalige, grosse Gryphäen und eine Turmschnecke gewonnen werden konnten. Die ganze Stgir-Serie entstammt dem neritischen Bereich. Darauf deutet der Reichtum an Detritus, das Vorkommen von Oolithen, Lumachellen und s-Dolomiten, sowie die Fossilien (Muscheln, Schnecken, Korallen).

Die aufgefundenen Fossilien sind durchwegs schlecht erhalten und lassen sich nur näherungsweise bestimmen:

untere Stgir-Serie:

Isocrinus psilonoti (Qu.) (Rhät und Infralias)

[4]) Benannt nach dem Piz Stgir, P. 2711.7, am Ostende der Greinahochebene.

obere Stgir-Serie:

Echioceras sp. (Lotharingian)[5])

Gryphaea sp. (*G. obliqua* Sow. oder *G. cymbium* Gdf.) (Lotharingian oder Pliensbachian)

Lithologisch entsprechen basale und untere Stgir-Serie zusammen Cardinienschichten und Prodkamm-Serie des Südhelvetikums, wobei die Thecosmilienschiefer der unteren Prodkamm-Serie bei Puzzatsch sehr typisch ausgebildet sind. Die obere Stgir-Serie weist grosse Ähnlichkeiten mit der Spitzmeilen-Serie auf. Basale und untere Stgir-Serie umfassen demnach Rhaetian bis Sinemurian, die obere Stgir-Serie vertritt das Lotharingian.

2. *Inferno-Serie*[6])

Sie ist im Val Cavallasca in einer Mächtigkeit von ca. 500 m ausgebildet, wobei nicht entschieden werden kann, ob diese grosse Mächtigkeit z.T. auf tektonische Anhäufung zurückzuführen ist, da im mittleren Teil die Schichtung der zweifellos intensiv verfalteten Serie durch das Clivage überprägt wurde.

Die untere Inferno-Serie umfasst ca. 50 m grauschwarze Mergelschiefer, wechsellagernd mit gleichfarbigen Kalkbänkchen von 2–5 cm Mächtigkeit. Auffallend ist der Reichtum an grossen Belemniten. Gegen oben treten die Kalkbänkchen zurück und verschwinden in der 250 m mächtigen mittleren Inferno-Serie ganz. Die grauschwarzen Mergelschiefer sind sehr reich an Pyrit, der entweder in Form von Hexaedern vorliegt, oder dann als Leisten, die zufolge der Verschieferung parallel zu den s-Flächen, meist steil nach Süden einfallend, liegen. Im Val Camadra, im Bacheinschnitt östlich Daigra, treten in den Mergelschiefern der mittleren Inferno-Serie Zoisitknoten auf, die, ebenfalls dank der nach Westen zunehmenden Metamorphose, im Val di Campo und am Scopì für diese Serie charakteristisch sind. In der oberen Inferno-Serie (200 m mächtig) schalten sich feinspätige Bänkchen ein, aus denen einzelne Crinoidenstielglieder herauswittern können. Die ganze Inferno-Serie entspricht der «Serie der mausgrauen tonigen Kalkschiefer bis kalkigen Tonschiefer, ± sandig» von W. K. Nabholz. Die Fazies deutet auf ruhige, küstenferne Sedimentation. Die Fossilien sind kaum bestimmbar. Die Belemniten (*Passaloteuthis?*) sind häufig zerrissen oder sigmoidal deformiert. Es lässt sich einzig feststellen, dass Belemniten von solchen Ausmassen (bis 10 cm lang, Durchmesser bis 1,5 cm) im Unter-Lias nicht vorkommen. Bei einigen relativ gut erhaltenen Crinoidenstielgliedern aus der oberen Inferno-Serie im Val Camadra dürfte es sich um *Isocrinus scalaris* (Gdf.), eine besonders im Mittel-Lias weitverbreitete Art handeln. Die Inferno-Serie umfasst wahrscheinlich mittleren und oberen Lias. Mit dem Südhelvetikum der Ostschweiz lässt sie sich nicht vergleichen, da dort die küstennahe Fazies der Sexmor-Serie auftritt. Dagegen bestehen Analogien zum Domerian-Toarcian der ultrahelvetischen Decken der Westschweiz (z.B. bei Bex, R. Trümpy, 1952), wo bereits die Schieferfazies des Dauphiné-Troges vorherrscht (Lias schisteux).

---

[5]) Wir danken Herrn Dr. B. Ziegler vom Paläontologischen Institut der Universität Zürich für den freundlichen Beistand bei der Bestimmung dieses Ammonitenbruchstückes.

[6]) Das Val d'Inferno, ein nördliches Nebental des Val di Campo, verläuft zum grössten Teil in dieser Serie.

Gotthardmassivische und helvetische Sedimentserien

Nufenenpass R. Eichenberger (1924, S. 461 ff.)	Scopì H. M. Huber (1943, S. 78 f.)	Gotthardmassiv-Südrand Lugnez-Bleniotal A. Baumer, J. D. Frey, W. Jung & A. Uhr	Gotthardmassiv-Ostende W. K. Nabholz (1949, S. 254 ff.) (*umgestellt*)	Urseren-Garvera-Mulde E. Niggli (1944, S. 219 ff.) R. Trümpy (1949, S. 183)	Helvetische Decken der Ostschweiz R. Trümpy (1949, S. 184 ff.)	
	(Kalkfreie Tonschiefer)	Coroi-Serie	Serie der schwarzen Tonschiefer und Tonschieferquarzite	Jüngeres Mesozoikum abgeschert	untere Aalenianschiefer	Aalenian
Knotenarme Kalke und Knotenschiefer, wechsellagernde Kalke	Knotentonschiefer, Tonschiefer mit Kalkbänken, etwas sandig	obere, mittlere, untere } Inferno-Serie	Serie der kieselig-sandigen Kalkschiefer, wechsellagernd mit quarzitischen Tonschiefern		(Schichtlücke)	Toarcian
			Serie der mausgrauen tonigen Kalkschiefer bis kalkigen Tonschiefer		Sexmor-Serie	Domerian
						Pliensbachian
Kompakte, massige, gelbe Quarzite mit schwarzen pyritführenden Kalktonschiefern wechsellagernd.	Quarzite und Sandsteine mit tonigen Zwischenlagen	obere Stgir-Serie	Serie der groben Sandkalke und Quarzite, oft spätig	Grobsandkalke, rillenartig anwitternd, mit wenigen Schiefereinlagerungen	Spitzmeilen-Serie	Lotharingian
Dunkle Kalke mit Gryphäen	Sandige, glimmerreiche Tonschiefer mit Marmorbänken, Spatkalken und Quarziten	untere Stgir-Serie	Serie mit unruhiger Sedimentation in kalkiger, toniger und sandiger Ausbildung	Wechsellagerung von Kalken, Sandkalken, schwarzen Schiefern	Prodkamm-Serie	Sinemurian s. s.
Granat-Biotit-Plagioklasschiefer mit vereinzelten Kalkbänken						
Harte, quarzitische Tonschiefer und Quarzite		basale Stgir-Serie		Lumachellenbank; harte schwarze quarzreiche Schiefer	Cardinienschichten	Hett.
					Infraliassandsteine	Rhaet

Die «Serie der kieselig-sandigen Kalkschiefer, wechsellagernd mit quarzitischen Tonschiefern» nach W. K. NABHOLZ fehlt im Gebiet westlich des oberen Lugnez normalerweise. Anklänge daran finden sich am Scopì, wo im Dach der oberen Inferno-Serie einige Linsen von rostig anwitternden Sandkalken eingelagert sind. Ähnliche Gesteine finden sich in der Schuppenzone[7]), und zwar in der Zamuor-Schuppe im Kessel nördlich des Glatscher de Canal. Diese Gesteine lassen sich eventuell mit der Sexmor-Serie im südhelvetischen Lias vergleichen.

3. *Coroi-Serie*[8])

Die Coroi-Serie ist identisch mit der «Serie der schwarzen Tonschiefer und Tonschieferquarzite» von W. K. NABHOLZ. Sie besteht aus einer eintönigen Folge von schwarzen, ebenflächigen, kalkfreien, kieselsäurereichen Tonschiefern mit grossem Pyritgehalt. Gegen Westen zu treten zudem immer häufiger quer zur Schieferung stehende Blättchen eines Glimmerminerals auf. Im obersten Teil stehen am Pass Diesrut und auf der Alp Ramosa einige handbreite Bänke eines grauen, schwach kalkigen Quarzites an. Die Mächtigkeit der Coroi-Serie lässt sich zufolge der intensiven Verschieferung und des tektonischen Kontaktes im Dache der Serie nicht genau angeben. Sie beträgt ca. 150 m. Fossilien konnten bisher keine gefunden werden, abgesehen von zweifelhaften Problematika. Die Sedimentation ist ausgesprochen euxinisch. Auffallend ist die Ähnlichkeit dieser Tonschiefer mit den Dachschiefern im Schletter Graben bei Ausserbinn (P. MEIER & W. K. NABHOLZ, 1950, S. 210), dann aber auch mit den Opalinusschiefern im Helvetikum und mit dem «Aalénien des Cols». Wir stellen deshalb diese Serie ins Aalenian. Die kalkigen Quarzite vom Pass Diesrut und der Alp Ramosa sind möglicherweise gleichaltrig mit dem helvetischen Eisensandstein[9]).

Die hier aufgeführte lithologische Gliederung der südlichen Sedimentbedeckung des Gotthard-Massivs lässt sich auch in den benachbarten Gebieten erkennen, wie es auf der nebenstehenden Tabelle dargestellt ist. Am Scopì und am Nufenenpass kamen H. M. HUBER (1943) bzw. R. EICHENBERGER (1924) allerdings zu einer anderen stratigraphischen Zuordnung der Serien, fundiert auf Vergleichen mit dem Mesozoikum des Torrenthornes, nach M. LUGEON (1914). Wahrscheinlich ist aber eine Korrelation über so weite Strecken nicht zulässig, da aus der gotthardmassivischen Sedimentbedeckung westlich des Nufenenpasses ein deutlicher Fazieswechsel bekannt ist (W. OBERHOLZER, 1955). Auf der Tabelle sind die Serien so eingeordnet, wie sie nach unserer Korrelation zu stellen wären. Am Scopì konnten wir zudem von der Serie der Knotentonschiefer (H. M. HUBER) die kalkfreien Tonschiefer unserer Coroi-Serie abtrennen. Die nördliche Sedimentbedeckung des Gotthard-Massivs in der Urseren-Garvera-Mulde (E. NIGGLI, 1944) zeigt ebenfalls eine ähnliche lithologische Gruppierung, nur fehlen dort die jüngeren Schichtglieder.

---

[7]) Vgl. Abschnitt «Tektonische Resultate»

[8]) Der Piz Coroi, P. 2785.3, südlich des Greinapasses, wird zu einem grossen Teil von Schiefern der Coroi-Serie aufgebaut.

[9]) Fräulein S. DOLLFUS, die Bearbeiterin des helvetischen Dogger der Ostschweiz, nahm sich freundlicherweise die Mühe, den Quarzit am Pass Diesrut zu besichtigen. Sie bestätigte uns die Ähnlichkeit dieses Quarzites mit dem Eisensandstein in süd- und mittelhelvetischer Fazies.

Tektonische Resultate

Wie bereits angedeutet, scheint es uns erwiesen, dass der Grossteil der gotthardmassivischen Jurasedimente im Gebiet des Greinapasses verkehrt liegt. Die von W. K. Nabholz (1949) für das Glennerprofil gegebene Gliederung kann im grossen und ganzen übernommen werden, nur dass die Schichten, welche er als die jüngsten ansah, an die Basis der jurassischen Schichtreihe gehören und auch in der Schuppenzone meist mit den Triaszügen verknüpft sind.

Wir unterscheiden an tektonischen Elementen von Norden nach Süden:

westlich des Val Camadra:	östlich des Val Camadra:
Scopì-Mulde	Scopì-Mulde
Antiklinale des Val di Campo Mulde von Dötra	Peidener Schuppenzone

In der Kontaktzone zwischen mesozoischer Schieferhülle und Gotthard-Kristallin finden sich zwischen Val Camadra und Lukmanier ähnliche Verhältnisse wie östlich des Val Camadra.

Die Scopì-Mulde besteht zur Hauptsache nur aus dem verkehrten Südschenkel einer ausgequetschten Synklinale. Vom Nordschenkel dieser Synklinale, d.h. vom autochthonen Jura des Gotthard-Massivs sind nur noch Abscherungsrelikte vorhanden: Bläuliche und dunkelgraue Quarzite, bräunlich anwitternde Sandkalke (z. T. Lumachellen und Oolithe) und eingelagerte schwarze Tonschiefer der basalen und unteren Stgir-Serie sind in wechselnder Mächtigkeit teilweise erhalten. (z.B. am Nordwesthang des Scopì, zwischen Lago Retico und Riale di Presciuà, im Riale di Presciuà selbst und im gegenüberliegenden Bachanriss westlich der Cima di Sassina, am Glenner bei Surin). Diese Relikte sind oft mit ihrem Liegenden verschuppt und verfaltet und zeigen im Gebiet des Lago Retico senkrechte und steil nordfallende Faltenaxen mit ostgerichteten Faltenstirnen. Über diesen Schubspänen oder über der autochthonen Trias liegt dann mit deutlich tektonischem Kontakt der verkehrt gelagerte Südschenkel der Scopì-Mulde (der westlich des Val Camadra zugleich dem Nordschenkel der überkippten Val di Campo-Antiklinale entspricht). Oft fehlen die jüngsten Glieder der Trias. So stossen östlich der Alpe Camadra die Aalenianschiefer der Coroi-Serie direkt an die oberen Triasdolomite (Fig. 2). Beim von W. K. Nabholz beschriebenen Glennerprofil südlich Ilanz handelt es sich um den flach nach Süden einfallenden, verkehrtliegenden Südschenkel der Scopì-Mulde. Der Kontakt zwischen autochthoner Trias und verkehrtliegender Coroi-Serie kann verschuppt sein (W. K. Nabholz, 1949, S. 253f.). Ebenso nehmen Verschuppung und Verfaltung der einzelnen Serien miteinander innerhalb des verkehrtliegenden Schichtstosses gegen Osten zu, zufolge der Überfahrung durch die penninischen Elemente.

Die südlich anschliessenden tektonischen Elemente des gotthardmassivischen Sedimentmantels zeigen östlich und westlich des Val Camadra verschiedenen tektonischen Stil.

Westlich des Val Camadra schliesst südlich an die einseitige Scopì-Mulde die Antiklinale des Val di Campo an. Dieses Sedimentpaket unterliegt nun von Westen nach Osten einer kräftigen stetigen Verformung: Die relativ kleinradi-

ge Verfaltung am Scopì entwickelt sich gegen Osten in eine immer mehr nach Norden überliegende, nach Osten abtauchende Antiklinale[10]), den Scheitel des Val di Campo-Gewölbes, dessen Kern von Trias gebildet wird, die im Val di Campo tektonisch stark beansprucht wurde[10]). Südlich der Triasaufwölbung des Val di Campo folgen die Schiefer der Mulde von Dötra, und als deren Fortsetzung der Schieferzug von Frodalera-Camperio. Trotz ihrer starken Metamorphosierung

Fig. 2. Überschiebung von Schiefern der Coroi-Serie über obere Triasdolomite. 400 m östlich P. 1922 Alpe Camadra.

können diese Gesteine lithologisch noch eindeutig den einzelnen Serien des parautochthonen Sedimentmantels zugeordnet werden. Es sind allerdings nur Stgir-Serie (als Granatknotenschiefer und Sandkalke) und basale Inferno-Serie (als Marmorzug an der Südflanke der Costa) erhalten. In die Mulde von Dötra sind die Lugnezer Schiefer eingefaltet. Eine basale, meist stark tektonisierte Trias als westliche Fortsetzung des südlichsten Peidener Triaszuges bildet die Nordgrenze der penninischen Bündnerschiefer.

Die Val di Campo-Antiklinale wird nördlich von Campo, noch auf der Westseite des Val Camadra, von den ebenfalls nach Norden überliegenden Lugnezer Schiefern ausgequetscht und findet ihre östliche Fortsetzung in der Peidener Schuppenzone.

[10]) Der Verkehrtschenkel der Val di Campo-Antiklinale, identisch mit dem Südschenkel der Scopì-Mulde, wurde westlich der Alpe Predasca von einem meridional verlaufenden Zuleitungsstollen der Officine Idroelettriche di Blenio S.A. durchfahren. Er gewährte einen guten Einblick in die Struktur dieser Antiklinale. Der Mehldolomit des Antiklinalkernes bereitete erhebliche Vortriebsschwierigkeiten.

Östlich des Val Camadra wird die relativ einfache Faltentektonik des Val di Campo durch eine Schuppentektonik abgelöst. Die Peidener Schuppenzone bildet die Fortsetzung der ausgequetschten Stirn der Val di Campo-Antiklinale.

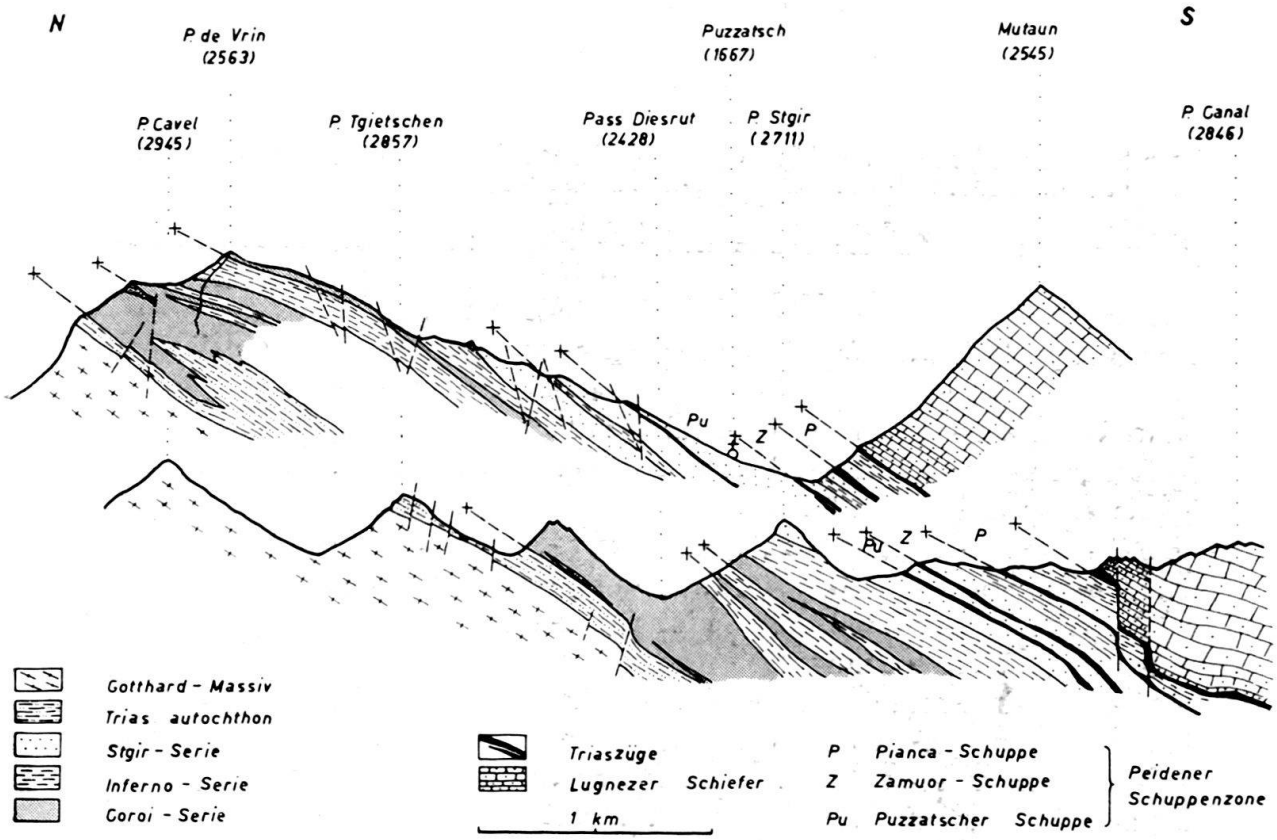

Fig. 3. Profile durch die gotthardmassivischen Serien im Gebiet westlich von Vrin. Konstruiert senkrecht zum mittleren Achsenfallen von 78°/23°.

Im oberen Lugnez, bei Puzzatsch, umfasst die Peidener Schuppenzone drei grosse Pakete von Lias (Fig. 3), getrennt durch dünne Lamellen von Trias, die Peidener Triaszüge. Wir unterscheiden von Norden nach Süden:

Puzzatscher Schuppe
Zamuor-Schuppe
Pianca-Schuppe

Die Fortsetzung dieser Schuppen nach Osten ist noch nicht abgeklärt, doch zeigt die mehrfache Repetition der Trias im Querschnitt von Peiden–Uors auch dort die Existenz mehrerer Schuppen an. Nach Westen lassen sich die drei Einheiten sicher bis zum Kamm Piz Terri–Piz Ner verfolgen. Der Zusammenhang mit den Schuppen westlich der Senke Motterascio–La Crusch ör ist noch nicht sichergestellt. Die trennenden Triaslamellen bestehen meistens aus phyllitischer Trias und Rauhwacke, seltener mit verschleppten Paketen von Triasquarziten und Dolomiten.

Die Puzzatscher Schuppe[11]), die nördlichste Lamelle von ca. 40 m Mächtigkeit, verläuft von Puzzatsch über die Alp Diesrut und den Nordhang des Piz Zamuor zur nördlichen Alpe Motterascio. Sie besteht zur Hauptsache aus Sandkalken

[11]) Puzzatsch, ca. 2 km südwestlich Vrin, steht auf dieser Schuppe.

und Quarziten mit dünnbankigen Einlagerungen von Kalkschiefern und Phylliten, ebenso aus Kalken mit Crinoidentrümmern, d.h. hauptsächlich aus Gliedern der Stgir-Serie. Aufrechte oder verkehrte Lagerung dieser Schuppe konnte bisher nicht nachgewiesen werden.

Die Zamuor-Schuppe[12]), ca. 40–60 m mächtig, zeigt bei Puzzatsch eine deutliche Synklinalstruktur, mit belemnitenführenden Kalkschiefern der Inferno-Serie im Kern. Darüber wie darunter folgt eine Serie von Sandkalken und Quarziten der oberen Stgir-Serie, sowie von Kalken und Oolithen der unteren Stgir-Serie. Im nördlichen Synklinalschenkel konnte eine Kreuzschichtung gefunden werden, die dessen normale Lagerung bestätigt. Die Zamuor-Schuppe verläuft parallel der Puzzatscher Schuppe.

Die Pianca-Schuppe[13]) ist die südlichste Lamelle. Ihre Mächtigkeit beträgt zwischen 70 und 100 m. Es ist die einzige Schuppe, die sich mit Sicherheit von Puzzatsch bis nach Ghirone durchziehen lässt, und die dann westlich des Val Camadra den Nordschenkel der flachen Synklinale von Dötra bildet. Im Nordteil besteht sie aus Gesteinen der unteren und oberen Stgir-Serie. Als südlichstes Schichtglied trägt sie einen hellgrauen, feinkörnigen, kristallinen Kalk, der im nördlichen Teil noch mit Mergelschiefern wechsellagert. Dieser Kalk geht in seiner westlichen Fortsetzung in den Marmor an der Südflanke der Costa über. Er gehört möglicherweise der unteren und mittleren Inferno-Serie an; sichere Anhaltspunkte fehlen aber noch.

Im ganzen Untersuchungsgebiet findet man in den kompetenten Lagen eine intensive Verfaltung im dm- bis m-Bereich. Auf den Schichtflächen ist eine Kleinfältelung mit dem gleichen axialen Ostfallen zu sehen, entsprechend dem Linear II von H. G. Wunderlich (1957). Dieses Fallen variiert allerdings von Westen nach Osten ziemlich stark. Im Val di Campo liegen die Achsen oft nahezu horizontal, im Querschnitt des Val Cavallasca liegt das Mittel ungefähr bei 35°, gegen Osten verflacht das Einfallen wieder etwas und beträgt in der Gegend des Piz Zamuor ca. 23°. Dieser Betrag wurde für die Konstruktion der Profile (Fig. 3) verwendet.

In der ganzen Schuppenzone findet sich in direktem Kontakt mit der Trias jeweils nur die Stgir-Serie, und erst über dieser folgt die Inferno-Serie, soweit überhaupt vorhanden. Dies bildet ein weiteres Indiz dafür, dass die Stgir-Serie effektiv das älteste Schichtglied des gotthardmassivischen Jura ist, und das spricht für unsere stratigraphische Interpretation. Es darf demnach als erwiesen gelten, dass die jurassischen Sedimente auf den autochthonen Sedimentmantel des Gotthard-Massivs überschoben wurden und ihn grossenteils auf dem Niveau der oberen Trias abscherten, d.h. wir haben normalerweise keine autochthonen jurassischen Sedimente mehr, abgesehen von einigen wenigen Abscherungsrelikten. Im Querschnitt des Lukmanierpasses, z.B. über der Kristallinkuppe von Selva Secca bei Acquacalda scheint die Sedimenthaut dagegen noch enger mit dem Kristallin verbunden zu sein, aber auch dort dürfen schon weitgehende Scherbewegungen innerhalb der Trias (u.a. in den Quartenschiefern) angenommen werden (H. M. Huber, 1943, S. 85ff.). Was wir also zwischen Lukmanierpass und Versam finden, möchten wir den parautochthonen Sedimentmantel des Gotthard-Massivs nennen.

---

[12]) Diese Schuppe ist im Nordhang des Piz Zamuor, P. 2734.1 am Ostende der Greinaebene, gut aufgeschlossen.

[13]) Der Pizzo Pianca, P. 2376.7, ist im wesentlichen von dieser Schuppe aufgebaut.

Die Stellung der gotthardmassivischen Sedimentserie im grosstektonischen System wurde schon mehrmals von verschiedenen Autoren diskutiert. R. STAUB (1954, S. 113ff.) kommt vorläufig zu keinem Schluss: Er nennt das Ganze einfach helvetisch-penninische Grenzregion und wartet eine genauere Gliederung der gotthardmassivischen Sedimentserie ab. Das Parautochthon am Südrand des Gotthard-Massivs und die autochthone Sedimentbedeckung an dessen Nordrand in der Urseren-Garvera-Mulde plazieren sich zwischen die südhelvetischen Einheiten der Glarner Alpen im Norden einerseits und die lepontinischen Tessiner Einheiten im Süden andererseits. Nach der Fazies schliessen sie sich entschieden enger an das Helvetikum an, obschon auch im nordpenninischen Lias (Terri-Schiefer, Grava-Serie) z. T. vergleichbare Sedimente vorkommen. Sowohl seiner geometrischen Stellung nach, die für die Entscheidung tektonischer Fragen die massgebende ist, als auch seiner faziellen Stellung nach, liegt das Gotthard-Massiv südlich der helvetischen Wurzelzone, ähnlich wie der Mt. Chétif im Aostatal (R. TRÜMPY, 1957, S. 447), der dem Ultrahelvetikum zugeteilt wird. Ebenso bestehen auch fazielle Beziehungen zum Ultrahelvetikum der Westschweiz (siehe: Abschnitt «Inferno-Serie»). Daneben steht aber die Frage noch offen, ob das Gotthard-Massiv überhaupt ein wirkliches, autochthones Massiv ist, oder ob es als kristalliner Deckenkern der Gotthard-Decke als tiefster lepontinischer Decke aufzufassen ist[14]).

Die jüngeren Schichtglieder der gotthardmassivischen Sedimentserie, d. h. Aalenian und Jüngeres der Schuppenzone und der Mulde von Dötra, sowie Bajocian und Jüngeres der Scopì-Mulde, und besonders der Hauptteil des Nordschenkels der Scopì-Mulde wurden unter Einwirkung der vorrückenden penninischen Decken abgeschert und nach Norden verfrachtet. Diese abgeschobenen Schichtstösse, Decken und Schubspäne ultrahelvetischer oder lepontinischer Stellung sind wahrscheinlich zum grössten Teil schon längst der Erosion anheimgefallen. Ob sie eventuell dank bestimmter tektonischer Vorgänge, wie z. B. Einwicklung in helvetische Elemente, vor dem Abtrag geschützt und bis heute erhalten wurden, wagen wir nicht zu entscheiden. Eine solche Serie würde möglicherweise im Sardonaflysch vorliegen (W. H. RÜEFLI, 1957, 1959), der als ultrahelvetischer Flysch deklariert wird, und in dem ein Schürfling von schwarzen Tonschiefern, die wahrscheinlich dem Aalenian in süd- bis ultrahelvetischer Fazies entsprechen, gefunden wurde.

Die hier angedeuteten grosstektonischen Fragen harren trotz der neuen Ergebnisse immer noch der Entscheidung. Nur durch weitere intensive Arbeit im kleinen lassen sie sich einer Lösung entgegenführen.

WICHTIGSTE LITERATUR

BERNOULLI, W. (1943): *Ammoniten im Bündnerschiefer von Termen bei Brig.* Eclogae geol. Helv., *35*/2, (1942), 116–118.

BOLLI, H. M. & NABHOLZ, W. K. (1959): *Bündnerschiefer, ähnliche fossilarme Serien und ihr Gehalt an Mikrofossilien.* Eclogae geol. Helv., *52*/1, 237–270.

BRUNNSCHWEILER, R. O. (1948): *Beiträge zur Kenntnis der Helvetischen Trias östlich des Klausenpasses.* Diss. Univ. Zürich.

[14]) Gegen diese Interpretation sprechen allerdings die strukturellen Unterschiede zwischen Gotthard-Kristallin und den kristallinen Deckenkernen des Lepontins: Das Lepontin zeigt die Spuren intensiver alpiner Umformung (E. WENK, 1955), während sich im Gotthard-Massiv deutliche prä-alpine Strukturen erkennen lassen.

EICHENBERGER, R. (1924): *Geologisch-petrographische Untersuchungen am Südwestrand des Gotthardmassivs (Nufenengebiet)*. Eclogae geol. Helv., *18*/3, 451–483.

FEHR, A. (1956): *Petrographie und Geologie des Gebietes zwischen Val Zavragia–Piz Cavel und Obersaxen–Lumbrein (Gotthardmassiv-Ostende)*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., *36*/2, 349–453.

FREY, J. D. (1960): *Geologie der Zone zwischen Val Camadra und Val Cavallasca nördlich des Val Luzzone (Blenio)*. Diplomarbeit ETH Zürich (unveröffentlicht).

HEIM, ALB. (1891): *Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein*. Beitr. geol. Karte Schweiz, *25*.

HOLST PELLEKAAN, W. VAN (1913): *Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi*. Diss. Univ. Zürich.

HUBER, H. M. (1943): *Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., *23*/1, 72–260.

KRIGE, L. J. (1918): *Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung*. Eclogae geol. Helv., *14*/5, 519–654.

LUGEON, M. (1914): *Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander, 1*. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., *30*/1.

MEIER, P. & NABHOLZ, W. K. (1950): *Die mesozoische Hülle des westlichen Gotthard-Massivs im Wallis*. Eclogae geol. Helv., *42*/2, (1949), 197–214.

NABHOLZ, W. K. (1945): *Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental*. Eclogae geol. Helv., *38*/1, 1–119.

– (1949): *Das Ostende der mesozoischen Schieferhülle des Gotthard-Massivs im Vorderrheintal*. Eclogae geol. Helv., *41*/2, (1948), 247–268.

NIGGLI, E. (1944): *Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., *24*/1 + 2, 58–301.

OBERHOLZER, W. (1955): *Geologie und Petrographie des westlichen Gotthardmassivs*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., *35*/2, 320–409.

PLESSMANN, W. (1957): *Ein Vertreter der Arietitidae* (HYATT 1874) *im metamorphen Bündner Schiefer vom Nufenenpass*. N. Jb. Geol. Pal., Mh., *1957*/4, 156–159.

ROOTHAAN, H. PH. (1918): *Tektonische Untersuchungen im Gebiet der nordöstlichen Adula, mit Bemerkungen zur Tektonik und Orogenese der penninischen Decken überhaupt*. Vjschr. natf. Ges. Zürich *63*/1 + 2, 250–292.

ROTHPLETZ, A. (1895): *Ueber das Alter der Bündner Schiefer*. Z. deutsch. geol. Ges., *47*/1, 1–56.

RÜEFLI, W. H. (1957): *Ein Aufschluss von Aalénien-Schiefern im eingewickelten Glarner Flysch*. Eclogae geol. Helv., *49*/2, (1956), 486–494.

– (1959): *Stratigraphie und Tektonik des Eingeschlossenen Glarner Flysches im Weisstannental (St.Galler Oberland)*. Diss. ETH Zürich.

SALOMON, W. (1911): *Arietites sp. im schiefrigen Granat-führenden Biotit-Zoisit-Hornfels der Bedretto-Zone des Nufenen-Passes (Schweiz)*. Verh. nathist.-med. Ver. Heidelberg, N.F., *11*/3, 220–224.

STAUB, R. (1939). *Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden*. Eclogae geol. Helv. *31*/2, (1938), 345–353.

– (1942): *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer (1. Fortsetzung)*. Vjschr. natf. Ges. Zürich, *87*/1 + 2, 1–138.

– (1954): *Der Bau der Glarneralpen und seine prinzipielle Bedeutung für die Alpengeologie*. Tschudi, Glarus.

TRÜMPY, R. (1949): *Der Lias der Glarner Alpen*. Denkschr. schweiz. natf. Ges., *79*/1.

– (1951): *Le Lias dans la Nappe de Bex (Préalpes internes) dans la Basse Gryonne*. Bull. Soc. Vaud. Sc. nat., *65*/279, 161–182.

– (1957): *Quelques problèmes de paléogéographie alpine*. Bull. Soc. géol. France, (6), *7*, 443–461.

– (im Druck): *Sur les racines des nappes helvétiques*. Livre Paul Fallot.

WENK, E. (1955): *Eine Strukturkarte der Tessineralpen*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., *35*/2, 311–319.

WINTERHALTER, R. U. (1930): *Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., *10*/1, 38–116.

WUNDERLICH. H. G. (1957): *Tektonik und Metamorphose der Bündner Schiefer in der Umrahmung des östlichen Gotthardmassivs*. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. IIa, math.-phys.-chem. Abt., *1957*/1, 18–31.

– (1958): *Ablauf und Altersverhältnis der Tektonik- und Metamorphose-Vorgänge in Bündnerschiefern Nordtessins und Graubündens*. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. IIa, math.-phys.-chem. Abt., *1958*/7, 116–151.

GEOLOGISCHE KARTEN

CHRIST, P. & NABHOLZ, W. (1955): *Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200000, Blatt 7 Ticino.* Schweiz. Geol. Komm.

HEIM, ALB. (1885): *Geologische Karte der Schweiz in 1:100000, Blatt XIV.* Schweiz. Geol. Komm.

PREISWERK, H., BOSSARD, L., GRÜTTER, O., NIGGLI, P., KÜNDIG, E. & AMBÜHL, E. (1934): *Geologische Karte der Tessineralpen 1:50000, Spez. Karte 116.* Schweiz. Geol. Komm.

---

2. – PAUL CORMINBOEUF (Fribourg): **Association de Belemnitella et de Globotruncanidae dans le Campanien supérieur des Alpettes (Préalpes externes fribourgeoises).** Avec 1 figure dans le texte et 2 planches hors-texte (I–II) [1]).

INTRODUCTION

La petite carrière de l'Etat, où j'ai recueilli des rostres de *Belemnitella*, se trouve au NE de Semsales (fig. 1).

Elle est ouverte dans du calcaire mal lité, d'ordinaire blanchâtre, tacheté de gris, qui fait partie d'un lambeau de terrains mésozoïques et paléocènes pincé dans

Fig. 1. Vue de la carrière de l'Etat. *: gisement des *Belemnitella*.

---

[1]) L'exécution de la pl. II et due à M. G. PAPAUX, préparateur à l'Institut de géologie de l'Université de Fribourg, que je remercie ici.

le Wildflysch (P. CORMINBOEUF 1961, p. 107). On y accède en quittant la grand' route Vaulruz–Semsales, avant d'entrer dans cette dernière localité, pour prendre le chemin qui longe le bord droit de la Mortive, mène ensuite à la Villette, aux Côtes et, du pt 985, se dirige à flanc de coteau vers les Gros-Troncs et la cabane de l'Etat (*id.*, fig. 1). Si l'on suit cet itinéraire, la carrière se trouve en pleine forêt, à main droite, quelque 200 m. avant d'arriver à cette cabane.

DESCRIPTION LITHOLOGIQUE ET TECTONIQUE

Du calcaire blanchâtre ou d'un blanc grisâtre, parfois légèrement vert clair, tacheté de gris, apparaît là. Sa structure générale est schisteuse, mais il peut être compact par endroit; il se présente alors en plaquettes et en bancs peu épais, effilés le plus souvent et séparés par de minces délits de schistes ou de marnes d'un gris-vert clair.

Les couches pendent en général vers le SE, mais des replis, des petites failles et des écrasements s'y observent aisément.

FAUNE

J'ai découvert dans un banc de calcaire compact (* de la fig. 1) des rostres de *Belemnitella*, accompagnés d'Inocérames et d'autres Lamellibranches. J'avais attribué moi-même le mieux conservé d'entre eux (pl. I, fig. 1a–e) à *Belemnitella mucronata* (SCHLOTH.) s. l. Mais, comme la trouvaille de ces rostres est exceptionnelle dans les Alpes Suisses, j'ai pensé qu'il valait la peine de préciser la mutation de l'espèce à laquelle j'avais affaire. Aussi j'ai soumis toute ma collection à M. J.A. JELETZKY, attaché au Service géologique du Canada à Ottawa et spécialiste des Belemnitelles. Voici ses conclusions:

2 exemplaires appartiennent à *Belemnitella mucronata* (SCHLOTH.) cf. *mut. minor* JELETZKY; j'ai illustré l'un d'eux (pl. I, fig. 1a–e);

1 exemplaire est une *Belemnitella* cf. *langei* JELETZKY (pl. I, fig. 2a–e).

Aucun rostre ne peut être attribué à *Belemnitella mucronata* (SCHLOTH.) *mut. senior* NOWAK.

Selon J.A. JELETZKY, *Belemnitella mucronata* (SCHLOTH.) s. l. est restreinte au Campanien inférieur tardif et au Campanien supérieur dans le province boréale de l'Eurasie du N; par contre, cette espèce et les formes qui lui sont étroitement apparentées, comme *Belemnitella langei* JELETZKY, associées avec des *Belemnella* du gr. *lanceolata* (SCHLOTH.), se trouvent dans le Maestrichtien inférieur de la partie S de l'Europe du N (Craie de Trimingham, Craie de Spiennes, Maestrichtien inférieur de la Pologne moyenne). Mais M. J.A. JELETZKY pense pouvoir dater mon gisement de la partie moyenne ou supérieure du Campanien supérieur, plus précisément de la zone à *Belemnitella mucronata* (SCHLOTH.) *mut. minor* JELETZKY et à *Bostrychoceras polyplocum* (ROEMER).

Il est intéressant de mentionner la microfaune qu'on trouve dans le délit de schistes calcaires gris-vert clair qui précède le banc à Belemnitelles. Ces schistes ont été traités suivant la méthode de R. VERNIORY (J. KLAUS 1960a, p. 788) et leurs Foraminifères calcinés[2]).

[2]) La collection pétrographique et paléontologique du gisement de l'Etat est déposée à l'Institut de géologie de l'Université de Fribourg.

Voici les espèces identifiées, accompagnées des textes et des figures auxquels je me suis référé pour les déterminer, ainsi que du renvoi à l'appendice paléontologique et à la pl. II de la présente publication pour celles que j'ai jugé bon de décrire et d'illustrer:

Globotruncana angusticarinata GANDOLFI, R. GANDOLFI 1942, p. 126; fig. 46 (3a–c) et pl. 4, fig. 17. J. KLAUS 1960a, p. 821 et pl. 7, fig. 3a–c.

Globotruncana fornicata PLUMMER, H. J. PLUMMER 1931, p. 130 et pl. 13, fig. 4–6. J. KLAUS 1960a, p. 825 et pl. 8, fig. 4a–c.

Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY) (v. ci-dessous).

Globotruncana stuartiformis DALBIEZ, F. DALBIEZ 1955, p. 169 et t. fig. 10a–c.

Globotruncana ? semsalensis n. sp. (v. ci-dessous et pl. II, fig. 1a–c à 3a–c).

Rugoglobigerina ? ordinaria (SUBBOTINA) (v. p. 496 et pl. II, fig. 4a–c).

Globigerinidae.

Ostracodes.

Si l'on tient compte des extensions stratigraphiques que lui attribuent les auteurs, cette microfaune date le complexe de calcaire blanchâtre où se trouve le gisement des Belemnitelles aux Alpettes du Campanien ou du Maestrichtien. Pour plus de précisions, on a de bonnes raisons d'accorder avec J.A. JELETZKY, un âge campanien supérieur à ce complexe, en faisant appel à un critère négatif: je l'ai échantillonné de bas en haut et il ne m'a jamais fourni de *Globotruncana* qui indiquent le Maestrichtien plutôt que le Campanien supérieur, comme *Globotruncana stuarti* (DE LAPP.) typique, *Glt. citae* BOLLI, *Glt. contusa* (CUSHM.), *Glt. falsostuarti* SIGAL, *Glt. gagnebini* TILEV, *Glt. gansseri* BOLLI, *Glt. mayaroensis* BOLLI.

APPENDICE PALEONTOLOGIQUE

Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY)

1839 *Rosalina linneiana* D'ORBIGNY, p. 101; Atlas, pl. 5. fig. 10–12.

1956 *Globotruncana linneiana* (D'ORB.), P. BRÖNNIMANN & N. K. BROWN, p. 540; pl. 20, fig. 13–17 et pl. 21, fig. 16–18.

1960a *Globotruncana linneiana* (D'ORB.), J. KLAUS, p. 823 et pl. 8, fig. 1a–c.

Dans les schistes gris-vert clair qui précèdent le banc à Belemnitelles, *Globotruncana linneiana* (D'ORB.) est bien représentée. Mais, à côté de l'espèce typique, on trouve des variétés morphologiques surprenantes, dans le détail desquelles je ne puis entrer ici (certains spécimens ont leurs loges disposées de façon hélicoïdale; les loges sont boursouflées chez d'autres exemplaires; d'autres enfin rappellent *Globotruncana arca* (CUSHM.) ou les sous-espèces de *Globotruncana lapparenti* BROTZEN, sans pouvoir leur être vraiment identifiées). L'étude de ces variétés doit être incorporée, me semble-t-il,à une révision générale du groupe *linneiana-lapparenti* et des formes connexes, groupe qui a déjà fait l'objet de plusieurs débats. On en trouve un excellent résumé dans J. KLAUS 1960a, p. 823. De leur côté, J.J.G. & D.K. CLARK exposent leur point de vue à ce sujet dans une publication de 1961 (pp. 112–113).

Globotruncana? semsalensis n. sp.

Pl. II, fig. 1a–c à 3a–c[3])

Je range provisoirement ce nouveau Foraminifère dans le genre *Globotruncana*, bien que cette classification ne donne pas entière satisfaction. Une étude complète

[3]) La dernière loge de l'exemplaire illustré par la fig. 2a–c est cassée.

de la famille des *Globotruncanidae*, entreprise sur des bases statistiques (v. p. ex. J. KLAUS 1960b), en permettra peut-être une meilleure attribution dans l'avenir. Je le nomme *semsalensis*, du nom du village de Semsales, sur le territoire duquel se trouve la carrière de l'Etat.

Voici la diagnose de l'espèce typique, suivie des variations morphologiques qu'elle montre dans le niveau où je l'ai trouvée:

Test trochoïde, lobé, dextre dans tous les individus observés (47). $2^1/_2$ à 3 tours de spire. $4^1/_2$ à 7 loges par tour, d'ordinaire 6, comprimées, s'accroissant en général lentement. Dans le dernier tour, l'une des loges ou quelques-unes d'entre elles peuvent être plus petites que celles qui les précèdent; ou bien elles sont presque toutes égales. La loge terminale est d'habitude plus grosse que la pénultième; elle est parfois de même dimension; ou bien encore elle est plus petite qu'elle. Des pustules denses, arrondies ou un peu allongées, ou épineuses, couvrent les deux faces du test. Grossières sur les premières loges du dernier tour, elles se font de plus en plus fines sur les suivantes, tout en s'atténuant progressivement, si bien que la dernière ou les dernières loges peuvent être à peu près lisses.

Face dorsale: convexe. Dans le premier tour, les loges apparaissent sous forme de boutons serrés les uns contre les autres. Dans le deuxième, leur surface s'individualise: elle est plane ou faiblement bombée. De fortes pustules, arrondies ou épineuses, ou un peu allongées, se concentrent à sa périphérie externe et ébauchent un bourrelet spiral et un bourrelet septal, qui forment un seul arc ou un coude à leur contact. Souvent cette ornementation persiste sur les deux ou trois premières loges du dernier tour; elle disparaît ensuite, d'où une suture septale creuse, arquée vers l'avant ou droite. La surface dorsale des loges est faiblement ou moyennement bombée dans ce tour.

Face ventrale: par suite du fort gonflement des loges sur cette face, convexe de la périphérie au centre des loges, concave du centre à l'ombilic. Sutures droites et déprimées. Pustules fortes et épaisses sur les premières loges du dernier tour, tantôt disposées de façon quelconque, tantôt alignées dans le sens de l'enroulement ou perpendiculairement à ce sens et pouvant simuler dans ce dernier cas de courtes arrêtes qui rayonnent du bord ombilical vers la marge externe. Une ou deux rangées de pustules, agencées dans le sens de l'enroulement, se renforcent parfois encore sur les deux ou trois premières loges du dernier tour de quelques individus et doublent ou triplent la rangée périphérique.

L'ouverture primaire des loges est ombilicale, mais le plus souvent déborde un peu dans la marge. Elle est surmontée d'un tegillum qui s'avance dans l'ombilic. Chaque tegillum est pourvu d'une ouverture principale à l'avant et d'une ou de deux ouvertures secondaires à l'arrière. Ouvertures principales et secondaires infralaminales, pourvues ou non d'une fine lèvre. Chaque tegillum recouvre en tout ou en partie celui de la loge qui précède; le tegillum de la dernière loge obture parfois tout l'ombilic. Je n'ai pas observé d'ouvertures secondaires intralaminales.

Les variations morphologiques de l'espèce *semsalensis* portent sur les rapports de dimensions: les fig. 1 et 2 de la planche II montrent un test de hauteur normale; celui-ci peut être plus bas. L'individu de la fig. 3 a une spire très élevée, fait exceptionnel.

Dimensions de 3 exemplaires de ma collection:

D : 0,41–0,35. H : 0,12.
D : 0,59–0,50. H : 0,30.
D : 0,63–0,53. H : 0,28.

Relations et différences: l'espèce *semsalensis* présente de fortes ressemblances avec *Globorotalia pshadae* KELLER, du moins telle que N.N. SUBBOTINA l'a figurée (N.N. SUBBOTINA 1953, p. 16, fig. 1a–c à 6a–c), Cette micropaléontologue insiste toutefois sur l'exiguïté de l'ombilic des *Globorotalia pshadae* KELLER qu'elle a récoltées, ombilic qui n'occupe que le $^1/_6$ à $^1/_7$ du diamètre des tests (*id.*, p. 236); celui de l'espèce *semsalensis* en occupe le $^1/_3$ à $^1/_4$ au minimum. Elle dit l'ouverture des loges de *pshadae* marginale, alors qu'elle est nettement ombilicale dans *semsalensis*, même si elle déborde un peu dans la marge; de plus, on a en général 6 loges au dernier tour dans l'espèce *semsalensis* et non 4 ou 5. Enfin la description et la figuration de l'holotype de *Globorotalia pshadae* KELLER (1946, pp. 99, 108 et pl. 2, fig. 4–6) lui prêtent 5 loges au dernier tour, une carène distincte et légèrement dentelée, une ouverture intériomarginale-ombilicale des loges, sans qu'il soit fait mention de la présence d'expansions lamelleuses, caractères qui semblent exclure une synonymie entre *Globotruncana*? *semsalensis* n. sp. et cette espèce. Ajoutons que la position stratigraphique de celle-ci dans le Sénonien inférieur et le Campanien pour B. M. KELLER (1946), dans le Maestrichtien pour N.N. SUBBOTINA (1953, pp. 235 et 236), est peu ordinaire pour une *Globorotalia*.

L'espèce *semsalensis* est aussi proche de *Globotruncana havanensis* VOORWIJK (1937, p. 195 et pl. 1, fig. 25, 26, 29). Elle diffère cependant de l'holotype de celle-ci par les caractères suivants: d'habitude le format de l'espèce *semsalensis* est plus grand et il y a plus de loges au dernier tour. Comme on le sait, les sutures spirales et septales du second tour de cette espèce sont ornées de fortes pustules qui ébauchent des bourrelets et se trouvent le plus souvent encore à la périphérie des premières loges du dernier tour: leur présence, frappante, n'aurait pu échapper au créateur de *Globotruncana havanensis*, qui affirme au contraire l'absence de toute carène; d'ailleurs, la figuration originale de *havanensis* porte bien nettement des sutures creuses.

Globotruncana? *semsalensis* n. sp. diffère de *Globotruncana havanensis* VOORWIJK telle que l'on décrite et figurée P. BRÖNNIMANN & N.K. BROWN (1956, p. 552 et pl. 22, fig. 4–6) par le format et le nombre des loges du dernier tour, qui sont généralement plus grands chez *semsalensis* et par le fait que ces loges, à part l'une ou l'autre exception, sont contigües sur la face ventrale au lieu d'être chevauchantes. De plus on ne peut parler de la présence d'un bourrelet ou d'une carène imperforée le long des dernières loges de l'espèce *semsalensis*, comme ce serait le cas dans l'espèce *havanensis*, selon les auteurs précités.

Si la synonymie entre *Globotruncana havanensis* VOORWIJK et *Globotruncana citae* BOLLI est réelle, comme l'affirment P. BRÖNNIMANN & N.K. BROWN (1956, p. 552), ce qui est probable, l'espèce *semsalensis* s'écarte de *citae* pour les raisons invoquées ci-dessus.

Globotruncana? *semsalensis* n. sp. semble être proche de *Rugoglobigerina jerseyensis* OLSSON (1960, p. 49 et pl. 10, fig. 19–21). Elle en diffère cependant par le nombre

des loges au dernier tour: 4 d'une façon constante chez *jerseyensis*, s'accroissant si fort l'une par rapport à l'autre que les deux dernières forment à peu près les deux tiers du test, ce qu'on n'observe jamais chez *semsalensis*. Celle-ci diffère encore de *jerseyensis* par ses sutures, en général perlées sur la face dorsale dans le deuxième tour, alors que toutes sont creuses dans l'espèce D'OLSSON; par l'ouverture principale de ses loges, essentiellement ombilicale, débordant un peu dans la marge, tandis qu'elle est intériomarginale-ombilicale complète chez *jerseyensis*; par le plus grand diamètre du test qui va de 0,40 à 0,65 mm chez *semsalensis* et de 0,30 à 0,45 mm chez *jerseyensis*. Enfin, M. R.K. OLSSON a bien voulu m'envoyer quelques topotypes de son espèce et leur observation exclut toute synonymie avec *Globotruncana*? *semsalensis* n. sp.

Bien qu'au premier abord *Globotruncana*? *semsalensis* n. sp. semble présenter des analogies morphologiques avec *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER), *Praeglt. stephani* (GANDOLFI), *Praeglt. marginaculeata* (LOEBL. & TAPP.), elle s'écarte par plusieurs points de ces espèces, dont, à priori, le système ombilical. Enfin les rares individus de l'espèce *semsalensis* dont la spire est élevée invitent à les rapprocher de *Globorotalia californica* CUSHM. & TODD, mais les caractères de l'ombilic de cette dernière l'attribueront sans doute, après étude, à un genre tel que *Rotalipora* ou *Praeglobotruncana*.

Rugoglobigerina ? *ordinaria* (SUBBOTINA)

Pl. II, fig. 4a–c[4])

1953 *Rotundina ordinaria* SUBBOTINA, p. 181; pl. 3, fig. 3a–c à 9a–c et pl. 4, fig. 1a–c à 9a–c.
1959 *Rugoglobigerina ordinaria* (SUBBOTINA), E. B. BUKOVA, N. N. SUBBOTINA *et al.*, p. 303, fig. 693a–c.

On sait que le genre *Rotundina*, tel que l'a défini N.N. SUBBOTINA (1953, p. 178) en prenant comme génotype *Globotruncana stephani* GANDOLFI, est synonyme de *Praeglobotruncana* (P. BRÖNNIMANN & N.K. BROWN 1956, p. 531).

J'ai trouvé dans les schistes calcaires gris-vert clair qui précèdent le banc à Belemnitelles de nombreux tests d'un Foraminifère qui se rapporte à l'espèce *ordinaria* par tous ses caractères, sauf le système ombilical. Alors qu'en 1953 N.N. SUBBOTINA indique des lèvres au-dessus de l'ouverture primaire des loges de cette espèce, lèvres dont l'ensemble forme un liseré autour de l'ombilic, mes exemplaires montrent un dispositif oral analogue à celui des *Rugoglobigerina*. On peut penser qu'en 1953 N.N. SUBBOTINA a travaillé sur du matériel mal conservé. D'ailleurs, en 1959, E.B. BUKOVA, N.N. SUBBOTINA *et al.* introduisent *ordinaria* dans les *Rugoglobigerina*.

Voici la description des spécimens que j'ai récoltés aux Alpettes:

Test trochoïde élevé ou bas, dextre dans tous les individus observés (50), à $2^1/_2$ ou 3 tours de spire, à loges de type globigérin, un peu comprimées parfois dans le dernier tour. 5 à 6 loges au dernier tour, tantôt s'accroissant lentement, tantôt plus rapidement, tantôt toutes égales entre elles; la loge terminale, déplacée parfois un peu vers l'ombilic, est plus grande ou moins grande que les autres, ou encore égale à celles-ci. Elle peut être très allongée dans le sens de l'axe spiral. Des pustules

[4]) Les perforations que l'on voit sur ou entre certaines loges de l'exemplaire illustré sont dues vraisemblablement à des parasites.

denses, émoussées ou épineuses, couvrent le test: grossières tout d'abord, elles se font de plus en plus fines sur les dernières loges du dernier tour, tout en s'atténuant souvent: elles peuvent même disparaître sur la dernière loge qui est alors pratiquement lisse. Parfois elles s'alignent dans le sens parallèle et le sens perpendiculaire à celui de l'enroulement, ou encore obliquement à ces sens (v. N.N. SUBBOTINA 1953, pl. 3, fig. 4c et 6a–c; pl. 4, fig. 5a–b et 9b), sans jamais déterminer toutefois de véritables bourrelets méridiens comme dans les tours adultes du s. g. *Rugoglobigerina*. Les sutures sont déprimées; les sutures septales sont droites ou légèrement arquées vers l'avant ou l'arrière sur la face dorsale, droites sur la face ventrale.

L'ouverture primaire des loges est ombilicale; elle est surmontée d'une lèvre qui, sur une plus ou moins grande largeur se prolonge en tegillum dans l'ombilic. Tantôt les tegillums des loges se chevauchent en ménageant une ouverture infralaminale arquée ou droite à l'avant et à l'arrière, ourlée parfois d'une fine lèvre; tantôt ils se soudent entre eux pour former sur l'ombilic une plaque unique pourvue d'une ouverture principale à l'avant et d'ouvertures secondaires infralaminales qui débouchent en général sur les sutures. Je n'ai pas observé d'ouvertures secondaires intralaminales.

Je n'ai pas pu voir de traces de deux carènes à la périphérie des loges de mes exemplaires, traces qui, selon N.N. SUBBOTINA (1953, p. 181), apparaissent sur certains des siens. De plus, je ne puis donner mon accord à une synonymie entre l'espèce *ordinaria* et *Globotruncana globigerinoides* BROTZEN, comme le propose N.N. SUBBOTINA (*id.*, p. 181).

Il est bon par contre de rapprocher *Rugoglobigerina*? *ordinaria* (SUBB.) d'une part de *Globigerina cretacea* D'ORB. (?), d'autre part de *Globigerina lacera* (EHRENB.) (?), telles qu'elles sont décrites et figurées par J.A. CUSHMAN (1931, pp. 58–59; pl. 10, fig. 6, 7 et pl. 11, fig. 1–4). On peut même se demander si une dérivation phyllogénique entre ces formes et *Rugoglobigerina*? *ordinaria* (SUBB.) n'est pas à entrevoir.

L'espèce *ordinaria* est vraiment très proche du sous-genre *Rugoglobigerina*, en particulier du groupe de *Rugoglobigerina rugosa rugosa* (PLUMMER). Si une incorporation pure et simple à ce sous-genre ne peut être envisagée, il semble par contre possible d'introduire l'espèce *ordinaria* dans le genre *Rugoglobigerina* s. l. (P. BRÖNNIMANN 1952, pp. 16–17; P. BRÖNNIMANN & N.K. BROWN 1956, p. 554), en consentant à une légère émendation supplémentaire de celui-ci, portant sur la direction des sutures septales et l'arrangement des pustules.

Dimensions de 3 exemplaires de ma collection:

D: 0,42–0,34. H: 0,31.
D: 0,53–0,50. H: 0,28.
D: 0,50–0,52. H: 0,48.

BIBLIOGRAPHIE

BOLLI, H. (1951): *The Genus Globotruncana in Trinidad, B.W. I.* Journ. of Pal. *25*, 2, 187–199.

BRÖNNIMANN, P. (1952): *Globigerinidae from the Upper Cretaceous (Cenomanian-Maestrichtian) of Trinidad, B.W. I.* Bul. Americ. Pal. *34*, 140.

BRÖNNIMANN, P. & BROWN, N. K.: (1956) *Taxonomy of the Globotruncanidae.* Eclogae geol. Helv. *48*, 503–562.

BUKOVA, E. B., SUBBOTINA, N. N. *et al.* (1959): *Super-famille Rotaliidae, in Fondements de Paléontologie, Partie générale, Protozoaires.* Ed. Acad. Sc. U.R.S.S. (Moscou, en russe), 265–307.

CLARK, J. J. G. & D. K. (1961): *New Evidence for the Age of the «G-1 Zone» in the Upper Cretaceous of California.* Contr. Cushm. Found. Foram. Research *12*, 3, 107–114.

CORMINBOEUF, P. (1961): *Tests isolés de Globotruncana mayaroensis Bolli, Rugoglobigerina, Trinitella et Heterohelicidae dans le Maestrichtien des Alpettes.* Eclogae geol. Helv. *54*, 107–122.

CUSHMAN, J. A. (1931): *A preliminary report on the Foraminifera of Tennessee.* State of Tennessee, Depart. of Educ., Div. Geol., 1–116.

DALBIEZ, F. (1955): *The genus Globotruncana in Tunisia.* Micropaleontology *1*, 2, 161–171.

GANDOLFI, R. (1942): *Ricerche micropal. e stratigr. sulla Scaglia et sul Flysch cretacici dei dintorni di Balerna (canton Ticino).* Riv. Ital. Paleont., anno *48*, 1942-XX, Suppl.

KELLER, M. B. (1946): *The foraminifera of the Upper Cretaceous deposits in the Sotchi region* (en russe, avec un sommaire en anglais). Soc. nat. Moscou, Bull., n. s., *51* (Sect. Géol. 21), 3.

KLAUS, J. (1960a): *Le «Complexe schisteux intermédiaire» dans le synclinal de la Gruyère (Préalpes médianes).* Eclogae geol. Helv. *52*, 753–852.

– (1960b): *Etude biométrique et statistique de quelques espèces de Globotruncanidés. 1. Les espèces du genre Praeglobotruncana dans le Cénomanien de la Breggia (Tessin, Suisse méridionale).* Eclogae geol. Helv. *53*, 285–308.

OLSSON, R. K. (1960): *Foraminifera of latest Cretaceous and earliest Tertiary age in the New Jersey Coastal Plain.* Journ. of Pal. *34*, 1, 1–58.

D'ORBIGNY, A. (1839): *Foraminifères. In* DE LA SAGRA, R.: *Histoire physique, politique et naturelle de l'île de Cuba.* Bertrand, A. (Paris), *8*.

PLUMMER, H. J. (1931): *Some Cretaceous foraminifera in Texas.* Texas Univ. Bul. (Bur. Econ. Geol.), Austin, Texas, U.S.A.

SUBBOTINA, N. N. (1953): *Foram. fossiles d'U.R.S.S., Globigerinidae, Globorotaliidae, Hantkeninidae.* Trudy V.N.I.G.R.I., S.S.S.R., *76*, 1–296 (Moscou, en russe; traduc. M. SIGAL).

VOORWIJK, G. H. (1937): *Foraminifera from the upper Cretaceous of Habana, Cuba.* K. Akad. Wetensch. Amsterdam, Proc., Sect. Sci., Amsterdam, *40*.

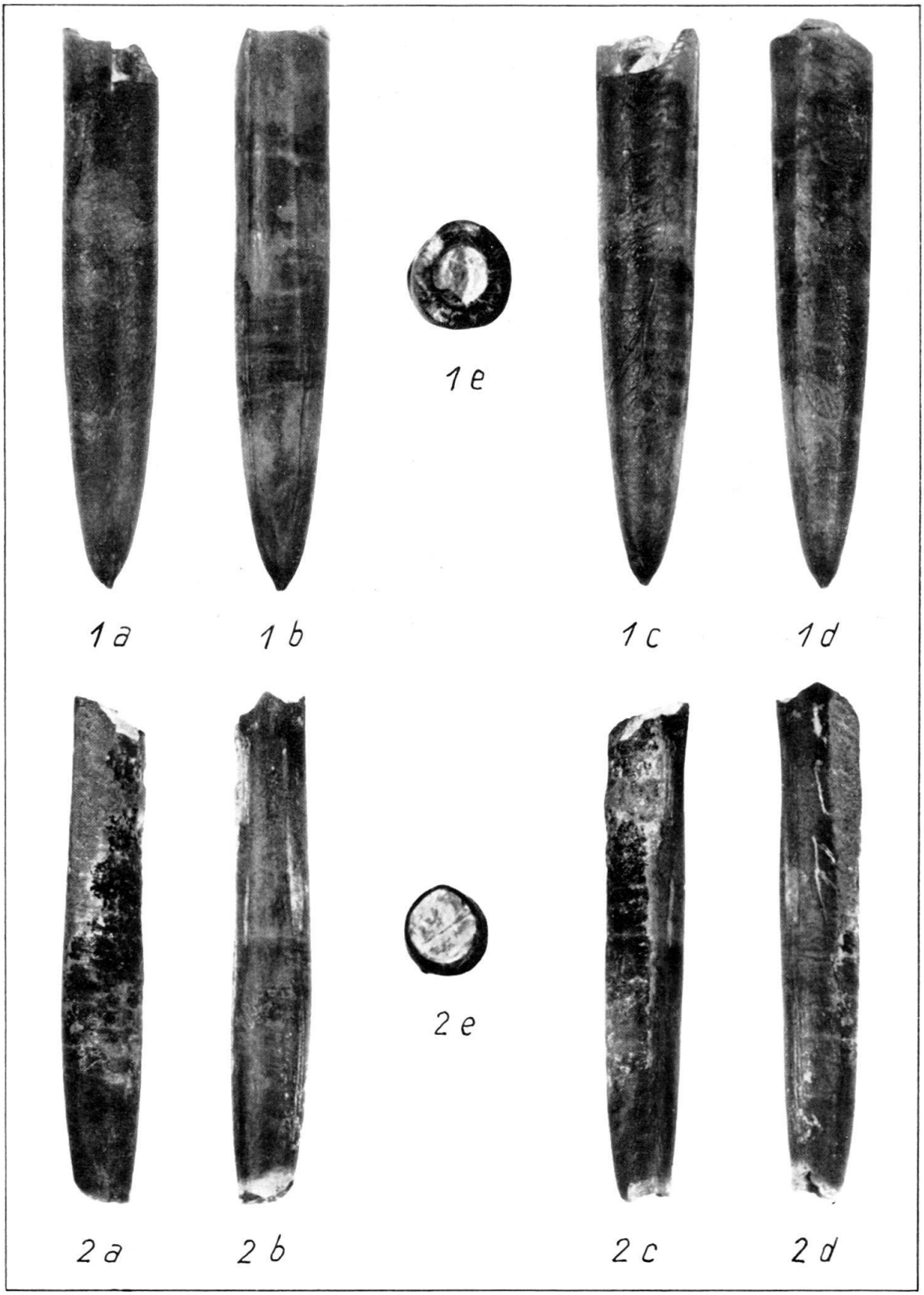

Fig. 1a–e: *Belemnitella mucronata* (SCHLOTH.) cf. *mut. minor* JELETZKY
Fig. 2a–e: *Belemnitella* cf. *langei* JELETZKY
a: vue ventrale. b: vue dorsale. c–d: vues latérales.
e: vue alvéolaire. Fig. 1–2: grandeur naturelle.

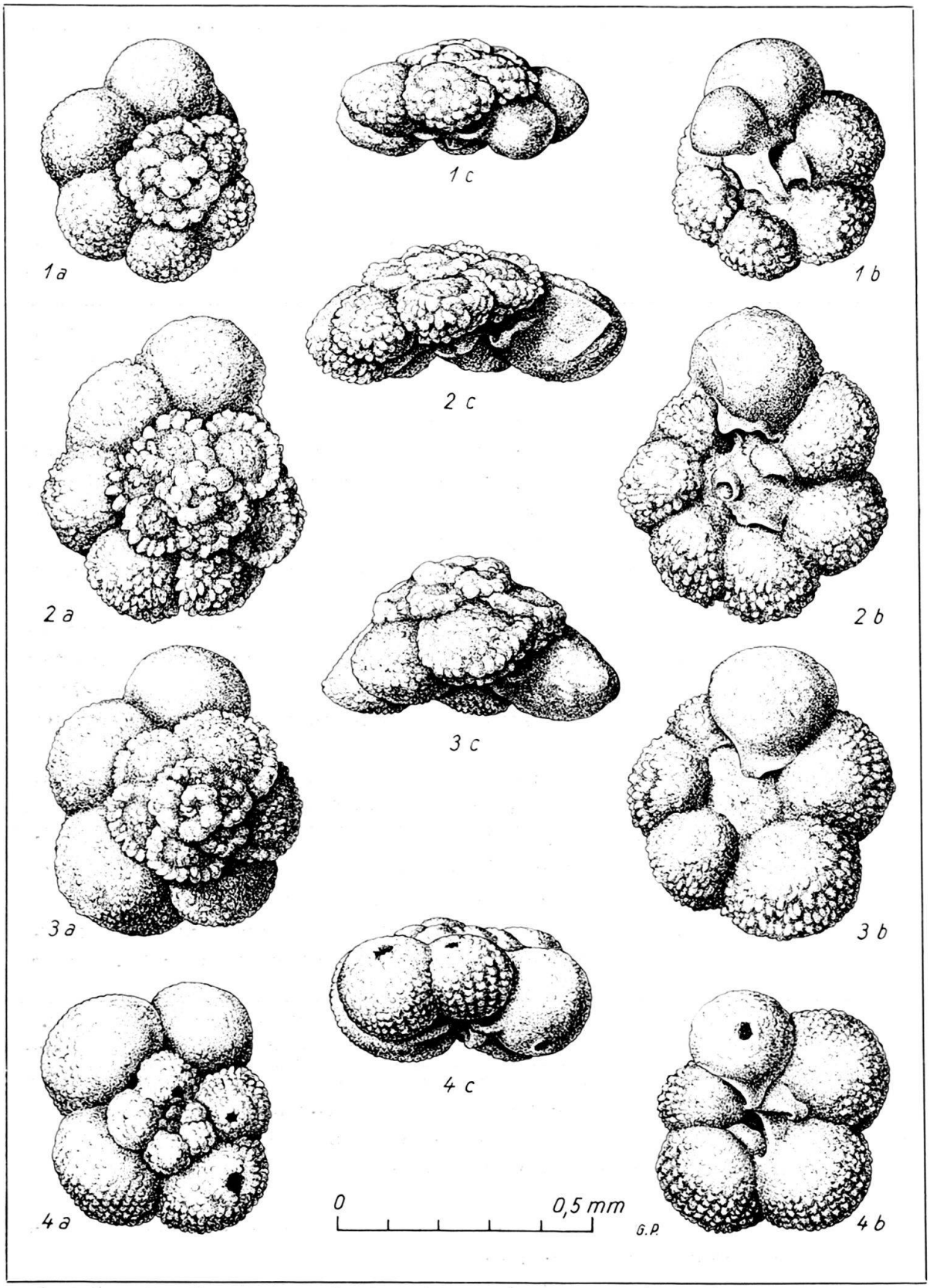

Fig. 1a–c: *Globotruncana ? semsalensis* n. sp. (holotype)
Fig. 2a–c et 3a–c: *Globotruncana ? semsalensis* n. sp. (paratypes)
Fig. 4a–c: *Rugoglobigerina ? ordinaria* (SUBBOTINA)
a: vue dorsale. b: vue ventrale. c: vue latérale. Fig. 1–4: 70×.

3. – HEINRICH JÄCKLI (Zürich): **Demonstration einer Karte der Würmvergletscherung der Schweiz.** Erscheint später in den Eclogae.

---

4. – NICOLAS OULIANOFF (Lausanne): **Problème de ripple marks croisées et leur fossilisation.** Avec 4 figures dans le texte.

1. – La recherche sur les conditions dans lesquelles les rides (ripple marks) se forment sur les fonds océaniques présente une importance évidente pour contribuer à la solution de certains problèmes de sédimentologie. Une importance indirecte toutefois, car les ripple marks serviraient selon certains auteurs d'indicateurs de l'existence, voire même de l'importance des courants sous-marins. Ces derniers intéressent la sédimentologie à titre de facteur mécanique supposé capable de véhiculer le matériel terrigène loin des rivages vers le large océanique.

2. – Dans quelques-unes de mes récentes publications, j'ai examiné le problème des facteurs mécaniques que l'on suppose particulièrement actifs dans le domaine de la sédimentologie (OULIANOFF 1958, a, b, c; 1959; 1960, a, b, c). J'arrive à la conclusion que la littérature sédimentologique ne prête pas assez d'attention au rôle des diverses vibrations qui secouent la croûte terrestre avec des intensités variables, et, dans leur ensemble, d'une façon permanente.

Deux de mes récents articles (OULIANOFF 1961, a et b) sont consacrés au problème de la formation des ripple marks examiné également en tenant compte des effets des coups séismiques. Mon argumentation est étayée par des expériences au laboratoire, qui reproduisent certaines conditions des vibrations de la croûte terrestre lors des tremblements de terre.

Ces expériences ont permis d'établir que si le rayon séismique se rapproche de l'horizontalité, il provoque la formation à la surface des sédiments fins, des *ripple marks asymétriques*, c'est-à-dire de l'espèce que l'on voit se produire par les cours d'eau (ruisseaux, rivières). Mais à l'encontre de ce qui se passe dans les cours d'eau, ce n'est pas l'eau qui s'écoule, dans mes expériences, sur le fond immobile, mais bien *le fond* lui-même, portant des sédiments encore non consolidés, qui se trouve, sous l'effet des coups séismiques, en déplacement par rapport à la couche d'eau qui les couvre.

3. – En dehors des réseaux *simples* de ripple marks, donc à rides plus ou moins parallèles, on rencontre encore, dans la nature, des ripple marks croisées (ou rhomboïdes des auteurs anglais). Il s'agit de la superposition croisée de deux réseaux simples de rides. Les ripple marks croisées se rencontrent plutôt rarement. Pour deux raisons, elles attirent cependant notre attention particulière.

La première de ces raisons se trouve en rapport avec le *mécanisme de leur formation.*

La seconde – touche directement le problème de leur *conservation* et de la «*fossilisation*» des ripple marks en général.

Nous trouvons, dans la littérature, quelques indications relatives à la formation des ripple marks croisées. Il est compréhensible que la plupart des auteurs ne s'occupent que des rides produites par des vagues. Ces cas sont les plus fréquents et les plus commodes à observer. A juste titre, on attribue la formation des

rides croisées, à l'effet de deux systèmes de vagues, où un réseau est déterminé par l'action directe du vent et le second résulte de la réflexion, par le rivage, du premier système de vagues. L'angle entre les deux systèmes de ripple marks dépend donc de la direction du vent et de la configuration du rivage. Les figures que l'on trouve chez TWENHOFEL (1950) ou chez WOODFORD (1955) sont caractéristiques sous ce rapport. En outre, TWENHOFEL a établi tout une classification détaillée des ripple marks croisées, qui malheureusement n'avance pas notre connaissance du problème lui-même.

4. – Ainsi qu'il est dit plus haut, le problème fondamental pour la sédimentologie, et pour la géologie en général, reste celui de savoir à quel point les hypothèses proposées correspondent-elles aux *conditions réelles*, dont l'existence nous est connue à la suite d'*observations directes*.

Je ne veux pas rester sur cette formule abstraite. Pour la discuter sérieusement, il vaut mieux lui donner un aspect plus tangible. Ces dernières années, après la deuxième guerre mondiale, la sédimentologie, comme presque toutes les branches des sciences naturelles (physique, chimie et mathématiques étant hors concours), a reçu de nombreuses impulsions. C'est l'océanographie (avec les sondages profonds, avec les mesures de la vitesse des courants, avec la photographie des grands fonds océanique) qui a apporté un appui particulièrement précieux à la sédimentologie. Les faits nouveaux et de grande importance s'accumulent de plus en plus.

Le besoin est naturel d'essayer les synthèses. C'est toujours tentant. Mais c'est aussi souvent difficile, dangereux même dans le sens de la responsabilité de l'auteur de l'hypothèse proposée vis-à-vis de ceux qui l'adoptent, souvent sans critique suffisante, qui «croient» a la solidité inébranlable de l'hypothèse. Il faut, du moins il est désirable, que l'hypothèse énoncée soit assise sur une base solide reconnue par les *observations directes* quant à sa réalité et son importance, et non pas sur une base qui, elle-même, ne serait qu'hypothétique vu l'absence de preuves *directes* qui confirmeraient sa solidité.

5. – La *conservation* de ripple marks sur les plages n'est que précaire. Les rivages recouverts de sédiments fins comprennent deux zones, dans lesquelles la formation des ripple marks est soumise à des régimes non identiques. Elles sont séparées, en gros, par la ligne qui indique le niveau d'eau correspondant à l'état d'une mer parfaitement tranquille. La plage proprement dite s'étend entre cette ligne-ci et cette autre, plus haut, jusqu'à laquelle se déferlent les vagues. Les ripple marks de cette zone sont variables quant à leur amplitude. Les vagues qui balayent la plage les forment et les détruisent en les déplaçant continuellement. Que se pass-t-il quant le vent commence à faiblir? La ligne supérieure, du déferlement des vagues se retire alors de plus en plus vers le niveau de la mer calme. Ainsi les ripple marks construites par les vagues restent de plus en plus à sec en dehors des eaux mouvantes. Ces ripple marks sont alors visibles sur la plage jusqu'au nouvel accès du vent. Que se pass-t-il alors dans la zone du rivage qui reste toujours sous l'eau, même pendant l'accalmie? Les ripple marks produites dans cette zone se trouvent en voie de régénération continuelle pendant que le vent souffle fort. La force des vagues étant en diminution, la régénération des rides va dans le même sens, soit vers la dégradation, enfin vers leur disparition, vers l'aplanissement de la surface de sable.

6. – Examinons maintenant les cas de la *conservation* éventuelle des ripple marks formées par divers cours d'eau. Je dis: «les cas», car effectivement les conditions des courants se distinguent sensiblement les unes des autres.

Dans un cours d'eau canalisé (torrent, ruisseau, rivière) l'eau, mue avec une puissance suffisante, lui permettant de déplacer les grains de sable, formera des champs de ripple marks, qui se trouveront en voie de déplacement, de régénération et de destruction continuelle, (Tison 1939, Lombard 1956). Ce processus durera jusquà ce que le régime d'eau lui reste favorable. *Un arrêt brusque* du cours d'eau en question permettrait aux ripple marks déjà formées de se trouver à sec d'un moment à l'autre. Elles seront alors conservées pendant un certain temps. Mais, dans la nature, ce n'est qu'un cas plutôt hypothétique. Somme toute, il ne peut se produire que par l'intervention de l'homme. Dans les conditions normales, la courbe d'un cours d'eau montant brusquement, pendant une crue, baisse lentement pour atteindre de nouveau l'état d'équilibre. Les ripple marks à l'amplitude très marquée (période de crue) commenceront à dégénerer avec le faiblissement du courant. Lorsque la courbe atteindra le niveau d'une vitesse constante, deux cas possibles sont à envisager:

1) ou bien le cours d'eau gardera son niveau habituel,

2) ou encore le cours d'eau n'étant que temporaire, canalisant les grands débits des tempêtes, s'éteindra restant à sec par le temps normal.

Dans le *premier cas*, les ripple marks (possibles, mais pas obligatoires) atteindront, en diminuant, leurs dimensions habituelles, tout en se trouvant en état de continuel déplacement.

Dans le *second cas*, le torrent détruira les ripple marks au fur et à mesure de l'abaissement de ses eaux.

Ce processus d'aplanissement de la surface des sédiments meubles peut être observé lors d'une simple expérience au laboratoire.

Deux photos ci-jointes (fig. 1 et 2) représentent deux stades successifs de l'état de la surface du sable fin dans un canal. On a commencé par y faire passer un courant assez fort. La première photo (fig. 1) montre les rides que ce courant, venu de la droite, a construites. Ensuite on a laissé s'écouler sur cette surface un courant *très affaibli* pendant une dizaine de minutes. La seconde photo (fig. 2) montre l'état de la surface du «sédiment» après cette seconde opération. Notons que les deux photos ont été prises avec un éclairage parfaitement identique. Il est important également de prendre en considération que les courants, fort et faible, ont été envoyés sur le «sédiment» en nappe par le fond, tout dispositif étant noyé sous une couche d'eau de 8 cm environ. La fig. 2 représente donc l'effet inévitable de tous les cours d'eau dont la vitesse, forte initialement, s'atténue ensuite graduellement, jusqu'à l'extinction totale. L'activité constructive-destructive d'un tel courant passe par trois stades: 1) pendant le premier – le courant *bouscule et brasse le matériel meuble;* 2) la vitesse du courant diminuant, ce dernier n'arrive plus qu'à *déplacer lentement le sable fin* (stade caractérisé par la *formation des rides*, qui, elles-mêmes, se trouvent en voie de *déplacement lent, mais continuel* suivant le sens du courant); 3) la vitesse diminuant toujours, le courant ne crée plus les ripple

marks, mais il est encore capable de déplacer les granules isolés du sable, qui glissent, la *gravité aidant*, vers le fonds des creux entre les crêtes voisines des ripple marks. Ces déplacements des granules tendent de combler les creux et d'aplanir la surface des sédiments.

Pour prendre la seconde photo, l'expérience a été arrêtée avant la destruction totale des ripple marks. On distingue encore sur cette photo (fig. 2) les vestiges des crêtes et, de même, les creux ne sont que partiellement comblés.

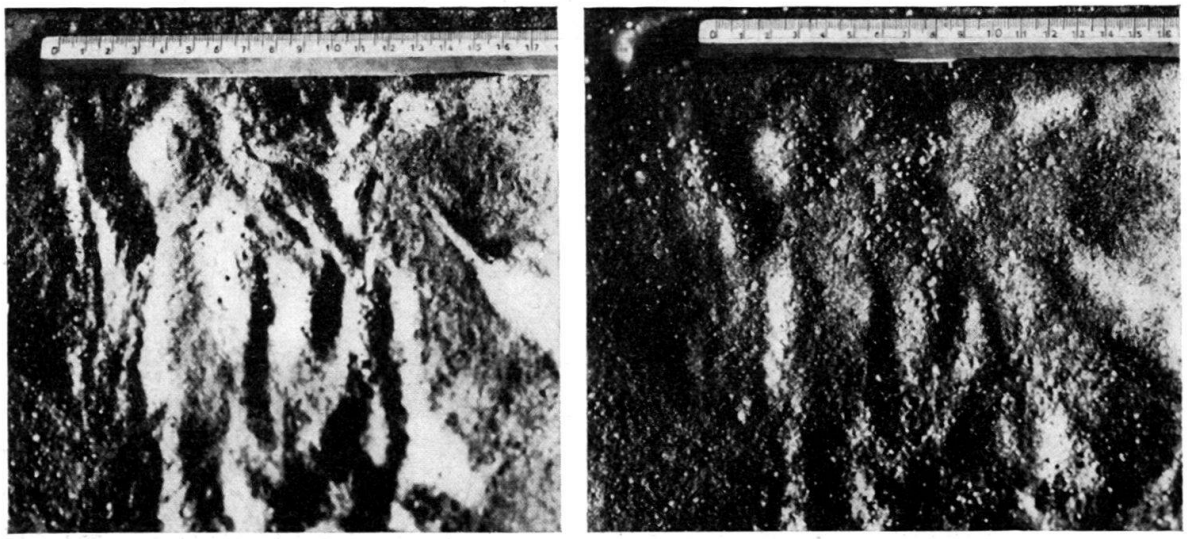

Fig. 1 et 2 – représentent la surface d'un sédiment (sable fin et mi-fin) sur laquelle s'écoulait un courant, ayant d'abord (fig.1) une forte vitesse et ensuite (fig. 2) une vitesse sensiblement affaiblie. Le courant crée les ripple marks, au premier stade, et les détruit, au second.

7. – Passons maintenant au problème de la *conservation* et de la *fossilisation des ripple marks* dans les conditions des grands fonds marins.

Si nous supposons que dans une région donnée existe un courant sous-marin qui balaie le fond avec une force suffisante pour mettre continuellement en mouvement les grains de sable fin (supposition purement gratuite[1]), nous assisterions au déplacement perpétuel du matériel meuble, avec ou sans formation des ripple marks. Cependant, les ripple marks éventuelles se trouveront, elles aussi, en voie de déplacement continuel. Le matériel meuble fraîchement et normalement sédimenté, sans passer par un processus brutal, sera pris au fur et à mesure de son arrivée dans le roulement établi par le *courant continu* et ne pourra pas servir de matériel de *recouvrement, de protection pour la fossilisation*.

Si, par contre, nous imaginons qu'un courant brutal («courant de turbidité») apporte du matériel de protection, ce courant, *par sa turbulence* même, détruira le champ de ripple marks préexistant avant que le matériel en suspension arrive à réaliser l'œuvre de protection.

---

[1]) Cette supposition est rejetée par presque toutes les observations des faits, soit par les mesures océanographiques directes. L'exposé de cette documentation et la discussion correspondante se trouvent dans ma publication antérieure (N. Oulianoff 1961, b).

Mais on peut, par imagination, se représenter le phénomène se déroulant dans le sens inversé.

Supposons qu'un «courant de turbidité», dans une région donnée, rencontre un fond marin recouvert de sable fin. Par sa grande force, ce courant bousculera peut-être les sédiments fins et puis les froissera en ripple marks. Mais la force vive d'un «courant de turbidité» *déclenché brutalement* (écroulement d'une paroi rocheuse p. ex.) diminue rapidement. Le courant *s'atténue* et *meurt ensuite*. Si, à une certaine période de sa brève vie, ce courant crée des ripple marks, son évolution, marquée par la diminution continuelle de son énergie, *ne servira nullement à la conservation des rides*, mais, bien au contraire, à *leur destruction systématique*, comme nous l'avons déjà analysé plus haut.

Il est évident que les ripple marks doivent rester pendant leur conservation, et, ensuite, pendant leur «fossilisation», en état d'une grande tranquillité sans être dérangées par des courants. Nous verrons tout alors comment ces conditions seraient réalisables dans la nature.

8. – Revenons d'abord au problème des *ripple marks croisées*. En restant dans les conditions des niveaux marins profonds, on n'envisage pas *logiquement* la possibilité du changement brusque de la direction d'un courant formant avec la direction précédante un angle allant jusqu'à 90°. Je dis: «logiquement», tenant compte des conditions océaniques que nous connaissons. Cette affirmation restera évidente jusqu'au moment où l'on découvrira un nouvel argument qui obligera de changer cette manière de voir. J'entends ici les *courants marins constants* qui, dans les immensités océaniques, se présentent sous forme de larges nappes d'eau s'écoulant par le fond.

Un autre cas présente les «courants de turbidité». On compare ces courants aux véritables *torrents sous-marins*. On peut leur attribuer les particularités que nous observons dans les lits des cours d'eau sur la surface de la terre: celle entre autres qui s'exprime par la formation de ripple marks. Et si l'on veut parler des ripple marks croisés, il n'y a qu'à supposer que le courant de turbidité ait rencontré un obstacle quelconque (bloc de rocher p. ex.) qui coupe le courant en obligeant ses deux bras de *changer la direction* d'écoulement. Ils se réuniront de nouveau en aval du dit bloc, et notamment *sous un angle*, dont la valeur dépend de la vitesse du courant de turbidité et de la forme de l'obstacle. Si les conditions sont favorables (finesse de sable, vitesse du courant) à la création des ripple marks, ces dernières seront du type croisé. Cependant, ces ripple marks ne seront qu'éphémères, car les conditions des courants de turbidité sont *défavorables*, comme nous l'avons vu plus haut, à *la conservation des rides*.

9. – L'hypothèse que je propose pour expliquer la formation et la conservation des ripple marks dans les grandes profondeurs marines est assise sur une base bien solide[2]), notamment sur la considération des effets mécaniques des vibrations qui secouent la croûte terrestre lors des séismes. Les vecteurs de ces vibrations (intensité, orientation) sont variables selon les circonstances, ce qui s'exprime aussi par leurs effets variables sur les sédiments (transport, granoclassement, compaction et la formation de ripple marks aussi). Les expériences au laboratoire

[2]) Voir plus haut les considérations sur la valeur des hypothèses en rapport avec la nature des bases sur lesquelles les hypothèses sont bâties.

relatives à la formation des ripple marks simples par les «chocs séismiques» sont exposées dans mes deux publications récentes (OULIANOFF 1961, a et b). Ainsi je m'abstiens de revenir à ces expériences. La conclusion à laquelle elles nous amènent est la suivante:

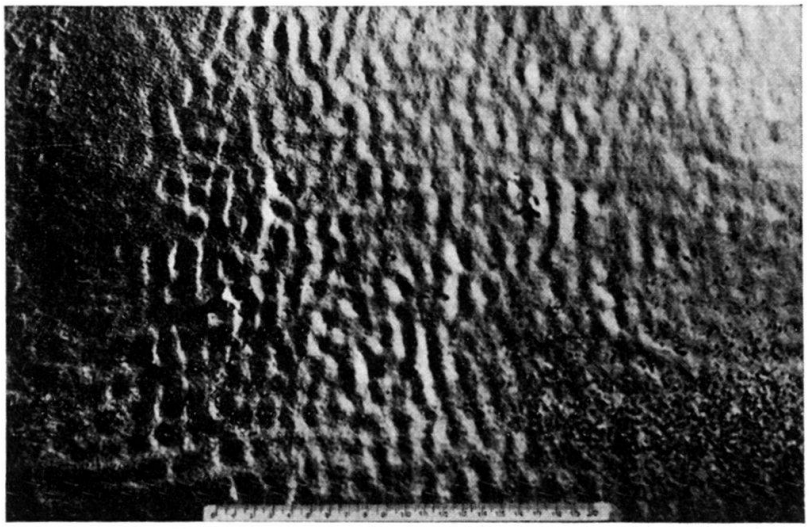

Fig. 3. Ripple marks croisées à l'angle de 90°. L'eclairage vient de la droite. L'échelle en centimètres.

Les «chocs séismiques» reproduits au laboratoire créent des vibrations qui conditionnent la formation des ripple marks. Trois périodes sont à considérer: 1) le calme initial, 2) le choc séismique produisant la *vibration du fond sous-marin*, qui contraste avec l'*inertie de la couche d'eau recouvrant sédiments* et qui crée éventuellement les ripple marks, 3) le *nouveau calme* pendant lequel n'intervient *aucun facteur capable de détruire les ripple marks* fraîchement formées.

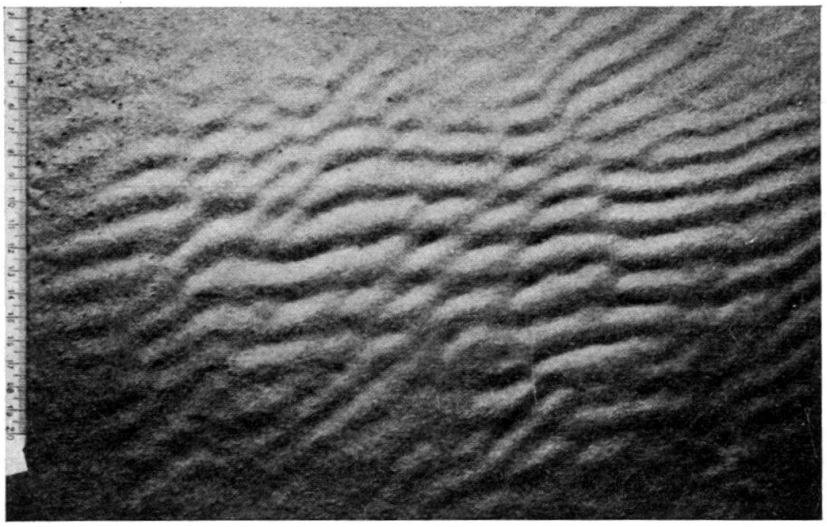

Fig. 4. Ripple marks croisées à l'angle de 45° approximativement. L'éclairage vient du Sud. L'échelle en centimètres.

Dans une région affectée par un paroxisme séismique, la possibilité n'est pas exclue de voir le premier choc être suivi par un ou plusieurs autres *partant des centres déplacés par rapport à celui du premier choc.*

Dans le cas où cette dernière condition est réalisée, les ripple marks qui en proviendraient auraient une *orientation autre que celle de la première volée. Le croisement des rides de ces deux jeux* se produira sous un certain angle, qui dépend de la situation des trois éléments géométriques mis en jeu.

Les expériences au laboratoire confirment ces prévisions. Les deux photos (fig. 3 et 4) montrent les exemples de croisement des ripple marks 1) sous un angle droit et 2) sous un angle de 45° approximativement.

Dans le premier cas, l'intensité est sensiblement la même pour chacun des deux systèmes. On distingue sur la seconde photo qu'un système l'emporte sur l'autre quant à la puissance du relief.

On comprend que ce «dosage», par la nature, des intensités, joue un rôle capital pour la formation et la géométrie des ripple marks croisées.

Le calme qui s'établit *après le paroxisme séismique garantit les ripple marks croisées de la destruction.* Le matériau de la sédimentation amené par les *voies normales* les couvriront peu à peu d'une couche de protection sous laquelle les *ripple marks passeront,* grâce à la consolidation (diagénèse), *au stade de «fossiles».*

BIBLIOGRAPHIE

DE BÉTHUNE, J. (1936): «*Ripple Marks*» *rhombiques fossiles du Carbonifère de l'Oklahoma.* Bull. Soc. belge de Géol. *46*, 291–296.

BUCHER, W. H. (1919): *On Ripples and related sedimentary surface forms.* Am. J. of Sci. *47*, 149–210 and 241–269.

KHVOROVA, J. V. (1961): *Flysch et molasse inférieure en Oural méridional* (en russe). Travaux Inst. géol. Ac. Sci. Moscou 352 pp. (Tableau XV, fig. 3: «*Rides à la surface supérieure d'un quartzite du Carb. sup.*»). – Cette photographie présente un bel exemple de ripple marks croisées montrant des parallélogrammes à un angle de 65°.

LOMBARD, AUG. (1956): *Géologie sédimentaire.* Paris.

OULIANOFF, N. (1958, a): *Sédimentologie et géophysique.* CR Ac. Sci. Paris, *247*, 313–315.

– (1958, b): *Effet des vibrations expérimentales sur la sédimentation.* CR Ac. Sci. Paris, *247*, 2404.

– (1958, c): *Répercussion des phénomènes géophysiques sur la sédimentation marine.* Actes Soc. Helvét. Sci. nat., 109–111.

– (1959): *L'eau comme sédiment.* Eclogae geol. Helv. *51*, 696–706.

– (1960, a): *Transport des matériaux meubles sur les fonds océaniques.* CR Ac. Sci. Paris, *250*, 4410.

– (1960, b): *Tassement et effondrement dans les séries sédimentaires.* CR Ac. Sci. Paris, *251*, 115.

– (1960, c): *Problème du Flysch et géophysique.* Eclogae geol. Helv. *53*, 155–160.

– (1961, a): *Rides (Ripple marks) sur les fonds océaniques et courants sous-marins.* CR Ac. Sci. Paris, *253*, 507.

– (1961, b): *Rides sous-marines (ripple marks).* Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *67*, fasc. 9 et Bull. lab. géol. etc. Univ. Lausanne *N° 130*, 12 pp., 4 pl.

TISON, L. J. (1939): *Banc de sable et ripple-marks dans les cours d'eau.* Annales Soc. Sci. Bruxelles. (II) *59*, 41.

TWENHOFEL, W. H. (1950): *Principles of sedimentation.*

WOODFORD, A. O. (1935): *Rhomboid ripple marks.* Am. J. Sci. (5) *29*, 518–525.

5. – FRANZ HOFMANN (Neuhausen am Rheinfall) und REINHART GYGI (Zürich): **Ein Vorkommen von Oberer Mariner Molasse am Kestenberg (Kanton Aargau).** Mit 1 Textfigur.

GEOLOGISCHE BESCHREIBUNG (R. G.)

Am Südhang des Kestenberges, oberhalb von Möriken, Kanton Aargau (Fig. 1), finden sich innerhalb von ausgedehnten Rutschungen mehrere Massen einer tertiären Blockbildung, die bereits 1947 von Herrn Prof. Dr. L. VONDERSCHMITT in einem unpublizierten Rapport erwähnt wurde. Die grösste Masse des Vorkommens hat ihren inneren Zusammenhang als Scholle bewahrt und ist an einer Wegabzweigung bei Koord. 656625/252800/515 gut aufgeschlossen. Es ist mindestens 2 m mächtig.

Es handelt sich um ein sehr grobes Konglomerat mit reinen, sandigen Zwischenlagen. Der gleiche Sand bildet auch die Grundmasse der Blockbildung. Er ist verhältnismässig grob und von grünlicher Farbe.

Die Komponenten der Blockbildung bestehen ausschliesslich aus völlig frischen Jurakalken. Die grösseren sind bis 40 cm lang und lediglich kantengerundet, während die kleineren Gerölle (unter 5 cm ∅) mässig bis gut gerundet sind.

Die Gerölle entstammen folgenden Formationen:

Jünger als Malm: Krusten- und Süsswasserkalk der Molassebasis, vermutlich älteres Oligozän und vergleichbar mit ähnlichen Bildungen im Gebiet von Schaffhausen (F. HOFMANN, 1960).

Malm: Wettingerschichten
Badenerschichten
Wangenerschichten
Crenularisschicht
Geissbergschichten

Über die ursprüngliche Lagerung dieser Blockscholle kann lediglich gesagt werden, dass sie nicht weit verrutscht sein kann. Es darf also angenommen werden, dass das Konglomerat ursprünglich direkt auf bzw. an den Malmkalken lag, die seine Gerölle lieferten.

Die einzige Stelle, wo die Blockbildung sicher ansteht, befindet sich 180 m östlich des erstgenannten Aufschlusses, etwas höher an derselben Waldstrasse. Dort liegt auf Kalk der Wettingerschichten in kleinen Vertiefungen etwas Bohnerz. Darüber folgt ca. 1,5 m eines rotbraunen, brekziösen, völlig fossilfreien Kalkes mit Einschlüssen von Wettingerkalk. Es muss sich dabei um einen oligozänen Krustenkalk handeln. Darüber folgt knapp 1 m Konglomerat. Über dem Konglomerat liegt ein graubrauner Sandstein, der vermutlich zur marinen Molasse gehört, aber von den Sandsteinen der Unteren Süsswassermolasse im Felde nicht unterschieden werden kann. Mit der Mächtigkeitsabnahme des Konglomerates gegenüber der erstgenannten Fundstelle hängt auch ein Wechsel im Material zusammen. Die Gerölle treten gegenüber der Grundmasse zurück, sind stets mehr oder weniger gut gerundet und haben höchstens 10 cm Durchmesser. Merkwürdigerweise bestehen sie hier ausschliesslich aus dem erwähnten Krustenkalk und weisen eine Verwitterungsrinde auf, die älter als ihre Einsedimentierung sein muss. Die Grundmasse ist hier ein graugelber, sandiger, bröckliger Mergel. Nur der spärliche Glaukonit deutet darauf hin, dass es sich um das gleiche Gestein handelt wie beim erstgenannten Aufschluss. Fossilien konnten an dieser Stelle bisher nicht gefunden werden.

Da der unerwartete Glaukonitgehalt in der Grundmasse der Blockbildung zunächst übersehen wurde, betrachtete der Schreibende dieselbe zuerst als eine Bildung an der Basis der Unteren Süsswassermolasse. Auf Anregung von Herrn Prof. Dr. R. TRÜMPY untersuchte dann aber Herr Dr. F. HOFMANN Proben vom erstgenannten Aufschluss und konnte zeigen, dass es sich dabei eindeutig um eine Bildung der Oberen Marinen Molasse handelt (siehe unten). Dieser Befund konnte nachträglich durch folgende Fossilfunde bestätigt werden: ein Haifischzahn von der Art, wie sie im Muschelsandstein der Oberen Marinen Molasse beim benachbarten Dorf Mägenwil gefunden werden, ferner Austernfragmente. Daneben findet man aufgearbeitete Malmfossilien; es wurden je ein Perisphinctide, ein Teil eines Seelilienstiels und ein Brachiopode gefunden.

Damit erscheint es wahrscheinlich, dass mindestens ein Teil der am Südhang des Kestenbergs vorkommenden Sandsteine, die von F. MÜHLBERG (1904) als Untere Süsswassermolasse kartiert wurden, zur Oberen Meeresmolasse gehören. Leider kann die Frage der Abgrenzung vorläufig nicht beantwortet werden, da einerseits noch keine Fossilien der Unteren Süsswassermolasse gefunden werden konnten und anderseits die Möglichkeit besteht, dass die Sandsteine der Oberen Meeresmolasse teilweise aus aufgearbeitetem älterem Molassematerial bestehen. Die sedimentpetrographische Untersuchung von vier Sandsteinproben von verschiedenen Lokalitäten des Kestenberg-Südhanges durch Herrn Dr. F. HOFMANN führte denn auch noch zu keinem sicheren Entscheid. Einzig das Auftreten von bunten Mergeln deutet darauf hin, dass am Kestenberg-Südhang wahrscheinlich auch Untere Süsswassermolasse vorkommt.

Um das Vorkommen dieser marinen Blockbildung direkt auf dem Malm am Kestenberg zu erklären, müssen einige Bemerkungen zum merkwürdigen tektonischen Stil dieser nach E ins schweizerische Mittelland vorspringenden Jura-Antiklinale gemacht werden.

F. MÜHLBERG (1904) betrachtet in seinen Erläuterungen zur geologischen Karte des unteren Aare-, Reuss- und Limmattales den Kestenberg als östliche Fortsetzung der Kalmenegg bei Schinznach-Dorf. Die Gislifluhkette tauche unter dem Schloss Wildegg endgültig unter. Diese Auffassung wurde 1915 durch A. AMSLER bekräftigt.

Nun wurde bei der Kartierung des Kestenberg-Nordhanges durch den Schreibenden die Existenz zweier paralleler Überschiebungen festgestellt, nämlich einer steilen bis senkrechten Aufschiebung, die ohne Zweifel derjenigen entspricht, die F. MÜHLBERG auf seiner Karte angibt, und einer zweiten, flachen Unterschiebung südlich davon, die höchstwahrscheinlich die steile, ältere noch schneidet und weiter nach N versetzt. Diese Überschiebung geht im Gebiet von Holderbank durch eine dreifach gestaffelte Ablösung aus der Gislifluhaufschiebung hervor. Die Fortsetzung der Kalmenegg wird also nur durch eine schmale Schuppe am Nordhang des Kestenberges repräsentiert.

Der Scheitel des Kestenberges bildet ein schönes Gewölbe, wobei die Effingerschichten an der Stirnseite der flachen Überschiebung in den «Ägerten» in verkehrter Lagerung flaches Südfallen zeigen.

Wie man beim Zeichnen von Querprofilen sofort sieht, ist eine solche Tektonik aber nur möglich, wenn zwischen der Aufschiebung der Kalmenegg-Kestenberg-

Tafel und der Überschiebung der östlichen Fortsetzung der Gislifluh der aufgeschobene Schollenrand bis in die unteren Effingerschichten hinab erodiert wurde. Dass solche Erosionen tatsächlich vor der Überschiebung und der darauf hervorgegangenen Faltung des eigentlichen Kestenberges stattgefunden haben, wird durch das marine Konglomerat an seinem Südhang belegt.

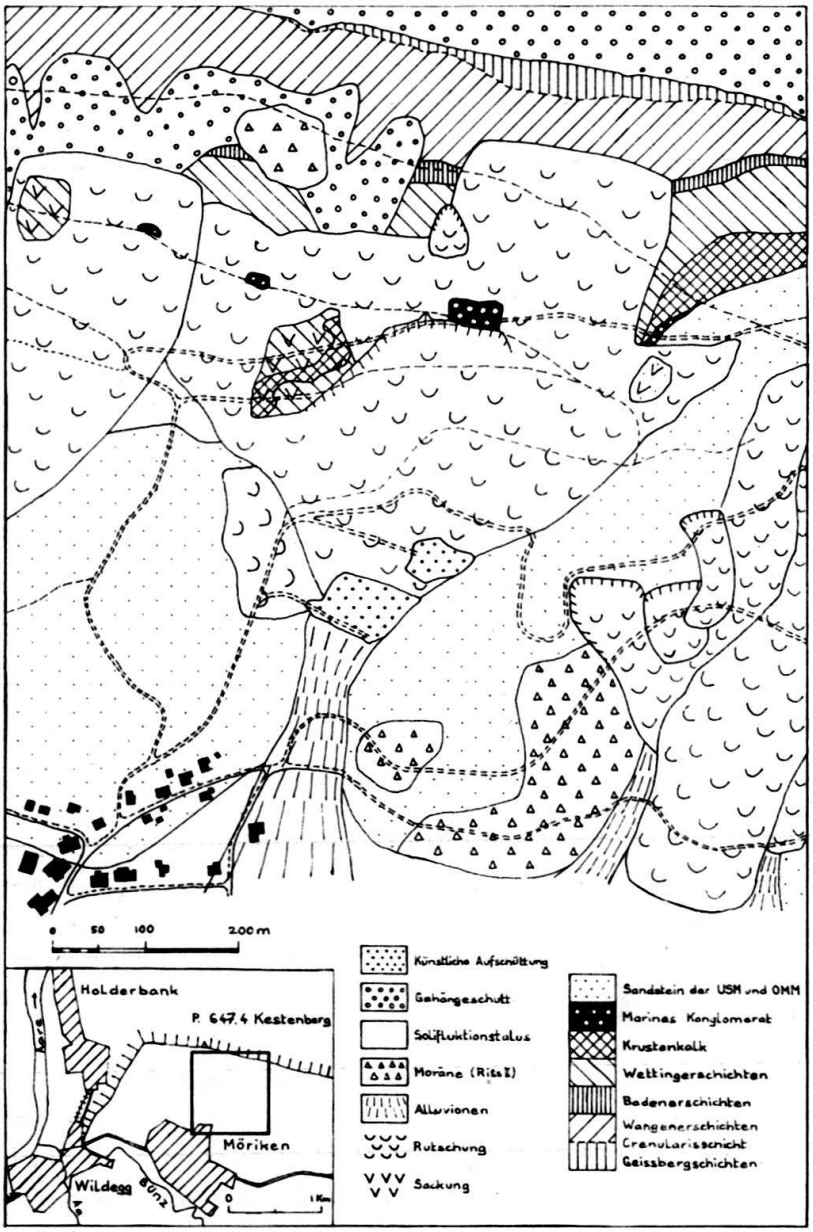

Fig. 1. Situationsskizze der Blockvorkommen der Oberen Marinen Molasse am Kestenberg: USM = Untere Süsswassermolasse; OMM = Obere Meermolasse.

Offenbar ist also am Ende des Oligozäns ein schon bestehender Bruch reaktiviert oder neu gebildet worden, der der Axe des heutigen Kestenberges parallel verlief. Dabei wurde der Südflügel gehoben und nach S gekippt, so dass bei der Transgression der Oberen Marinen Molasse die Untere Süsswassermolasse grösstenteils erodiert und zudem noch die Stirn dieser Aufschiebung bis in die Effingerschichten hinunter abgetragen wurde. Auf diese Weise muss die beschriebene Blockbildung

entstanden sein, während sich die USM im Gebiet des Birrfeldes N des Kestenbergs in einer Mächtigkeit von mindestens 300 m erhalten konnte.

SEDIMENTPETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN (F.H.)

Untersucht wurde das sandige Zwischenmittel der beschriebenen Blockbildung.

Der Karbonatgehalt einer unverfestigten Sandzwischenlage betrug 26%, wovon 24% Kalk und 2% Dolomit. Diese Sandlage wie auch das normale sandige Blockzwischenmittel sind deutlich glaukonitisch.

Das sandige Zwischenmittel zeigte folgende Zusammensetzung:

Leichtmineralien: Hauptkorngrösse kleiner als 0,4 mm. Quarzgrobsand über 0,5 mm ist deutlich vorhanden, maximale Korngrösse bis 2 mm, mit rötlichen Quarzkörnern.

Schweremineralien:

Granat	47%	Zirkon	9%
Epidot	37%	Rutil	+
Staurolith	+	Hornblende (blau)	+
Disthen	+	Turmalin	3%
Apatit	14%	Andalusit	+

(+ = unter 1% vorhanden).

Der Schweremineralgehalt der sandigen Zwischenlagen ohne Blöcke ist derselbe, doch ist der Sand feinkörniger und der Grobsandgehalt gering.

INTERPRETATION DER UNTERSUCHUNGSERGEBNISSE (F. H.)

Das sandige Zwischenmittel der Blockbildung am Kestenberg gehört eindeutig zur Oberen Marinen Molasse, belegt durch Glaukonitgehalt und sedimentpetrographische Untersuchungsergebnisse und bestätigt durch Fossilien.

Der Sand des Blockzwischenmittels zeigt die Charakteristiken der Napfschüttung (Epidot, blaue Hornblende, Karbonatgehalt), mit einer Interferenz der Ost-West-Grobsandzufuhr, die von U. P. Büchi und F. Hofmann (1960) für den unteren Abschnitt der Oberen Marinen Molasse (Burdigalzyklus) im Gebiet der Nordschweiz nachgewiesen wurde und durch Grobsand, rötliche Quarzkörner und Andalusit belegt ist.

Das beschriebene marine Molassevorkommen am Kestenberg fügt sich zwanglos in das Interferenzgebiet zwischen Napfschüttung (aus SW) und Grobsandschüttung (aus E) ein, wie dies von den genannten Autoren (1960) dargestellt wurde. Es liegt am Rand des Einflusses der östlichen Grobsandzufuhr, was sich am relativ geringen Gehalt an Material dieser Schüttung äussert. Es leitet bereits über zu den unmittelbar südlich benachbarten Muschelsandsteinvorkommen der Gegend von Lenzburg.

Die Aufarbeitung des grobblockigen Malmmaterials ist nur von lokaler Ausdehnung; die marinen Strömungen vermochten nicht, diesen groben Schutt wesentlich zu transportieren. Interessant ist, dass ähnliche, aber weit kleinere Malmkalktrümmer auch in den basalen Schichten der Oberen Marinen Molasse W Kaiserstuhl (Kt. Aargau) vorkommen, wo sie ebenfalls nur ganz lokal auftreten und dort von Unterer Süsswassermolasse unterlagert werden (E. v. Braun, 1953).

Die Untersuchungsbefunde beweisen eindeutig Obere Marine Molasse, direkt auf Malm liegend, obwohl aufgrund der bisherigen geologischen Auffassungen dort wenigstens mit 100 m Unterer Süsswassermolasse zu rechnen wäre. Die geologische Lage des Vorkommens direkt auf Malm und die lokale Aufarbeitung von Blockschutt aus einem beachtlichen Malmprofil von den Wettinger- bis zu den Geissbergschichten belegen eine beträchtliche intramolassische Tektonik. Die Heraushebung der Kestenbergantiklinale muss also schon vor der Transgression der Oberen Meeresmolasse begonnen haben. Die Grösse der Blockkomponenten am Kestenberg und deren stratigraphische Herkunft lassen sich wohl nur durch eine intramolassische Verwerfungstektonik erklären (siehe geologische Beschreibung). Die Erosionskraft der marinen Strömungen zur Zeit der Oberen Marinen Molasse kann niemals ausgereicht haben, eine derartige Blockanhäufung etwa durch Rinnenerosion zustande zu bringen, die jedoch gleichfalls eine Heraushebung des Kestenberges voraussetzen würde.

Die damit für das Gebiet des Kestenberges nachgewiesenen intramolassischen Krustenbewegungen sind zweifellos verwandt mit den vergleichbaren Erscheinungen im Basler Tafeljura (A. Buxtorf, 1901; L. Hauber, 1960; H. P. Laubscher, 1961).

Vergleichbare, möglicherweise etwas jüngere intramolassische Versetzungen im Juragebiet wurden auch für die Randen-Hegau-Verwerfung NE Schaffhausen angenommen (F. Hofmann, 1956).

LITERATUR

Amsler, A. (1915): *Tektonik des Staffelegg-Gebietes und Beobachtungen über Bau und Entstehung des Jura-Ostendes.* Eclogae geol. Helv. *13.*

von Braun, E. (1953): *Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Hochrheingebiet zwischen Zurzach und Eglisau.* Eclogae geol. Helv. *46*/2.

Büchi, U. P., & Hofmann, F. (1960): *Die Sedimentationsverhältnisse zur Zeit der Muschelsandsteine und Grobkalke im Gebiet des Beckennordrandes der Oberen Meeresmolasse zwischen Aarau und Schaffhausen.* Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. Ing. *27*/72.

Buxtorf, A. (1901): *Geologie der Umgebung von Gelterkinden im Basler Tafeljura.* Beitr. Geol. K. Schweiz [NF] 81.

Hauber, L. (1960): *Geologie des Tafel- und Faltenjura zwischen Reigoldswil und Eptingen (Kt. Baselland).* Beitr. Geol. K. Schweiz (NF] 112.

Hofmann, F. (1956): *Die Obere Süsswassermolasse in der Ostschweiz und im Hegau.* Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. Ing. *23*/64.

– (1960): *Sedimente einer ariden Klimaperiode zwischen Siderolithikum und Molasse in Lohn,* Kanton Schaffhausen, und am Rheinfall. Eclogae geol. Helv. *53*/1.

Laubscher, H. P. (1961): *Die Fernschubhypothese der Jurafaltung.* Eclogae geol. Helv. *54*/1.

Mühlberg, F. (1904): *Erläuterungen zur geologischen Karte des unteren Aare-, Reuss- und Limmattales (Spezialkarte Nr. 31 der geol. Karte der Schweiz* (1904). Eclogae geol. Helv. *8*/5.

---

6. – Franz Hofmann (Neuhausen am Rheinfall): **Ein vulkanischer Tuffhorizont in der Basiszone der Oberen Süsswassermolasse bei Lichtensteig im Toggenburg (Kt. St. Gallen).**

Unmittelbar südlich von Lichtensteig (Toggenburg, Kt. St. Gallen), im «Bundt» an der Strasse nach Wattwil und auf deren E-Seite (Koord. 724630/242170/610) liegt zwischen zwei Nagelfluhbänken eine Mergelzwischenlage von ca. 1,5 m Mäch-

tigkeit. Deren unterer Teil ist auffallend braunrot und geht mit unscharfer Grenze in die liegende Nagelfluh über. Offenbar handelt es sich um einen Verwitterungshorizont, der noch Bruchstücke von Nagelfluhgeröllen enthält. Er liegt in der Basiszone der Oberen Süsswassermolasse, im zentralen Teil des Hörnlifächers und im aufgerichteten, mit ca. 20° nach NW fallenden Südrand der mittelländischen Molasse. Nach den Untersuchungen von U. Büchi (1950) liegt das Vorkommen ca. 200 m über der Obergrenze der dort rein fluvioterrestrich ausgebildeten Oberen Marinen Molasse, d.h. im Übergangsgebiet vom Helvétien zum Tortonien.

Dieser Rothorizont wurde mit positivem Ergebnis auf einen Gehalt an vulkanischen Mineralien überprüft.

SEDIMENTPETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGSERGEBNISSE

Der rote Mergel ist praktisch kalkfrei. Der Schlämmrückstand enthält einen radiolaritreichen, relativ groben Sand der Hörnlischüttung, dessen ursprünglich vorhandene Karbonatkörner durch Auslaugungsverwitterung weitgehend eliminiert wurden. Er enthielt neben einer epidot- und granatreichen Schwerefraktion (Hörnlischüttung) die folgenden vulkanischen Schwerefraktionen.

Magnetit, idiomorph, relativ häufig.
Melanit, idiomorph, deutlich vorhanden.
Apatit, kurzprismatisch, ± idiomorph, deutlich vorhanden.
Titanit, teilweise idiomorph, sehr deutlich vorhanden.

Sanidin konnte in der Leichtfraktion nicht mit Sicherheit identifiziert werden. Vor allem Apatit und Titanit treten in relativ grossen Körnern (0,2 mm) auf und stechen in den Präparaten hervor. Der Gesamtgehalt an vulkanischen Mineralien ist gering. Immerhin macht der Magnetitgehalt einige Prozente der gesamten Schwerefraktion aus. Der vulkanische Mineralgehalt ist etwas geringer als jener der Helicitenmergel auf der Tennikerfluh (Baselland) und etwa gleich wie jener der aschenführenden Mergel auf der Küssaburg (Baden); vgl. dazu F. Hofmann, 1961.

INTERPRETATION DER UNTERSUCHUNGSERGEBNISSE

Die vulkanische Mineralkombination des Tuffhorizontes von Lichtensteig ist praktisch identisch mit jener der Tuffite im Basler Jura. Sanidin scheint zu fehlen oder ist mindestens äusserst selten, Melanit ist mässig vorhanden, sehr deutlich hingegen Titanit.

Die beschriebene Art des Vorkommens der aschenführenden roten Mergel von Lichtensteig (karbonatfrei ausgelaugter, roterdeartiger Verwitterungshorizont auf Nagelfluhunterlage) deutet auf langfristige terrestrische Exposition, die der Ablagerung und Erhaltung eines vulkanischen Aschenstaubes günstige Voraussetzungen bot. Dieser Befund ist für das zentrale Schuttfächergebiet des Hörnlideltas bemerkenswert.

Die mineralogische Zusammensetzung deutet auf eine Herkunft, die mit jener der Tuffite im Basler Jura verwandt ist. Als Eruptionsgebiet kommt der Kaiserstuhl eher in Betracht, als der Hegau. Es ist aber nicht ausgeschlossen, dass für diese Molassetuffite Vulkangebiete verantwortlich sind, die weiter entfernt oder

bisher unbekannt sind. Altersmässig ist der Horizont von Lichtensteig vermutlich jünger als jene im Gebiet der Tennikerfluh.

Nach der Entdeckung des Vorkommens von Lichtensteig wurde eine ganze Reihe ähnlicher terrestrischer Rothorizonte in der Oberen Meeres- und Süsswassermolasse der Ost- und Nordostschweiz mit negativem Resultat auf vulkanischen Mineralgehalt untersucht. Dasselbe war der Fall für analoge Rotmergellagen in der Unteren Süsswassermolasse. Die Rothorizonte verdanken ihre Färbung offenbar nicht vulkanischen Einflüssen; sie deuten lediglich günstige Erhaltungsbedingungen an. Die gleiche Erfahrung wurde gemacht bei einem Vergleich tuffitischer und nicht tuffitischer, makroskopisch nicht unterscheidbarer Rothorizonte in der Molasse des Kantons Schaffhausen, im Hegau und im Unterseegebiet.

LITERATUR

BÜCHI, U. P. (1950): *Zur Geologie und Paläogeographie der südlichen mittelländischen Molasse zwischen Toggenburg und Rheintal.* Kreuzlingen.

HOFMANN, F. (1958): *Vulkanische Tuffhorizonte in der Oberen Süsswassermolasse des Randen und Reiat, Kanton Schaffhausen.* Eclogae geol. Helv. *51*/2.

– (1959): *Vulkanische Tuffhorizonte der Schienerbergeruptionen auf dem thurgauischen Seerücken.* Eclogae geol. Helv. *52*/2.

– (1961): *Vulkanische Aschen in den Helicitenmergeln des baslerischen, aargauischen und badischen Tafeljura.* Eclogae geol. Helv. *54*/1.

---

7. – ARTHUR WINKLER-HERMADEN (Graz): **Vergleich zwischen obermiozäner und pliozäner Entwicklungsgeschichte am Ost- und Westfuss der Alpen.**

Der Vortragende legt die Ergebnisse vergleichender Untersuchungen der junggeologischen Entwicklung an der Ostabdachung der Ostalpen mit jener am Westsaum der französischen Westalpen in knappem Auszug dar. Das Schwergewicht der Studien lag auf einer Parallelisierung, beruhend auf einer paläogeographischen Grundlage, unter Auswertung des vorliegenden stratigraphischen, sedimentologischen, tektonischen und paläomorphologischen Materials, für den Zeitraum des jüngsten Miozäns und des Pliozäns. Es wurde ausgeführt, dass in diesen Zeiten Grossvorgänge geologischer und auch geomorphologischer Art von sehr einheitlicher und weiter Verbreitung an und in der Umrahmung der Alpen festzustellen sind. Insbesondere kann auch die grosszügige Erscheinung der oberstmiozänen Regression der Meere und die Erweiterung der Kontinentalbereiche im Mediterangebiet einerseits und am Ostsaum der Alpen andererseits in ihren hauptsächlichen Teilerscheinungen einem einheitlichen Rythmus zugeschrieben werden. Noch mehr gilt dies für die nachfolgende, bekanntlich so umfassende Transgression des älteren Pliozänmeeres (Plaisancien) und ihrer Parallelisierung mit analogen limnischen Überflutungen am Ostfuss der Alpen im oberen Pannon (= pontische Stufe Südrusslands). Die Einheitlichkeit des ersteren Vorganges wurde schon von J. BOURCART (1945, 1958) auf regionale Senkungsvorgänge im mediteranen Grossbereich und am südlichen und am westlichen Alpenfuss zurück-

geführt. Die analogen Erscheinungen einer limnischen Transgression lassen sich in gleicher Weise auf eine, dem Ausmass nach gleichwertige Absenkung in Pannonien, sich auswirkend auch an den umsäumenden Randgebirgen, im Oberpannon zurückführen, wobei die beiden Grossbereiche jungorogener Gestaltung miteinander in unmittelbare räumliche Beziehung treten. Daraus und aus anderen Momenten lässt sich auf eine Gleichzeitigkeit dieser Niederbiegungen in den beiden jungen Hauptfaltungsräumen und ihren Zwischengebieten in Mittel- und Südeuropa schliessen. Regionale Vergleiche der morphologischen Vorgänge an den Alpensäumen in diesen Zeiträumen und eine Verfolgung der offensichtlich gleichalten Landflächenreste an den Ost-, West- und Südalpen, schliesslich die Analogien in der gesamten tektonischen Entwicklung stützen diese Auffassung. Daraus ergibt sich eine Gleichzeitigkeit der Plaisancien-Transgression nicht, wie bisher angenommen, mit der dazischen Stufe des Osten, sondern schon mit dem Oberpannon («pontische» Stufe Russland). Das französische Pontien und das italienische Pontico entsprechen darnach nur dem tieferen Teil der pannonischen bzw. der (obersarmatischen)-mäotisch-pontischen Schichtfolge Osteuropas, eine Auffassung, die vom Vortragenden erstmalig 1924 veröffentlicht, 1957 und 1960 eingehender begründet wurde. P. STEVANOVIĆ (1960) ist diesbezüglich zu einer sehr nahstehenden Auffassung gelangt.

Die alpidischen Orgenesen, auch noch des jüngsten Tertiärs, im alpidischen Bereich und seinen Randgebieten spiegeln, im Osten und Westen, einen sehr weitgehend – in grossen Zügen – übereinstimmenden Gang der Faltungen, der Hebungen, tiefeingreifender erosiver Vorgänge und Verschüttungen wieder, wie gezeigt werden kann. Die Paläontologie gibt ihrerseits – trotz der Verschiedenheiten im faziellen Entwicklungsmilieu zwischen mediteranen und östlichen Bereichen – gewisse Hinweise für die Richtigkeit vorgenannter Folgerungen und steht jedenfalls in keinem ausgesprochenen Widerspruch hiezu.

Die höhermiozäne Phase der sarmatischen Stufe in Pannonien ist im Mediterrangebiet offensichtlich nur mit ihren höheren Horizonten – in grösserem oder geringerem stratigraphischen Umfang – dort in brackischer Ausbildung entwickelt; im Rhonegebiet speziell offensichtlich ganz überwiegend (mit Ausnahme der höchsten Lagen) in mariner Fazies vertreten. Dabei ist zu berücksichtigen, dass die sarmatischen Stufe in feinsandig-tonig-mergeliger Ausbildung im pannonischen Bereich (z. B. im Wiener Becken), teilweise auf grösseren Räumen, Schichtmächtigkeiten bis zu 1500 m aufweist und auch darnach nicht als volles zeitliches Äquivalent der, bei gleicher Schichtausbildung, wesentlich geringmächtigeren brackischen Horizonte des zwischen marinem Miozän und marinem «Pontien» («Pontico») gelegenen «Sarmatien» der Mediterrangebiete angesehen werden kann. Dasselbe gilt auch für das mediterrane «Pontien» welches nach seiner geringen Mächtigkeit nicht mit der bis 3000 m mächtigen, vorwiegend tonig-mergelig-feinsandigen Entwicklung der pannonischen Stufe (in Pannonien) allein zeitlich gleichgestellt werden kann.

Im Entwicklungsbild der europäischen Jungorogene, ist nach Auffassung des Vortragenden, eine deutlichere Grenze nicht zwischen der sarmatischen und pannonischen Stufe des pannonischen Bereichs bzw. zwischen dem oberen «Tortonien-Sarmatien» und dem «Pontien» der Mediterrangebiete, sondern unmittelbar vor

der grossen Transgression des Plaisanciens (Piacentins) des Westens und Südens und vor der vom Vortragenden als gleichzeitig angesehenen grossen Senkung und Überflutung im Oberpannon (= in der pontischen Stufe i. e. S.) des Ostens erkennbar, eine Grenze, die vorteilhaft auch als Scheide zwischen Miozän und Pliozän anzuerkennen wäre. Die Weiterentwicklung der miozänen und pliozänen Landsäugerfauna vollzog sich anscheinend auf einem zeitlich breit erstreckten Bande, vom höheren Torton bis inmitten des Pliozäns hinein, wobei das Auftreten von *Hipparion* (wahrscheinlich auch in Westeuropa) schon im höheren Sarmat, letzteres entsprechend dem Mittelsarmat (Bessarab Russlands), einer markanten, aber nicht der einzigen Teilphase der Faunenumbildung entspricht.

Der bedeutentere Einschnitt in der stratigraphischen, tektonischen und morphologischen Entwicklung der östlichen und westlichen Alpen im jüngsten Tertiär liegt somit an jener Grenze, welche im allgemeinen von den französischen Geologen und teilweise auch von den russischen als Scheide zwischen dem Miozän und Pliozän bevorzugt wurde, d.i. an der Basis der grossen Plaisancien-Transgression des Mediterrangebiets bzw. an jener der Ablagerungen des oberpannonischen Sees («pontische Stufe» Russlands). Die zugrundeliegenden tektonischen Senkungen erscheinen daher als ein einheitlicher Grossvorgang im mediterranen und pannonisch-dazischen Bereich.

(*Literatur* in WINKLER-H.: Mitt. geol. Ges. Wien *52*, 1959; Verh. Com. néogère med.).

---

8. – HANS WEISS (Zürich): **Übersicht über die Geologie des grossen Beckens von Nevada/Utah (USA).** Erscheint in den Verhandlungen SNG, Jahresversammlung 1961, Biel.

---

9. – LOUIS MAZURCZAK & MAX WEBER (Zürich): **Resultate seismischer Baugrunduntersuchungen im Stadtgebiet von Zürich.** Kein Manuskript eingegangen.

---

10. – LOUIS MAZURCZAK & MAX WEBER (Zürich): **Ergebnisse seismischer Untersuchungen zwischen Baden und Reuss.** Kein Manuskript eingegangen.

---

11. – LOUIS BENDEL (Luzern): **Une méthode pratique d'analyse harmonique des ébranlements sismiques.** Erscheint in den Verhandlungen SNG, Jahresversammlung 1961, Biel.

---

12. – HEINRICH FURRER (Bern): **Erdbeben und Gebirgsbildung.** Erscheint in den Verhandlungen SNG, Jahresversammlung 1961, Biel.

---

13. – NAZARIO PAVONI (Zürich): **Faltung durch Horizontalverschiebung.** Mit 9 Textfiguren.

ZUSAMMENFASSUNG

Es wird auf das Prinzip der Faltung durch Horizontalverschiebung (HV-Faltung, Fig. 1 b) hingewiesen. Anhand von Experimenten (Fig. 2) werden die gesetzmässigen Beziehungen zwischen den entstehenden Falten, sogenannte Horizontalverschiebungs-Falten, HV-Falten, und der Richtung und dem Bewegungssinn der Verschiebungen im Untergrund dargelegt (Fig. 3). In weitergehender Anwendung des HV-Faltungsprinzipes kann aus der Anordnung der Faltenstrukturen auf die Horizontalverschiebungsvorgänge im tiefern Untergrund geschlossen werden. Der HV-Faltung kommt in der Natur nach der Auffassung des Verfassers grosse Bedeutung zu. So wird zum Beispiel auf die engen Beziehungen zwischen Verschiebung und Faltung in Kalifornien hingewiesen. Die HV-Falten entsprechen sehr genau dem Faltentypus im Faltenjura. Es wird gezeigt, dass die Entstehung der Jurafalten durch Verschiebungen an einem gesetzmässigen, halbsternförmigen Netz von duktilen Gleitflächen im Sockel unter dem Faltenjura erklärt werden kann (Fig. 5). Das Netz besteht an der Sockeloberfläche aus je einem fächerartigen System von linkshändigen und rechtshändigen Horizontalverschiebungen und entspricht damit dem Bild, das bei einer plastischen Verformung der Kruste unter dem Faltenjura bei einem Vorstoss aus SE im Gebiet der Westschweiz und damit verbundener gleichzeitiger leichter Rotation der vorstossenden Scholle im Uhrzeigersinn zu erwarten ist.

In gleicher Weise werden die Falten der Chaînes Subalpines durch einen tektonischen «Halbstern» von Horizontalverschiebungen im tiefern Untergrund zu erklären versucht (Fig. 8). Analysiert man die Faltenstrukturen des alpidischen Gebirgsgürtels in Vorderasien nach dem HV-Faltungsprinzip, so erhält man ein bemerkenswertes, geschlossenes System von Horizontalverschiebungen (Fig. 9), welches auf ein primäres relatives aneinander Vorbeigleiten der Krustenfelder Eurasias und Gondwanas mehr oder weniger parallel zum ganzen Gebirgsgürtel schliessen lässt: Eurasia relativ nach E, Gondwana relativ nach WNW.

Folding by Wrench Faulting (Abstract): Attention is called to the principle of folding by buried wrench faulting (fig. 1 b). Based on a series of experiments (fig. 2), the close connection between the relative movement and strike of the wrench fault and the resulting fold structures, so called HV-folds, is demonstrated (fig. 3). From a given picture of HV-folds it is possible to draw conclusions about the relative strike-slip movements in the crust below the folds. In the author's opinion HV-folding is a widespread phenomenon in tectonics, e.g. the close connection between fold structures and strike-slip movement in California. HV-folds resemble very much the fold type in the Jura mountains. An analysis according to the HV-folding principle leads to an orderly, star-like net of wrench faults, composed of two fan-like systems of sinistral and dextral wrench faults and a thrust fan. This would be expected after plastic deformation of the basement (fig. 5). The sinistral system is, however, better developed, indicating in Western Switzerland a clockwise rotation of the basement below the Swiss Plateau. The folds of the Chaînes Subalpines were analysed in the same way as were those of the Jura. The analysis furnishes a similar picture of a tectonic «half-star» of wrench faults but of a higher order (fig. 8). If one tries to analyse the fold structures in the Alpine belt of the Near East, one obtains a most remarkable system of wrench faults (fig. 9) which is in part supported by recent tectonic movements. Regarding this picture, it is concluded that primarily the crust of fields of Gondwana and Eurasia did not advance frontally on each other, but passed by each other more or less parallel to the general trend of the mountain belt, Eurasia moving relatively Eastward, Gondwana WNW-ward.

A. *Einleitung und Problemstellung*

Die Tatsache, dass Gesteinsschichten, von denen man annehmen muss, dass sie ursprünglich horizontal abgelagert wurden, schiefgestellt, verfaltet, zerrissen, senkrechtgestellt, ja überkippt vorliegen, ruft wohl in jedem Beobachter die Frage nach der Ursache und der Art des Vorganges dieser Schichtenverstellung wach.

Der erste, von dem wir wissen, dass er diesen Tatbestand überhaupt bewusst und richtig erkannt hat, ist LEONARDO DA VINCI[1]). Mehr als ein Jahrhundert später hat N. STENO (1669) in seiner klassisch gewordenen Schrift einen ersten Erklärungsversuch für die Schiefstellung von Gesteinsschichten durch Einstürzen gegeben. Erst verhältnismässig spät, d. h. nach dem schon vieles an exakter Beobachtung über Inhalt und Lagerungsformen der Gesteine bekannt geworden war, hat man sich in der strukturellen Geologie ernsthaft mit genetischen Fragen beschäftigt. Um so intensiver hat man sich seit Beginn des 19. Jahrhunderts mit diesen Problemen, ganz besonders auch mit der Frage der Entstehung der Gebirge, befasst. Allerdings stehen wir auf dem Gebiet der Tektogenese und damit der Geotektonik im weiteren Sinne des Wortes vor fast unüberwindlichen Schwierigkeiten! Die grossen tektonischen Vorgänge spielen sich in ungeheuer langen Zeiträumen ab, der entscheidende Faktor Zeit ist uns sozusagen unbekannt. Die bedeutsamsten tektonischen Vorgänge spielen sich im Erdmantel unter der Erdkruste und innerhalb der Erdkruste ab, d. h. an Orten, die uns heute nicht direkt zugänglich sind und unter Bedingungen, über die wir nur Vermutungen äussern können. Die Ansichten zum Beispiel über den Mechanismus der Gebirgsbildung sind denn auch heute noch sehr geteilt, und die Mannigfaltigkeit der diesbezüglichen Vorstellungen ist ein gutes Zeugnis für die Vielfalt des menschlichen Geistes und die Unerschöpflichkeit menschlicher Phantasie.

Echte Faltung im tektonischen Sinn deutet auf Einengung, Verkürzung des ursprünglich zur Verfügung stehenden Abschnittes. Daher die überragende Bedeutung, die der Geologe dem tektonischen Bild wie es im Querprofil erscheint, beimisst. Oft wird auf Grund des Bewegungsbildes im Querprofil dann auf die tektonischen Vorgänge geschlossen, die sich im betreffenden Abschnitt abgespielt haben. In jedem geologischen Profil kommen aber die Bewegungskomponenten schief oder senkrecht zur Profilebene kaum oder gar nicht zum Ausdruck und werden daher gerne übersehen. Viele Bewegungsbilder, die durch Bewegungsvorgänge schief oder senkrecht zur Profilebene erzeugt wurden, werden unwillkürlich umgedeutet und auf Bewegungsvorgänge in der Profilebene zurückgeführt. Die Analyse der Querprofile durch ganze Faltengebirgsgürtel führte fast automatisch zu einer Überbewertung der Bewegungsvorgänge in Profilrichtung, das heisst quer zum Gebirgsgürtel, mit dem Resultat, dass heute von den Geotektonikern, die sich mit der Entstehung der Gebirge befasst haben, sozusagen diskussionslos von der Voraussetzung ausgegangen wird, die Gebirge seien durch Bewegungen in der Ebene quer zum Gebirgsgürtel zusammengeschoben worden. Welcher Art der Vorgang ist, der im Bereich der Geosynklinale die Gesteinsmassen zusammenstaut, ob es ein Übereinanderschieben oder ein Zusammenstauchen von Krustenteilen sei, ob es sich um einen «Hinabbau», ein Absaugen der Kruste nach der Tiefe hin oder um ein passives Abgleiten der Sedimenthaut von Geotumoren handle, darüber gehen die Meinungen weit auseinander, stets aber liegen die Bewegungen, die zum Zusammenstau der Gesteine geführt haben, von Anfang an in der Ebene

[1]) Über die Entstehung der Sedimente hatte LEONARDO DA VINCI ganz erstaunlich klare, moderne Vorstellungen. Er zeichnete nach Natur schiefgestellte Gesteinsschichten. Zu einer geologischen Skizze schrieb er: «In jeder Aushöhlung des Berges wird man stets die Falten der Gesteinsschichten finden» (zit. nach TH. LÜCKE, 1940).

generell senkrecht zur Längserstreckung des Gebirgsgürtels. Dass es im Gefolge dieser frontalen Zusammenpressung sekundär auch zu Ausweichsbewegungen schiefwinklig oder fast parallel zum Gesamtstreichen des Gebirges kam, ist auch im Rahmen der bisherigen Auffassungen durchaus zu verstehen; doch wären sie von nebensächlicher Bedeutung.

Was der Verfasser im folgenden zu zeigen versucht, läuft sozusagen auf eine Umbewertung der Bewegungsvorgänge bei der Gebirgsbildung hinaus. Es sind nach seiner Meinung die Bewegungsvorgänge parallel oder spitzwinklig zum Gesamtstreichen der Gebirgsgürtel, denen primäre Bedeutung zukommt, in deren Gefolge, sekundär, die Bewegungen quer zum Gebirgsstreichen auftreten. Es handelt sich im Bereich der Faltengebirgsgürtel primär nicht um ein frontales Aufeinanderstossen von grossen Krustenfeldern, sondern um ein gegenseitiges Aneinandervorbeistreichen derselben, wobei es sekundär zu einer Art Wirbelbildung, zu ausgeprägten Horizontalverkeilungserscheinungen mit starken Bewegungskomponenten quer zum ursprünglichen Gesamtstreichen des Gebirgsgürtels kommt.

B. *Definitionen*

Die beiden Begriffe Faltung und Horizontalverschiebung seien im folgenden in sehr umfassendem Sinne verwendet. Unter Faltung sei sowohl die Entstehung einer einzelnen Faltenstruktur (Antiklinale oder Synklinale) als auch jener Vielfalt von tektonischen Strukturformen, wie wir sie im Gefolge der Zusammenstauchung der Gesteinsschichten in einem «Falten»-Gebirge antreffen, verstanden.

Unter Horizontalverschiebung sei sowohl der Vorgang der relativen gegenseitigen Verschiebung zweier Gesteins- oder Krustenabschnitte in vorwiegend horizontaler Richtung entlang einer steilstehenden Bruchfläche oder Bruchzone als auch die steilstehende Bruchfläche oder Bruchzone selbst, in deren Bereich die Verschiebung erfolgte, verstanden. Die Bezeichnung «Horizontalverschiebung» erscheint zum ersten Mal 1888 in «Les Dislocations de l'écorce terrestre» von E. de Margerie und Alb. Heim, genau in dem Sinne, wie auch wir sie verwenden möchten. In bezug auf die historische Entwicklung des Begriffes sei auf die Ausführungen von E. Suess (1883, S. 153–160), die «Notes» in de Margerie & Heim (1888, S. 114–115), ferner auf die Beschreibung von A. Krümmer (1912) und den sehr wertvollen, kurzgefassten Gliederungsversuch der Horizontalverschiebungen von H. Quiring (1913) hingewiesen. Synonyme zum Begriff Horizontalverschiebung sind die Bezeichnungen Blattverschiebung, Seitenverschiebung, Transversalverschiebung, Paraphor (H. Cloos, 1936). Die entsprechende französische Bezeichnung ist décrochement, die englischen Bezeichnungen heissen: Heave, shift fault, tear fault,strike-slip fault, wrench fault, transcurrent fault. Der relative Verschiebungssinn ist von oben gesehen rechtshändig (≡ im Uhrzeigersinn, d. h. relative Verschiebung des rechten Flügels zum Beschauer hin, wenn dieser in Richtung der Verschiebung blickt), oder linkshändig (≡ im Gegenuhrzeigersinn).

C. *Die Erzeugung von Falten durch Horizontalverschiebung*

Experimente und physikalische Überlegungen zeigen, dass neben einem rein seitlichen Zusammenschub der Sedimenthaut eine Horizontalverschiebung im

tiefern Untergrund ebenfalls zu echter Faltenbildung in der Sedimentdecke führt, sofern zwischen Untergrund und Sedimentdecke inkompetente Horizonte in genügender Mächtigkeit und Anzahl vorhanden sind.

Echte Faltenbildung in der Sedimenthaut erklärt sich somit auf zwei grundlegend verschiedene Arten. Die heute weitverbreitete Ansicht deckt sich mit der erstgenannten Annahme, dass die Falten durch seitliche, normal zur Richtung der späteren Faltenachse verlaufende Horizontalbewegung entstanden seien. Die vertiefte Betrachtung und Beschäftigung mit dem ganzen Problem brachte indessen den Verfasser zur Überzeugung, dass dem zweitgenannten Vorgang, Bildung der Falten durch darunterliegende Horizontalverschiebung, in der Geotektonik sehr grosse Bedeutung zukommt. Zudem lösen sich in diesem Fall verschiedene Probleme fast von selbst, so das schwierige Raumproblem im Falle seitlicher, tangentialer Zusammenschiebung: Was geschieht mit der Kruste im Untergrund, wenn die darüberliegende Sedimenthaut durch frontales Aufeinanderstossen der betreffenden Krustenabschnitte in Stauchfalten gelegt wird? Wohin verschwinden die der Verkürzung entsprechenden Krustenabschnitte? Anderseits die Frage: Wo reisst die Kruste auf, oder wo verdünnt sie sich, um die Verkürzung oder Verdickung überhaupt zu ermöglichen? Die zweite Interpretation findet hier eine einfache Antwort: Die Krustenfelder stossen nicht frontal aufeinander, sondern gleiten seitlich aneinander vorbei! (s. Fig. 1a, 1b). Es sei mit diesen Ausführungen keineswegs die grosse Bedeutung der frontalen Zusammenschübe verkannt.

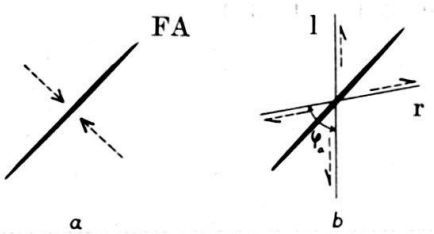

Fig. 1. a) Knickfaltung durch seitlichen Zusammenschub der Sedimenthaut. FA = Faltenachse, Pfeile = Bewegungsrichtung. b) Faltung in der Sedimenthaut durch Horizontalverschiebung im tiefern Untergrund. Pfeile = Richtung der relativen Verschiebung. r = rechtshändige Horizontalverschiebung, l = linkshändige Horizontalverschiebung, φ_a = Winkel, in dessen Raum die Faltenachse liegt.

Um das Prinzip der Horizontalverschiebungsfaltung, kurz HV-Faltung, näher untersuchen zu können, wurden Modellversuche ausgeführt. Anlässlich der wissenschaftlichen Sitzung der letztjährigen Jahresversammlung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in Aarau hat der Verfasser darüber in einem Diskussionsbeitrag kurz berichtet (N. Pavoni, 1960a). Die Anordnung war bei den Versuchen generell die folgende: Über einem starren, ebenen Untergrund A, meist gebildet aus einer Reihe dicht nebeneinandergelegter, gerader Holzprismen rechteckigen Querschnittes und gleicher Grösse oder aus einer zersägten Holzplatte, wurde eine dünne Schicht sehr inkompetenten Materials B, meist Mehlpappe, ausgestrichen und diese wiederum von einer etwas zäheren Schicht C, zum Beispiel sehr dünnes stark durchnässtes Papier, überdeckt. Schicht C liess sich auch durch oberflächliches Austrocknen der Mehlpappe erzeugen. Ohne weiteres konnte auch eine Wechsellagerung von B- und C-Schichten hergestellt werden. Durch randliches

Austrocknen der Mehlpappe liess sich die flächenmässige Ausdehnung der inkompetenten B-Schicht beliebig verändern und begrenzen.

Der Sinn der Anordnung ist klar: es sollte damit im Experiment rein qualitativ eine Gliederung nach verschiedenen Stockwerken nachgeahmt werden. Schicht A entspricht dem starren Untergrund, auf den Faltenjura bezogen, zum Beispiel dem kristallinen Untergrund inklusive Perm und untere Trias, die Schichten B und C Tonen, Mergeln und Kalken der Sedimenthaut. Durch Horizontalverschiebung im Untergrund A liessen sich in den Schichten B und C prachtvolle Falten erzeugen (s. Fig. 2). Im folgenden seien Falten dieser Art als HV-Falten bezeichnet

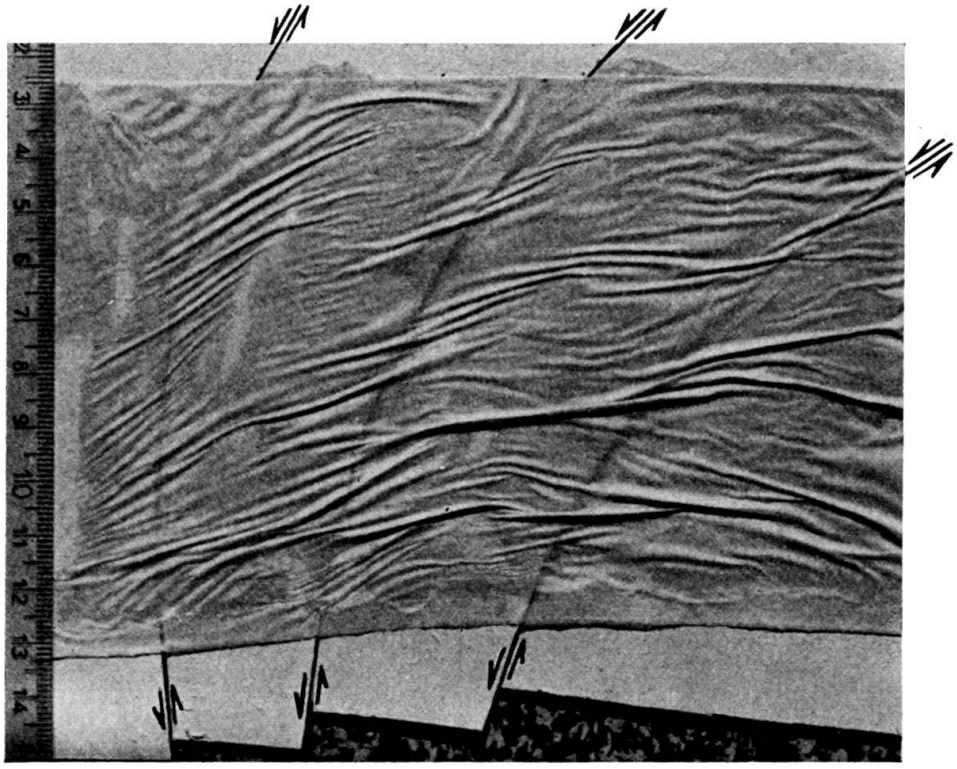

Fig. 2. Faltung durch Horizontalverschiebung im Experiment. Hauchdünnes, nasses Papier über 0,5 mm mächtiger Schicht von Mehlpappe. Masstab in Zentimetern.

(s. unten). Lage, Achsenverlauf und Ausdehnung der HV-Falten hängen in erster Linie von der Lage der Horizontalverschiebung im Untergrund und ebenso von der Verteilung und Mächtigkeit der B-Schicht ab. Nach dem Gesetz der Stauchfaltengrösse spielen die Mächtigkeiten und das Material der B- und C-Schichten für die Ausbildung der einzelnen Falten eine entscheidende Rolle.

Es lassen sich folgende wichtige Zusammenhänge zwischen der Horizontalverschiebung und der durch sie erzeugten Faltenstrukturen ableiten (s. Fig. 3):

1. Die Faltenachse der HV-Falte ist in ihrer Richtung im gleichen Sinn wie der Verschiebungssinn der Horizontalverschiebung aus der Richtung senkrecht zum Streichen der Horizontalverschiebung ausgelenkt (rotiert).
2. Der Betrag dieser Auslenkung (Rotation) ist je nach Material und Druckverteilung verschieden und erreicht oft $> 45°$.

3. Der Betrag der Auslenkung vermindert sich je nach Material mehr oder weniger rasch mit zunehmender Entfernung der Faltenachse von der Horizontalverschiebung. Die Faltenachse erscheint geschleppt.
4. Über einer in der Tiefe verborgenen Horizontalverschiebung bildet sich oft en échelon eine ganze Reihe von HV-Falten.

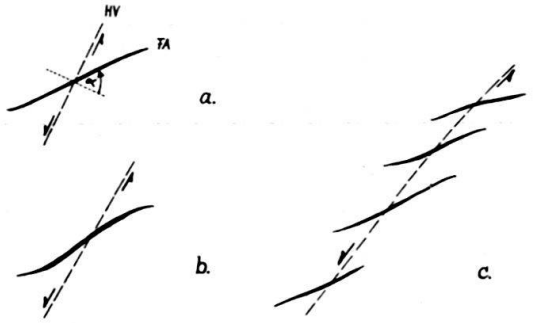

Fig. 3. HV-Faltung: a) Beziehung zwischen dem Verlauf der Faltenachse und Verschiebungssinn und Streichen der Horizontalverschiebung. α = Auslenkungswinkel. FA = Faltenachse. HV = Horizontalverschiebung. b) Schleppung der Faltenachse über der Horizontalverschiebung. c) En échelon Anordnung von HV-Falten über einer Horizontalverschiebung im Untergrund.

Mit dem Problem der Faltenbildung durch Horizontalverschiebung haben sich schon eine ganze Reihe von Autoren befasst, A. E. Fath (1920), R. Brown (1928), H. Cloos(1931), F. Lotze (1931), G. Richter (1931), R. D. Reed (1933), L. Trevisan (1939), L. Vonderschmitt (1942), neuerdings J. D. Moody & M. J. Hill (1956), J. C. Schofield (1960), E. Wegmann (1961) und der Verfasser (N. Pavoni, 1960, 1961).

In den meisten der genannten Arbeiten wurde der uns hier interessierende Fragenkomplex allerdings nur gestreift oder zur Erklärung lokaler geologischer Verhältnisse herbeigezogen. A. E. Fath (1920), R. Brown (1928), H. Cloos (1928) und W. Riedel (1929) haben Versuche mit Plastilin, Paraffin oder Ton ausgeführt, vor allem um den Verlauf von Bruchsystemen zu beobachten. Infolge Fehlens einer B–C-Schichtung (s. oben) konnten allerdings keine deutlichen Falten erzeugt werden. Es sei an dieser Stelle ganz besonders auf die sehr wertvollen, inhaltsreichen Ausführungen von F. Lotze (1931) und G. Richter (1931) hingewiesen. In Anlehnung an die Fiederspalten von H. Cloos bezeichnet F. Lotze (1931) die durch Horizontalverschiebung entstehenden Falten als Fiederfalten und in Bezugnahme auf diese letztere Bezeichnung spricht G. Richter (1931) von Fiederflexuren. Der Begriff Fiederfalten bezieht sich auf das äussere Bild, die «fiedrige» Anordnung der Faltenachsen. Die äussere Anordnung der HV-Falten muss aber keineswegs eine «fiedrige» sein, und es kann schliesslich auch durch normale seitliche Knickfaltung einmal eine «fiedrige» Anordnung der Faltenachsen entstehen. Ausserdem ist die Definition der Fiederfalten (s. F. Lotze, 1931, S. 26) zu eng gefasst, um dem ganzen Phänomen der HV-Faltung gerecht werden zu können. Es ist daher besser, wenn möglich den Faltentypus nach seiner Entstehungsweise zu benennen, wie das F. Lotze bei den übrigen Faltentypen auch tut, wenn er von Knickfaltung, Scherfaltung, Fliessfaltung und Biegefaltung

spricht. Auf Grund dieser Überlegungen seien die Falten, die durch Horizontalverschiebung erzeugt wurden, als Horizontalverschiebungsfalten, kurz HV-Falten bezeichnet.

Der Verfasser ist sich der Problematik von Modellversuchen in der Geologie voll bewusst, besonders wenn daraus quantitative Aussagen abgeleitet werden sollen. Er schätzt anderseits das Experiment in hohem Masse, insofern als es qualitative Gesetzmässigkeiten aufdeckt, die aus Feldaufnahmen allein nicht so ohne weiteres ersichtlich sind. Gerade in bezug auf die Entstehung der Falten wurde in der Geologie bis heute die Möglichkeit der Faltung durch Horizontalschiebung viel zu wenig berücksichtigt und ausgewertet. Dieses Prinzip erklärt auf überraschend einfache Weise ungezählte tektonische Strukturbilder, ohne neue Probleme zu schaffen. Der Verfasser möchte in dieser Hinsicht noch einen Schritt weitergehen und in Auswertung der gewonnenen Erkenntnisse die Betrachtungsfolge umkehren, das heisst auf Grund von Faltenstrukturen und ihrer Anordnung auf Horizontalverschiebungsvorgänge in der tieferen Erdkruste schliessen. Dies sei im folgenden an ein paar Beispielen dargelegt.

D. *Faltung durch Horizontalverschiebung im Gebiet des Faltenjura*

Es ist eine sehr bemerkenswerte Eigenschaft der HV-Falten, dass die A-Schicht (s. oben), über welcher sie entstehen, auch nach dem Faltungsvorgang keine Niveauunterschiede aufweist, sondern weiterhin unter den gefalteten B- und C-Schichten eine ebene Oberfläche zeigt. Genau dieses Querschnittsbild zeigen im Prinzip die meisten Jurafalten, wenn man die Profile nach der Tiefe hin bis zum Grundgebirge hinab ergänzt. Sehr anschaulich zeigt dies das Isohypsenkärtchen der Sockeloberfläche im Gebiet des Faltenjura, welches H. P. LAUBSCHER (1961, Fig. 1) in seiner eben erschienenen, weitschürfenden und sehr inhaltsreichen Arbeit veröffentlicht hat. Im Querprofil entsprechen die HV-Falten sehr genau dem Jurafalten-Typus.

Schon 1942 hat L. VONDERSCHMITT unter Hinweis auf die Arbeit von F. LOTZE (1931) an die Möglichkeit der Entstehung der Querfalten im Gebiet des südlichen Rheintalgrabens gedacht. Er schreibt S. 96:

«Diese rhenanischen Störungen zerlegen nun das Gebiet in N–S- bis NNE–SSW-verlaufende, verschieden hoch liegende Streifen. Diese können auf den alpinen S–N-Druck in praeoligocaener und oligocaener Zeit verschieden reagiert haben. Die einzelnen Streifen können sich stärker oder schwächer nach Norden verschoben haben. Als Folge bildeten sich über den Bewegungsfugen, den Verwerfungen im mitverfrachteten Sedimentmantel schief zur Bewegungsachse verlaufende schwache Querfalten (vgl. auch F. LOTZE (30)). So schien es mir möglich, die Entstehung der Querfalten des Bürgerwaldes, der Blochmontkette und der Caquerelle-Antiklinale auf stärkere N-Bewegung des Streifens östlich der Störungszone von Altkirch, also des Mühlhauser Horstes, des Pfirter Jura und des Delsberger Beckens, gegenüber schwächerer N-Bewegung des westlichen Teiles, also des Elsgaues und des Clos du Doubs, zurückzuführen. Dabei brauchen die horizontalen Bewegungen des Sockels gar kein grosses Ausmass angenommen zu haben. Direkte Beweise für N-Bewegungen des Grundgebirges konnten im Gebiet Altkirch–Pfirt nicht beigebracht werden. Auf den Verwerfungsflächen der Bohrkerne der Bohrungen von Hirtzbach konnte keine horizontale Streifung festgestellt werden, doch ist dies nicht verwunderlich, wenn man bedenkt, dass dieselben Störungen in postoligocaener Zeit in vertikaler Richtung reaktiviert wurden.»

In Anmerkung 5, S. 96 der zitierten Arbeit weist L. VONDERSCHMITT (1942) auf die horizontalen Rutschharnische hin:

«Auf S–N-Druck weisen die horizontalen Harnischstreifen an den Rheintalrandbrüchen und den Brüchen im Tafeljura, ferner die oben erwähnte Aufwölbung des Adlerhofes, die Mettauer und Mandacher Störung und östlich davon das Gewölbe bei Hohenthengen.»

L. VONDERSCHMITT möchte diese Art der Faltenbildung allerdings nur auf das Gebiet des südlichen Rheintalgrabens und altersmässig auf das Eozän und das Oligozän beschränken. Er bezweifelt, dass im Miozän und im Quartär sich ähnliche Bewegungen abgespielt haben. Er stellt die Querfaltenbildung durch Horizontalverschiebung auf S. 96 in Gegensatz zur späteren eigentlichen Kettenjurafaltung, die er im Sinne A. BUXTORFS (1907) als Abscherung der Sedimentdecke auf unbewegtem Sockel auffasst.

E. KRAUS (1951, II, S. 221 und Abb. 79) weist, wie auch schon ALB. HEIM (1919) u. a., erneut auf die Einheitlichkeit des Verschiebungssinns an den horizontalen Verschiebungen im Faltenjura hin, ohne allerdings auf das Problem der Faltenbildung selbst einzutreten. Er verlegt, im Gegensatz zu ALB. HEIM, die Verschiebungen in den kristallinen Untergrund der Kruste. E. KRAUS schreibt Seite 221: «Es erwächst hieraus das mechanische Bild einer jeweils im W mehr als im O vorgedrungenen Massenbewegung, die im NO von NO, in der Mitte des Faltenjurabogens von N, im S von NW herkam.»

1960 hat der Schreibende an der Jahresversammlung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in Aarau erstmals auf die Möglichkeit der Entstehung der Falten im Gebiet des Faltenjura durch Horizontalverschiebung hingewiesen. Er führte dabei aus:

«Um den seitlichen horizontalen Zusammenschub im Faltenjura erklären zu können, wurden bis heute zwei Möglichkeiten genannt:

1. Abscherung und NW-Vorstoss der gesamten Sedimentdecke zwischen den alpinen autochthonen Massiven und dem Gebiet des Faltenjura über inkompetenten Schichten der Trias. 2. Verschuppung oder «Verschluckung» des tieferen Untergrundes unter dem heutigen Faltenjura um den Betrag des festgestellten Zusammenschubes der Sedimentdecke.

Eine dritte, nach unserer Auffassung sehr wahrscheinliche Ursache für die Entstehung des Faltenjura wäre in einer allgemeinen Verstreckung seines Untergrundes in NE–SW-Richtung zu suchen, bedingt durch Pressung im Untergrund aus SE. Diese Verstreckung erfolgte an einem Netz von generell W–E und N–S streichenden, steilstehenden Blattverschiebungen. Im SW-Jura erscheinen diese Richtungen im Gegenuhrzeigersinn, im NE-Jura im Uhrzeigersinn abgedreht. Am «W–E-System» erscheint jeweils der südliche Block relativ gegen W verschoben (right-hand strike-slip) am «N–S-System» der östliche Block gegen N verschoben (left-hand strike-slip).

Wie Experimente zeigen, führen schon relativ sehr kleine Blattverschiebungen im tieferen Untergrund zu ausgeprägter Faltenbildung in der darüber liegenden Sedimentdecke, sofern zwischen Sedimentdecke und Untergrund eine, selbst sehr geringmächtige, inkompetente Schicht vorhanden ist. Die Pressung in der Kruste führte zur Zerscherung des tieferen Untergrundes und diese ihrerseits, sekundär zur Faltenbildung. Faltenbildung in der Sedimentdecke durch Blockverschiebungen im Untergrund entlang Blattverschiebungen ist ein Vorgang, der in der Gebirgsbildung eine sehr bedeutsame Rolle spielt.»

In einer eben erschienenen Arbeit «Anatomie comparée des hypothèses sur les plissements de couverture (le Jura plissé)» fasst E. WEGMANN (1961) in knapper, klarer Weise die bisherigen Ansichten über die Entstehung des Faltenjura zusammen und unterzieht sie einer kritischen Sicht und Ergänzung im Lichte seiner langjährigen eigenen Untersuchungen vor allem im zentralen und W Juragebirge und seiner Umgebung. Er weist dabei ganz besonders auf die Bedeutung der hori-

zontalen Rutschharnische auf steilstehenden Bruchflächen hin, wie sie nach seinen Ausführungen in benachbarten Gebieten des Faltenjura häufig angetroffen werden:

«En étudiant les affleurements des régions cristallines du cadre (Massif Central, Chamagnieu, Serre, Vosges et Forêt-Noire), on observe de nombreux joints couverts de stries horizontales ou à forte composante horizontale. En analysant ces traces de mouvement, on obtient l'image de tranches plus ou moins allongées se déplaçant les unes par rapport aux autres dans un sens surtout horizontal. Ces stries surtout mentionnées dans la littérature ancienne ne semblent pas avoir retenu l'attention plus récemment à quelques exceptions près (WITTMANN, 1949). A côté des dislocations à rejet vertical, il faut donc tenir compte des déplacements horizontaux. En extrapolant les résultats obtenus dans les régions cristallines environnantes, on peut admettre que ces dislocations se trouvent aussi sous le Jura. De nombreux caractères structuraux de la couverture se placent plus facilement dans ce modèle que dans les précédents: la disposition des plis, les inclusions tabulaires et leurs dislocations marginales, la symétrie des anticlinaux et leur évolution structurale.»

E. WEGMANN (1961, S. 177/179) kommt somit ganz unabhängig von unseren Untersuchungen und von anderen Gesichtspunkten ausgehend zum selben Schluss, dass neben den Bewegungen in Richtung des Querprofiles auch horizontale Verschiebungen im Sockel nach dem Prinzip der HV-Faltung eine sehr bedeutsame Rolle bei der Faltung der Sedimentdecke gespielt haben müssen.

Wir haben bereits gesehen, dass im Querprofil die HV-Falten durchaus dem Faltentypus im Faltenjura gleichen. Was für ein Bild ergibt sich nun, wenn wir die Anordnung der Falten im Grundriss betrachten? Es wurde das Faltensystem im Faltenjura (s. Fig. 4) einer Analyse im Sinne der HV-Faltung unterzogen. Die direkt beobachtbaren wichtigen Horizontalverschiebungen wurden herausgezeichnet und durch weitere gestrichelt gezeichnete Horizontalverschiebungen ergänzt, wie sie sich auf Grund nach den vom Verfasser in Abschnitt C aufgestellten Gesichtspunkten ergeben. Das Resultat dieser Analyse ist in Figur 5 dargestellt. Es ergibt sich ein Bild von erstaunlicher Geschlossenheit! Zwei Systeme von Horizontalverschiebungen spielen in gesetzmässiger Anordnung ineinander: ein linkshändiges HV-System, das offenbar die Hauptrolle spielt, und ein rechtshändiges HV-System. Wir bezeichnen in der Folge das linkshändige System als l-System und das rechtshändige System als r-System. Betrachten wir zuerst das besser ausgeprägte l-System: Die Horizontalverschiebungen dieses Systems zeigen generell einen gegen E leicht konkaven Verlauf. Ihre Richtung dreht regelmässig aus NW–SE im Gebiet S Genf über N–S nach NE–SW im NE Faltenjura. Die Horizontalverschiebungen des r-Systems, generell gegen S konkav, drehen in ihrer Richtung aus NW–SE bis WNW–ESE im NE-Jura und am Jurainnenrand über E–W nach NE–SW im SW-Jura.

Welches ist die Wirkung dieser beiden HV-Systeme? Ganz offensichtlich bewirken sie im Krustenbereich unter dem heutigen Faltenjura eine Streckung des Sockels in SW–NE-Richtung und eine Verkürzung in NW–SE-Richtung, bedingt durch die Zusammenpressung der Kruste in NW–SE-Richtung im Zusammenhang mit der alpinen Gebirgsbildung. Die Krümmung der Verschiebungslinien, konvex nach N und W, bewirkt, dass die gesamte Streckung und Verkürzung sich nicht beliebig weithin bemerkbar macht, sondern sich nur auf einen bestimmten Krustenbereich beschränkt. Die Kruste verhält sich also so, dass die tektonisch bedingte Störung in einem beschränkten benachbarten, stärker deformierten Krustenabschnitt zur Hauptsache aufgefangen wird. Dies offenbar aus dem Grunde,

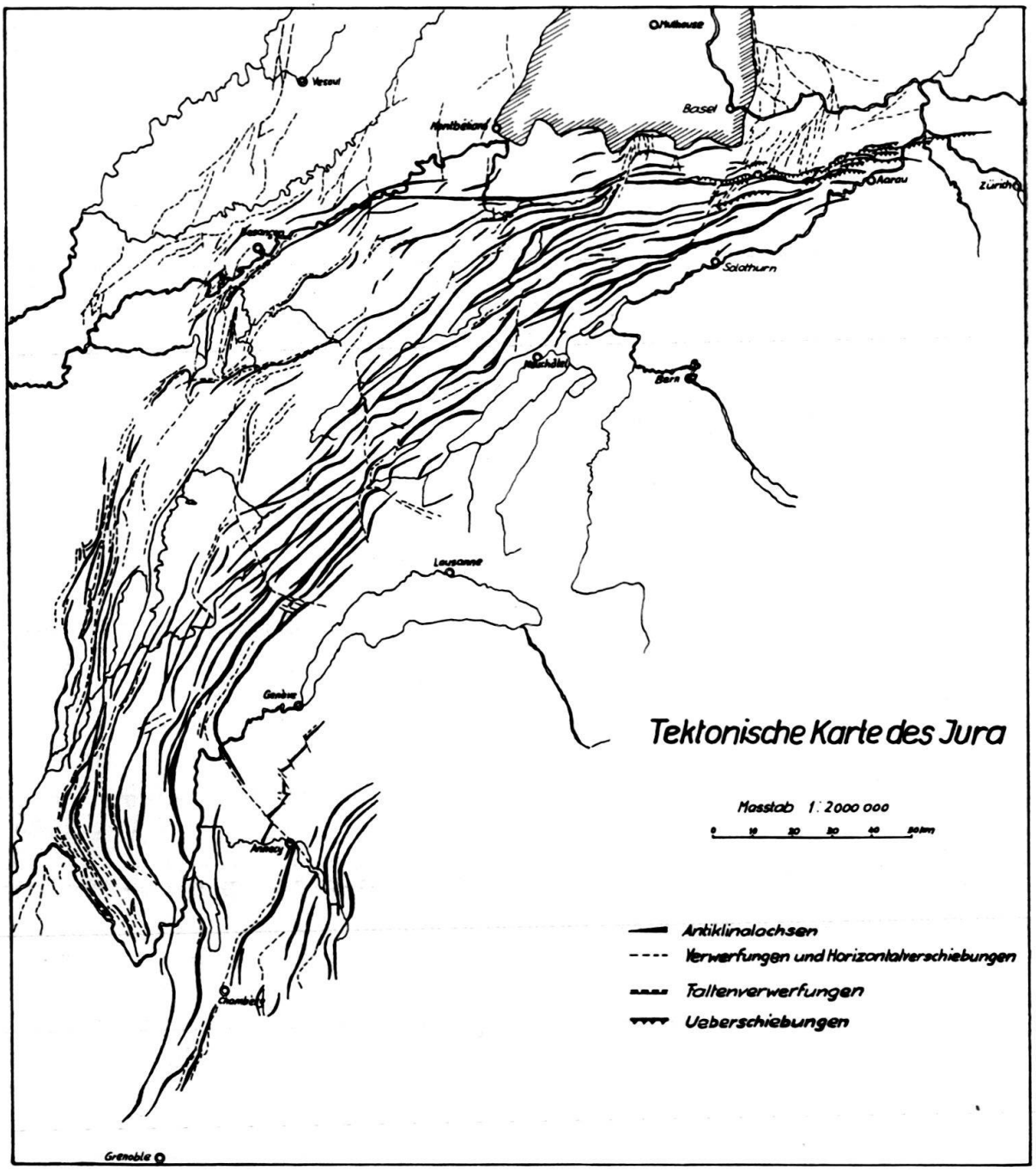

Fig. 4. Das Faltenbild des Faltenjura. Umgezeichnet und leicht ergänzt nach A. BERSIER (1934).

dass es eine bestimmte Spannung gibt, die sogenannte Fliesspannung (W. PRAGER, (1961), wenn wir es mit zähplastischer Deformation zu tun haben, die es zuerst zu überwinden gilt.

Auf Grund der geologischen Untersuchung des Faltenjura wissen wir, dass auch dieses Gebirge eine langandauernde Geschichte hinter sich hat. Die Falten sind allmählich, im Laufe langer Zeiträume, entstanden, das beweisen die Klusen und die beobachtbaren grossen Horizontalverschiebungen – es sei hier nur auf die ausgezeichnete Arbeit von D. AUBERT (1959) hingewiesen –, die ebenso alt, ja zum Teil wesentlich älter sind als die Faltenstrukturen. Es ist mit grosser Wahrschein-

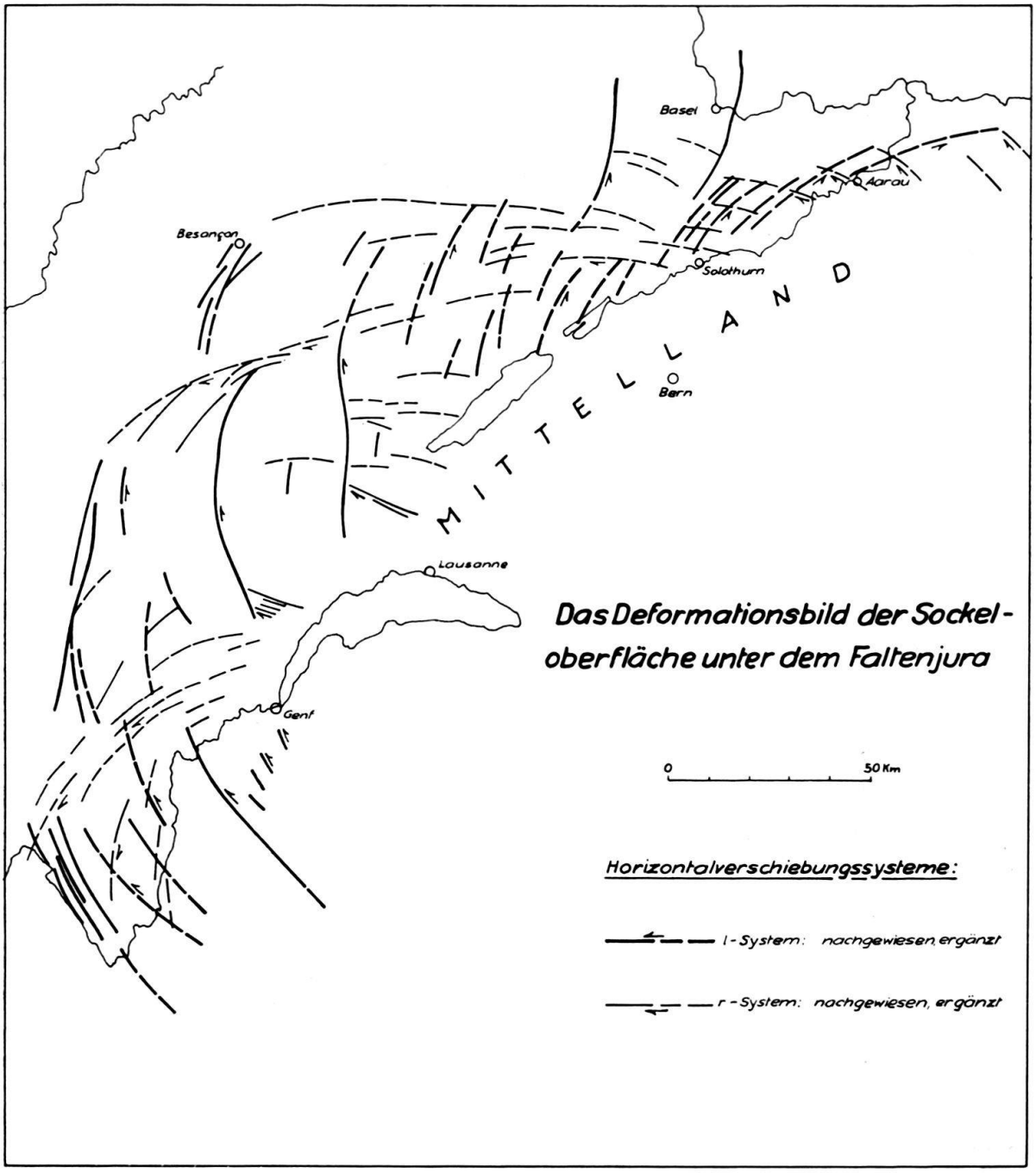

Fig. 5. Analyse des Faltenbildes des Faltenjura nach dem Prinzip der HV-Faltung, schematisierte und vereinfachte Darstellung. Ausgezogene Linien: Brüche und Horizontalverschiebungen an der Oberfläche sichtbar. Gestrichelte Linien: Horizontalverschiebungen abgeleitet aus dem Faltenbild.

lichkeit anzunehmen, dass die Bewegungen entlang den Horizontalverschiebungen über sehr lange Zeiträume hindurch sozusagen kontinuierlich anhielten, und es ist keineswegs ausgeschlossen – die Erdbebentätigkeit der letzten 100 Jahre deutet darauf hin –, dass diese Bewegungen auch heute noch nicht zum Stillstand gekommen sind. Detailuntersuchungen in der heute noch aktiven San Andreas-Fault-Zone in Kalifornien (s. K. STEINBRUGGE & E. G. ZACHER, 1960; D. TOCHER, 1960; C. A. WHITTEN 1948, 1960; C. A. WHITTEN & C. N. CLAIRE, 1960) und an

der Alpine-Fault-Zone auf Neuseeland (R. P. SUGGATE, 1960; H. W. WELLMANN, 1952, 1955) lassen an diesen grossen Verschiebungszonen eine kontinuierliche, gleichmässige Kriechbewegung von 1–2 cm/Jahr erkennen. Es handelt sich somit um kontinuierliche Verformungsvorgänge, wobei Unterschiede in der Verformungsgeschwindigkeit zu Bruchbildung führen. Die Horizontalverschiebungen wären somit Diskontinuitätsflächen im Feld der Verformungsgeschwindigkeit. Bewegungen ähnlicher Art werden zum Beispiel bei Sackungen oder Senkungen von aufgeschütteten Dämmen in Sumpfgebieten beobachtet. Ganz ähnliche Erscheinungen von duktilen Bruchlinien, sog. Gleitlinien und -flächen, ergeben sich bei Experimenten mit weichen Metallen, in nassem Ton und trockenem Sand. Eine Eigenschaft dieser duktilen Brüche ist, dass sie nicht wie die Sprungbildung in spröden Körpern mit annähernd Schallgeschwindigkeit sich ausbreiten, sondern bei richtiger Anwendung der äusseren Kräfte beliebig gestoppt und wieder in Gang gesetzt werden können.

Untersuchungen an Gesteinsproben unter hohen allseitigen Drucken zeigen, dass Gesteine zerbrechen können ohne Verlust der Kohäsion. Diese Art duktiler Bruchbildung kommt denn auch nicht in den Spannungs-Dehnungsdiagrammen zum Ausdruck, denn diese zeigen mit zunehmender Spannung eine kontinuierlich vergrösserte Dehnung, ohne das charakteristische «Abbrechen» der Kurve wie bei plötzlicher gewöhnlicher Bruchbildung in spröden Körpern.

Die mathematische Fassung des Problems der ebenen plastischen Verformung ist sehr schwierig (H. ODÉ, 1960). Gewisse Lösungen stehen aber in guter Übereinstimmung mit Deformationsbildern, die sich bei Experimenten in trockenem Sand und duktilen Metallen ergeben. Es sei zum Beispiel auf die Abbildungen 13, 14, 15 und 16 in der interessanten Arbeit von H. ODÉ (1960) und auf die Abbildung 37–12 in A. NADAI (1950) hingewiesen. Von besonderem Interesse sind die tektonischen Modellversuche mit plastischem, optisch aktivem Material über die M. V. GZOVSKY (1959) berichtet. In allen diesen Versuchen ebener Verformung treten bei symmetrischer Anordnung zwei gleichwertige Systeme von Gleitlinien (= duktile Brüche) auf, die sich unter rechten Winkeln schneiden.

Versuchen wir die anhand der Experimente gewonnenen Verformungsbilder zusammenzufassen, so gelangen wir rein empirisch und qualitativ im Prinzip zu einer Anordnung der Gleitlinien bei ebener Verformung, wie sie in Figur 6 schematisch dargestellt ist. Charakteristisch an diesem empirischen Bild erscheint dem Verfasser das fächerartige sich Öffnen der beiden Gleitliniensysteme über den beiden Ecken L und R des vordringenden Abschnittes. Bezogen auf die Richtung $\overline{LR}$ verkleinert sich im betrachteten Bereich der Neigungswinkel der Gleitlinien des r-Systems von R gegen L: R-Fächer. Das entsprechende gilt für den linken Gleitlinienfächer (L-Fächer). Stösst der Keil K mit der linken Ecke L (= L-Vorstoss) oder der rechten Ecke R (= R-Vorstoss) stärker vor, so wird entweder das l-System oder das r-System überwiegend zur Ausbildung kommen. Das Ineinandergreifen der beiden Fächer führt zu einem halbsternförmigen Verformungsbild.

Kehren wir zurück zu unserem Deformationsbild des Sockels unter dem Faltenjura (Fig. 5): Die fächerförmige Anordnung des l–Systems kommt ganz besonders deutlich zum Ausdruck. Das l-System ist stärker ausgebildet. Es handelt sich offenbar um einen einseitigen, fast dreiecksförmigen L-Vorstoss, relativ zum

Gebiet des Bas-Dauphiné. Die φ_a-Winkel (s. Abb. 16) zwischen l- und r-System scheinen allerdings in den wenigsten Fällen 90° zu entsprechen. Dies ist durchaus verständlich, handelt es sich doch bei der Kruste um ein dreidimensionales Gebilde.

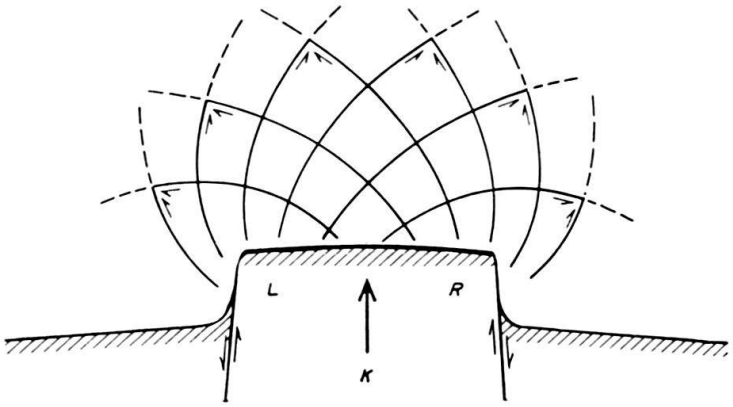

Fig. 6. Ausschnitt des halbsternförmigen Gleitliniennetzes im benachbarten Bereich des Vorstosses K bei ebener plastischer Verformung. Das Netz setzt sich zusammen aus je einem fächerartigen System von rechtshändigen und linkshändigen Gleitlinien (R-Fächer, L-Fächer). Das Bild ist ein idealisiertes Schema, gezeichnet anhand von Verformungsbildern, die rein empirisch auf Grund von Modellversuchen in trockenem Sand, weichen Metallen und plastischen Materialien erhalten wurden.

Um das mathematisch schwer lösbare Problem dreidimensionaler plastischer Deformation dennoch wenigstens qualitativ angehen zu können, glaubt der Verfasser, auch hier von den experimentellen Resultaten plastischer Verformung ausgehen zu dürfen, um überhaupt zu einer Vorstellung zu gelangen, wie das räumliche Deformationsbild zustande kommt. Es sei hier an die Versuche von M. K. HUBBERT (1951) angeknüpft. Durch langsames seitliches Zusammenschieben von Sand in einer Sandkiste vermittels der beweglichen rückwärtigen Seitenwand erhielt HUBBERT einen Fächer von Aufschiebungsflächen, die mit 25–40°, zum Teil auch mit nur 14° (?) und 17° (?) Fallen gegen die Rückwand auftauchten. Je näher der rückwärtigen Wand, desto stärker war das Einfallen der Aufschiebungsflächen.

Auf die geologischen Verhältnisse der Schweiz übertragen würde das heissen, dass der heute um 1000–2000 m gehobene Krustenabschnitt unter dem Mittelland der keilförmigen «constant state area» in HUBBERTS Sandexperiment entsprechen würde, und also im Bereich des Sockels unter dem Faltenjura mit einem Fächer von duktilen Aufschiebungsflächen zu rechnen ist, die im SE, das heisst im Bereich des Innenrandes, steiler, im NW, das heisst im Bereich des Aussenrandes, im Mittel flacher gegen SE einfallen. Auf Grund dieser Überlegungen würde sich das räumliche Deformationsbild im Sockel unter dem Faltenjura aus der Kombination eines zweidimensionalen L-Fächers und R-Fächers duktiler HV-Flächen und einem zweidimensionalen Fächer duktiler Aufschiebungsflächen mit gleicher Schiebungsrichtung wie L- und R-Fächer ergeben.

Das Verformungsbild, erhalten durch Grundrissanalyse der Faltenstrukturen nach dem HV-Faltungsprinzip (Fig. 5), gibt uns lediglich Auskunft über die

Deformationsvorgänge an der Oberfläche des Sockels. Doch kann daraus geschlossen werden, dass im Innern des Faltenjuragebietes die Bewegungen entlang Horizontalverschiebungen, vor allem im l-System, gegenüber den Aufschiebungsvorgängen stark überwiegen. Anderseits haben am Jura-Innenrand, vor allem im Abschnitt Biel–Genf, die Aufschiebungsvorgänge in verstärktem Masse mitgespielt. Daraufhin deutet die allgemeine Hebung des Mittellandes und die verstärkte Heraushebung der Molasse der Westschweiz (s. N. Pavoni, 1957, S. 299 und Abb. 12, S. 300).

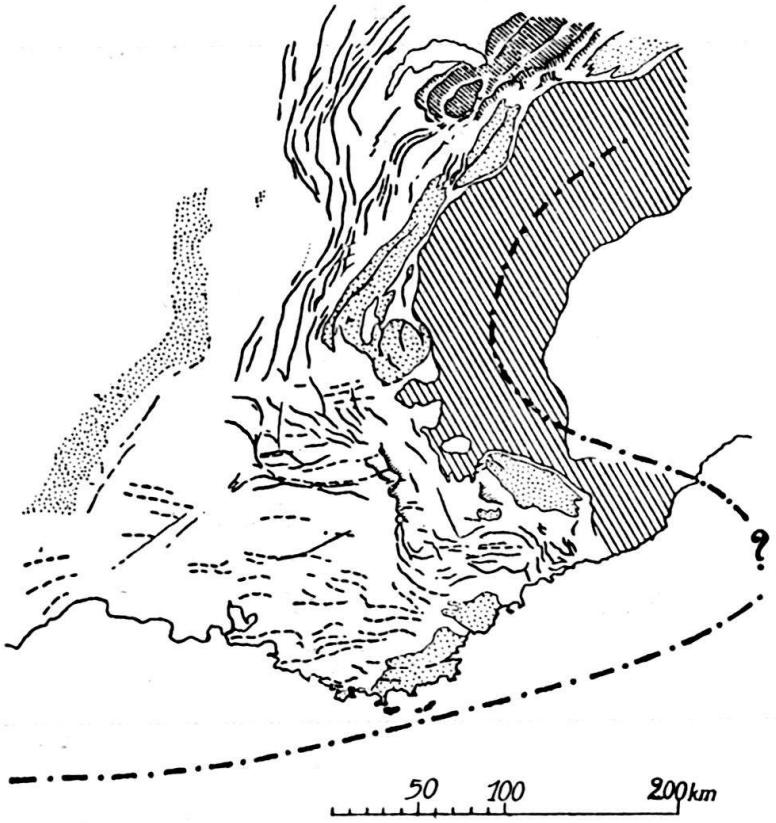

Fig. 7. Die Falten der Chaînes Subalpines (ausgezogene Linien) nach J. Goguel (1952, Fig. 193).

Würde es sich um ein reines ebenes Horizontalverschiebungsnetz handeln, so müssten sich die Horizontalverschiebungen des l- und r-Systems unter rechten Winkeln schneiden. Dem ist nicht so. Es lässt sich – allerdings nur ganz grössenordnungsmässig – eine recht gesetzmässige Veränderung des φ_a-Winkels erkennen. Im Abschnitt Neuenburgersee–Genf messen wir Winkel $> 90°$ bis 125°. Es folgt, auf den Jura-Faltenbogen bezogen nach aussen hin, das heisst gegen N und NW hin, anschliessend eine Zone mit spitzen Winkeln, die bis auf Werte von 35–40° absinken. Die Zone dieser kleinsten Winkel zieht vom E-Jura der Mont Terri-Linie und Salins-Linie entlang bis zum Jura Aussenrand und von hier weiter dem äusseren Faltenjura entlang bis zum Rhonedurchbruch bei Belley–St. Genix. Die Anordnung der φ_a-Winkel steht in Übereinstimmung mit der Annahme eines Aufschiebungsfächers plastischer Deformation in der Kruste, der von SE her im Sockel unter dem Faltenjura die Oberfläche erreicht.

Die vorliegenden Ausführungen über die Juratektonik begründen sich einerseits auf den Verlauf und die Geschichte der direkt sichtbaren Horizontalverschiebungen im Faltenjura und seiner Umgebung und anderseits auf den Verlauf der Faltenstrukturen, deren Grundriss nach dem Prinzip der HV-Faltung analysiert wurde. Nicht zuletzt deutet die Erdbebentätigkeit im Juragebiet und die stattliche Anzahl von Beben und Herden tiefer als 3 km nach der Meinung des Schreibenden darauf hin, dass die Kruste in diesem Bereich noch aktiv ist. Die erhaltenen Resultate lassen sich wie folgt zusammenfassen:

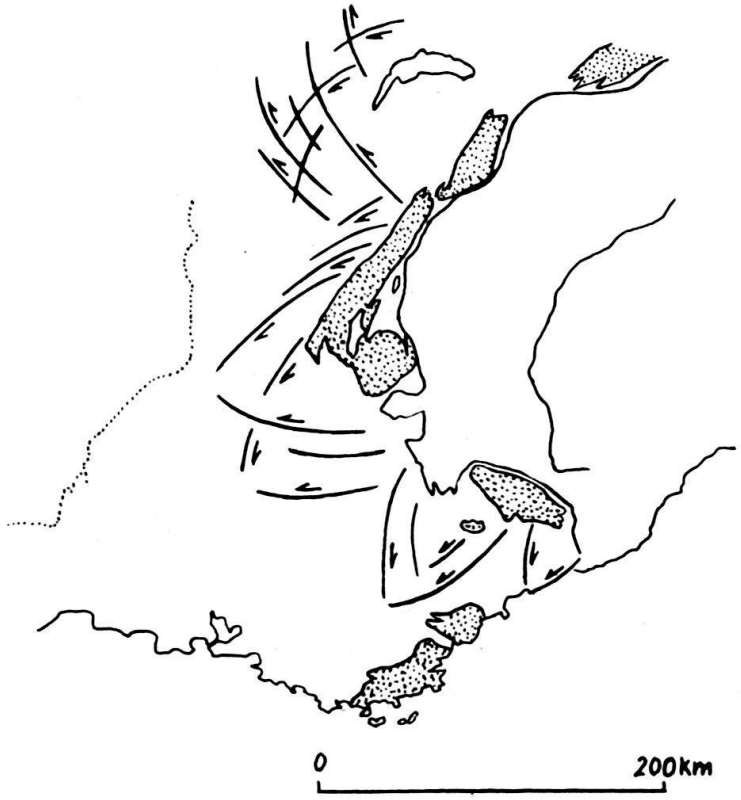

Fig. 8. Schematisch vereinfachte Grundzüge eines tektonischen «Halbsterns» von Horizontalverschiebungen im Gebiet der Chaînes Subalpines wie sie auf Grund einer Analyse nach dem Prinzip der HV-Faltung vermutet werden können.

1. Es wird ein neuer Erklärungsversuch für eine «autochthone» Entstehung der Falten im Juragebirge vorgelegt.
2. Die Kruste zeigt unter dem Faltenjura im Gefolge der alpinen Gebirgsbildung ein Verformungsbild, das mit Verformungsbildern und -vorgängen, wie sie von plastischen Materialien bekannt sind, verglichen werden kann.
3. Es handelt sich um ein räumliches, plastisches Verformungsbild, das aus dem Zusammenwirken zweier fächerartiger, ineinandergreifender Horizontalverschiebungssysteme einerseits und eines keilförmigen Bereichs duktiler Aufschiebungen anderseits erklärt werden kann.
4. An der gleichmässigen, ebenen Oberfläche des Sockels kommt es zur Ausbildung eines halbsternförmigen Gleitliniennetzes. Es entsteht ein fächerförmiges linkshändiges und spiegelbildlich dazu ein fächerförmiges rechtshändiges System von

Horizontalverschiebungen. Aufschiebungen sind offenbar am Jura-Innenrand zusätzlich wirksam gewesen.

5. Das linkshändige System von Horizontalverschiebungen ist deutlicher ausgebildet, was auf einen mit Rotation im Uhrzeigersinn verbundenen Krustenvorstoss im Raume Genf–Neuenburg hindeutet.
6. Die horizontalen Verschiebungen im kristallinen Untergrund brechen durch die Sedimentdecke entweder direkt durch, oder sie zeichnen sich dort, wo inkompetente Sedimente in genügender Mächtigkeit vorhanden sind, nach dem Prinzip der HV-Faltung im Verlauf der Faltenstrukturen ab.
7. Der Verfasser ist sich bewusst, dass die Entstehung des Juragebirges ein sehr langandauernder, komplexer Vorgang war, bei welchem neben den genannten Horizontalverschiebungen vertikale Bewegungen, ältere Tektonik, palaeogeographische Gegebenheiten, Unterschiede in der mechanischen Beschaffenheit der Gesteine u.a. eine bedeutsame, ja entscheidende Rolle spielten. Es erscheint geradezu erstaunlich, dass trotz dieser verschiedenen Faktoren ein relativ so geschlossenes Faltenbild entstehen konnte.

E. *Die Faltung der Chaînes Subalpines*

Ein weiteres Beispiel, wo nach der Meinung des Schreibenden Horizontalverschiebungsvorgänge entscheidend zum heutigen Faltenbild beitrugen, bilden die dem Faltenjura verwandten und benachbarten Chaînes Subalpines, die dem W-Alpenbogen vorgelagert von der Chartreuse bis zum Mittelmeer hinunterziehen (s. Fig. 7). Analysiert man das Faltenbild dieser Ketten nach dem HV-Faltungsprinzip, so ergibt sich ebenfalls eine ganz ähnliche halbsternförmige Verformungszone wie im Falle des Jura! Der Faltenjura selbst erscheint als Teilarm dieses tektonischen «Halbsterns» höherer Ordnung (s. Fig. 8).

Offenbar entstand der tektonische Halbstern der Chaînes Subalpines als Reaktion auf den generell gegen W gerichteten Vorstoss der Kruste im Bereich der Westalpen und der Poebene. Vielleicht liefert die Analyse dieser Vorketten Hinweise auf die Verschiebungen im Innern des W-Alpenbogens selbst! Meiner Meinung nach bietet das Halbstern-Verformungsprinzip Hand zur Lösung mancher tektonischer Fragen im Bereich von Gebirgsbögen.

F. *Faltung durch Horizontalverschiebung in Kalifornien*

Es sei an dieser Stelle auf das klassische Land der aktiven Horizontalverschiebungszonen und der heute noch aktiven Falten hingewiesen. Einzigartig schön illustriert die «Tektonische Karte von Süd-Kalifornien» in R. D. Reed & J. S. Hollister (1936) die enge Verbindung von Horizontalverschiebung und Faltung in Südkalifornien. Es kann kein Zweifel bestehen, dass hier die Bewegung am grossartigen Verschiebungssystem der San Andreas-Zone und den ihr benachbarten Verschiebungszonen die direkte Ursache für die Faltenbildung ist. Als Beispiele seien erwähnt, die auf eine Erstreckung von 250 km en échelon an der San Andreas-Zone angeordneten WNW–ESE streichenden grossen Falten der Ciervo Anticline, der Coalinga Anticline, der Orchard Anticline, der Mac Donald Anticline und Cymric Anticline im nördlichen Südkalifornien oder die wie Perlen

an einer Schnur an der Inglewood Fault aufgereihten antiklinalen Ölfelder S Los Angeles: das Inglewood-, Potrero-, Rosecrans-, Dominiquez-, Long Beach-, Seal Beach- und Huntington Beach-Field. Auf den gewaltigen Vorgang der Tiefe reagiert die Sedimentdecke hier auch heute noch durch Faltenbildung.

G. *Die Bedeutung der Horizontalverschiebungen im Gebirgsbau Vorderasiens*

Anhand eingehender Studien der soweit bekannten geologischen Verhältnisse, der aktuellen tektonischen Vorgänge, der Erdbebentätigkeit, des Vulkanismus, der Verteilung der heissen Quellen und der Flussversetzungen in der Türkei kam

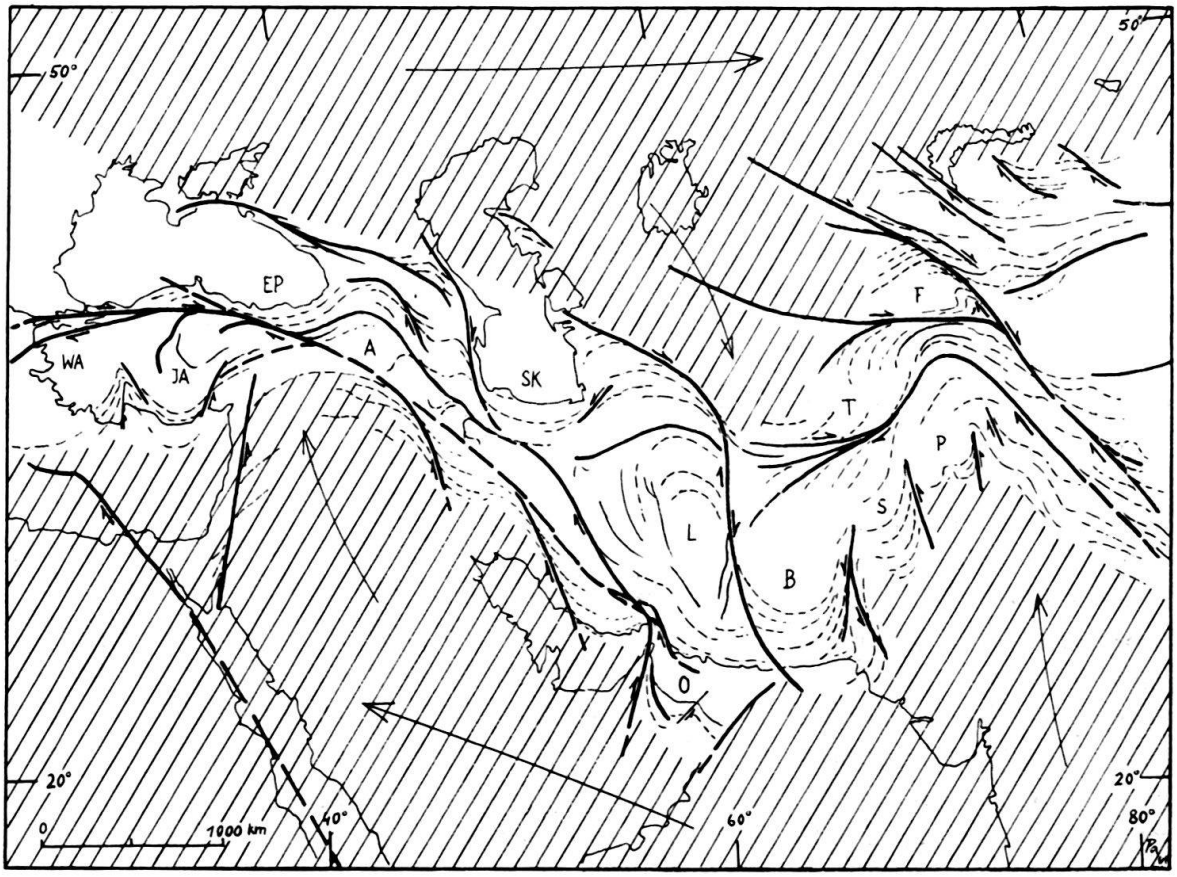

Fig. 9. Die Bedeutung der Horizontalverschiebungen im Gebirgsbau Vorderasiens. Kräftig gezeichnete Linien: Wichtigste Horizontalverschiebungen im tieferen Untergrund, postuliert auf Grund des geologischen Bewegungsbildes der Sedimenthaut und aktueller tektonischer Vorgänge anhand der im Text genannten Kriterien. Die grossen Verschiebungen dürften Versetzungsbeträge von hundert bis mehreren hundert Kilometern aufweisen. So erscheint z. B. das Fergana-Becken als ursprüngliche W Fortsetzung des Tarimbeckens entlang der Karatau-Linie relativ um ca. 300 km horizontal nach NW versetzt. Gestrichelt: Streichlinien und Faltenstrukturen. Buchstaben: Stauzonen: A Armenische Stauzone, B Stauzone von Baluchistan, EP Ostpontische Stauzone, F Fergana-Stauzone, JA Inneranatolische Stauzone, L Stauzone der Wüste Lut, O Stauzone von Oman, P Stauzone von Potwar, S Sulaiman-Stauzone, SK Südkaspische Stauzone, T Stauzone von Termez, WA Westanatolische Stauzone. Schraffiert: Gondwana- und Eurasiafeld ausserhalb des känozoischen Gebirgsgürtels. Die beiden grossen Pfeile sollen die generelle, primäre, gegenseitige Relativverschiebung von Gondwana- und Eurasiafeld andeuten. Die drei kürzeren Pfeile sollen die sekundäre Abdrehung (Rotation) und gegenseitige Verkeilung der Schollen im Grenzbereich, bedingt durch das aneinander Vorbeistreichen von Gondwana- und Eurasiafeld andeuten.

der Verfasser zum Schluss, dass es sich bei der ausgeprägten, langgestreckten tektonischen Zone, die sich vom Marmarameer durch ganz Nordanatolien bis gegen den Val Gölü erstreckt und die der Schreibende, allerdings nur zu einem kleinen Teil, auch aus eigener Anschauung kennt, um eine grossartige, rechtshändige Horizontalverschiebungszone handelt, die in ihrer Ausdehnung und in ihrer tektonischen Aktivität durchaus der San Andreas Fault-Zone in Kalifornien und der Alpine Fault-Zone auf Neuseeland zu vergleichen ist (N. Pavoni, 1961). Die zunächst fast mosaikartig erscheinenden tektonischen Verhältnisse der Türkei erhalten unter diesem Aspekt – zu welchem übrigens die Natur durch die aktualtektonischen Vorgänge der letzten 25 Jahre selbst den Fingerzeig gegeben hat – eine überraschend einfache Erklärung.

Ein solch grosser Vorgang wird nicht an den Grenzen der Türkei Halt machen. Es war daher eine «naheliegende» und reizvolle Aufgabe, eine Analyse der jungen Gebirgsketten Vorderasiens im Sinne der HV-Faltung zu versuchen. Für Iran und die USSR liegen neue geologische Karten vor. Es zeigte sich durch zahlreiche Vergleiche, dass der für die Analyse so wichtige generelle Verlauf der Faltenstrukturen im Grundriss in der Geomorphologie der jungen Gebirgszüge und ihrer Umgebung in grossen Zügen zum Ausdruck kommt. Besondere Beachtung wurde auch dem Flussnetz geschenkt, und es wurden nach Möglichkeit die Angaben über Erdbeben und aktuelle tektonische Vorgänge berücksichtigt. Die konsequente Analyse nach dem HV-Faltungsprinzip führt auch hier zu einem Gesamtbild von eindrücklicher Geschlossenheit (s. Fig. 9).

Ein geotektonisch bedeutsames Resultat, welches sich aus diesem Bewegungsbild ableiten lässt, ist die Erkenntnis, dass offenbar der alpine Gebirgsgürtel Vorderasiens nicht durch ein frontales Aufeinanderstossen Eurasiens und Gondwanalandes quer zum allgemeinen Verlauf des Gebirgsgürtels, sondern viel mehr durch ein primäres gegenseitiges aneinander Vorbeigleiten dieser beiden Krustenfelder fast parallel zum Gebirgsgürtel: Eurasien relativ nach E, Gondwana relativ nach W, zu erklären ist. Dieses primäre aneinander Vorbeigleiten der beiden Krustenfelder hatte sekundär in der dazwischen liegenden Kontaktzone eine gegenseitige Verkeilung der Krustenfelder, eine Wirbelbildung zur Folge (N. Pavoni, 1960). Diese sekundären Verkeilungserscheinungen schufen erst die heutigen tektonischen Formen im alpidischen Gebirgsgürtel.

H. *Schlusswort*

Es lag dem Verfasser daran, mit den vorliegenden Ausführungen auf die grosse, im allgemeinen zu wenig beachtete Bedeutung der Horizontalverschiebungen im tektonischen Geschehen hinzuweisen. Sie geben sich dem Geologen nicht so leicht zu erkennen, und es ist nicht immer leicht, ihr Ausmass und den genauen Betrag der Verschiebung zu erfassen, besonders wenn es sich um ganze Zonen von Horizontalverschiebungen handelt. Dass ihnen mindestens ebensolche Bedeutung zukommt wie den vertikalen Versetzungen, das zeigen die aktuellen tektonischen Vorgänge. Zum selben Resultat führen geophysikalische Überlegungen und Energiebetrachtungen, wenn man bedenkt, dass Massenbewegungen innerhalb der Erdkruste in der Horizontalen 10–100 mal weniger Energie benötigen als entsprechende Massenbewegungen, die der Schwerkraft entgegengerichtet sind.

Desgleichen wurde versucht, mit den vorliegenden Betrachtungen auf das Prinzip der HV-Faltung aufmerksam zu machen, ein Prinzip, das sich in der tektonischen Geologie noch vielfach als fruchtbar erweisen könnte. Strukturanalysen nach dem HV-Faltungsprinzip erlauben, wie die Analyse am Beispiel des Faltenjura gezeigt hat, Rückschlüsse über die Verformungsvorgänge und damit über das mechanische Verhalten der tieferen Erdkruste zu ziehen und diese hypothetischen Werte zu vergleichen mit Werten, die auf anderem Wege gewonnen wurden. Wir stehen in der tektonischen Erforschung der Erdkruste und der Erde noch ganz am Anfang. Welch faszinierende Aufgabe, in dieser Forschung weiter vordringen zu dürfen!

Es ist mir ein Bedürfnis, Herrn Prof. Dr. F. GASSMANN, Leiter des Institutes für Geophysik der ETH in Zürich, auch an dieser Stelle für sein stetes Interesse, das er meinen Arbeiten entgegenbrachte, herzlich zu danken. Ebenso danke ich Herrn Dr. L. KEHRER, Geologe in Olten, herzlich für seine liebenswürdige und wertvolle Hilfe bei der Vermittlung von geologischer Literatur über Kalifornien und für die anregenden Diskussionen tektonischer Probleme Kaliforniens, Venezuelas und des Faltenjura.

LITERATURVERZEICHNIS

AMSLER, A. (1926): *Bemerkungen zur Juratektonik.* Eclogae geol. Helv. *20*, p. 1–30.

AUBERT, D. (1959): *Le décrochement de Pontarlier et l'orogenèse du Jura.* Mém. Soc. vaud. Sci. nat., 76, *12*, Fasc. 4, p. 93–152.

BERSIER, A. (1934): *Carte tectonique du Jura.* Geol. Führer d. Schweiz, Fasc. I, pl. III.

BROWN, R. W. (1928): *Experiments relating to the results of horizontal faulting.* Bull. Am. Ass. Petr. Geol. *12*, part 2, p. 715–720.

BUXTORF, A. (1907): *Geologische Beschreibung des Weissenstein-Tunnels und seiner Umgebung.* Beitr. z. geol. Karte Schweiz, [NF] *21*.

CLOOS, H. (1928): *Experimente zur inneren Tektonik.* Centralbl. f. Min. etc., Abt. B, p. 609–621.

– (1931): *Zur experimentellen Tektonik: Brüche und Falten.* Die Naturwissenschaften *19*, p. 242–247.

– (1936): *Einführung in die Geologie, ein Lehrbuch der Inneren Dynamik.* Verl. Gebr. Borntraeger, Berlin.

DE SITTER, L. U. (1956): *Structural geology.* McGraw Hill, New York.

FATH, A. E. (1920): *The origin of the faults, anticlines and burried «granite ridge» of the Northern part of the Mid-Continent oil and gas field.* U.S. Geol. Survey, Prof. Paper, *128*-A, p. 75–84.

GLANGEAUD, L. (1950): *Le rôle du socle dans la tectonique du Jura.* Conf. 25 sept. 1947 à Besançon. Bull. Sec. Géol. Belgique, *73*, p. 57–94.

GOGUEL, J. (1952): *Traité de tectonique.* Masson et Cie, Paris.

GZOVSKY, M. V. (1959): *Method of modelling in tectonophysics.* UGGI, Travaux scientifiques, Série A, Fasc. 20, p. 383–406.

HAUBER, L. (1960): *Über das Tertiär im nordschweizerischen Tafeljura.* Eclogae geol. Helv. *53*, p. 656–668.

HEIM, ALB. (1919): *Geologie der Schweiz.* Bd. I. Verl. C. H. Tauchnitz, Leipzig.

HUBBERT, M. K. (1951): *Mechanical basis for certain familiar geologic structures.* Bull. Geol. Soc. Am. *62*, p. 355–372.

KRAUS, E. (1951): *Die Baugeschichte der Alpen.* 2 Bände, Akademie-Verlag, Berlin.

KRÜMMER, A. (1912): *Historische Entwicklung und Definition der hauptsächlichsten Begriffe in Bergbau und Geologie.* Zeitschr. für praktische Geologie *XX*, Heft 7, p. 249–265.

LAUBSCHER, H. P. (1961): *Die Fernschubhypothese der Jurafaltung.* Eclogae geol. Helv. *54*, No. 1, p. 221–282.

LINK, T. A. (1928): *Relationship between over- and under-thrusting as revealed by experiments.* Bull. Am. Ass. Petr. Geol. *12*, part 2, p. 285–860.

LOTZE, F. (1931): *Über einige Faltungsprobleme.* Nachr. Ges. d. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., p. 17–31.

LÜCKE, TH. (1940): *Leonardo da Vinci, Tagebücher und Aufzeichnungen.* Verlag Paul List, Leipzig.

MARGERIE, E. DE (1936): *Le Jura.* Mém. pour servir à l'expl. carte géol. dét. France, Imprimerie Nat., Paris.

MARGERIE, E. DE, & HEIM, ALB. (1888): *Les dislocations de l'écorce terrestre.* Verlag J. Wurster & Comp., Zürich.

MOODY, J. D., & HILL, J. M. (1956): *Wrench-fault tectonics.* Bull. Geol. Soc. Am. *67*, p. 1207–1246.

NADAI, A. (1950): *Theory of flow and fracture of solids.* McGraw-Hill, New York.

ODÉ, H. (1960): *Faulting as a velocity discontinuity in plastic deformation.* Geol. Soc. Am. Mem. *79*, p. 293–321.

PAVONI, N. (1957): *Geologie der Zürcher Molasse zwischen Albiskamm und Pfannenstiel.* Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich *102*, Abh. Nr. 5, p. 117–316.

– (1960): *Das Bewegungsbild der Erdkruste.* Vierteljahrschr. Naturf. Ges. Zürich *105*, p. 184-196.

– (1960a): *Diskussionsbeitrag zum Thema Jura-Faltung.* Schweiz. Geol. Ges., Jahresversammlung, Wissenschaftl. Sitzung, 26. September 1960.

– (1961): *Die Nordanatolische Horizontalverschiebung.* Geol. Rundschau *51*, 1, 16 S.

PRAGER, W. (1961): *Einführung in die Kontinuumsmechanik.* Birkhäuser Verl., Basel und Stuttgart.

QUIRING, H. (1913): *Zur Theorie der Horizontalverschiebungen.* Zeitschr. f. prakt. Geologie *XXI*, p. 70–73.

REED, R. D. (1933): *Geology of California.* Am. Ass. Petr. Geol., Tulsa.

REED, R. D., & HOLLISTER, J. S. (1936): *Structural evolution of Southern California.* Bull. Am. Ass. Petr. Geol. *20*, p. 1529–1721.

RICHTER, G. (1931): *Ein Fiederflexurensystem am Rand eines spanischen Miozänbeckens.* Nachr. Ges. d. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., p. 80–96.

RIEDEL, W. (1929): *Mechanik geologischer Brucherscheinungen.* Centralbl. f. Min. etc., Abt. B, p. 354–368.

SCHOFIELD, J. C. (1960): *Some teoretical structures associated with transcurrent faulting applied to the Alpine Fault.* New Zealand Journ. Geol. Geoph. *3*, No. 3, p. 461–466.

STEINBRUGGE, K., & ZACHER, E. G. (1960): *Fault creep and property damage.* Bull. Seism. Soc. Am. *50*, No. 3, p. 389–415.

STENO, N. (1669): *De solido intra solidum naturaliter contento dissertationis prodromus.* Florenz.

SUESS, E. (1883): *Das Antlitz der Erde.* Bd. I. Wien.

SUGGATE, R. P. (1960): *The interpretation of progressive fault displacements of flights of terraces.* New Zealand Journ. of Geol. Geophys. *3*, No. 3, p. 364–374.

TSCHOPP, R. (1960): *Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt Miécourt.* Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, [NF] *110*.

TOCHER, D. (1960): *Creep rate and related measurements at Vineyard, California.* Bull. Seism. Soc. Am. *50*, No. 3, p. 389–415.

TREVISAN, L. (1939): *Il Gruppo di Brenta.* Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova *13*, p. 1–128.

VONDERSCHMITT, L. (1942): *Die geologischen Ergebnisse der Bohrungen von Hirtzbach bei Altkirch (Ober-Elsass).* Eclogae geol. Helv. *35*, No. 1, p. 67–99.

WEGMANN, E. (1961): *Anatomie comparée des hypothèses sur les plissements de couverture (le Jura plissé).* Bull. Geol. Institutions Univ. Uppsala *XL*, June 1961, p. 169–182.

WELLMANN, H. W. (1952): *The Alpine Fault in detail: River terrace displacements at Marnia River.* New Zealand Journ. of Sci. Techn. *33*, p. 409–414.

– (1955): *New Zealands Quaternary tectonics.* Geol. Rundsch. *43*, p. 248–257.

WHITTEN, C. A. (1948): *Horizontal earth movement, Vicinity of San Francisco, California.* Trans. Am. Geoph. Union *29*, p. 381–323.

– (1960): *Horizontal movement in the earths crust.* Journ. Geoph. Research *65*, p. 2839–2844.

WHITTEN, C. A. & CLAIRE, C. N. (1960): *Analysis of geodetic measurements along the San Andreas Fault.* Bull. Seism. Soc. Am. *50*, No. 3, p. 389–415.