

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 18 (1923-1924)
Heft: 1

Artikel: Geologie der Seekette zwischen Biel und Ligerz unter besonderer Berücksichtigung der anormalen Lagerstätten in der untern Kreide (sog. Hauterivientaschen)
Autor: Ryniker, Karl
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-158249>

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: 27.04.2026

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

ECLOGÆ GEOLOGICÆ HELVETIÆ

Vol. XVIII, N° 1. — Octobre 1923.

Geologie der Seekette zwischen Biel und Ligerz unter besonderer Berücksichtigung der anormalen Lager- stätten in der untern Kreide (sog. Hauterivientaschen).

VON KARL RYNIKER (Zürich).

Mit 5 Tafeln (I–V) und 13 Textfiguren.

Inhaltsverzeichnis.

| | Seite |
|---|-------|
| Einleitung. | 2 |
| Stratigraphische Übersicht | 3 |
| A. Jurasystem. | 3 |
| I. Kimeridgien | 3 |
| II. Portlandien | 5 |
| III. Purbeckien | 7 |
| B. Kreidesystem. | 9 |
| I. Unteres Valangien (=Marbre bâtard). | 10 |
| II. Oberes Valangien (=Calcaire roux). | 12 |
| III. Unteres Hauterivien | 12 |
| IV. Oberes Hauterivien | 13 |
| V. Cenoman (Rotomagien) | 14 |
| C. Tertiär. | 14 |
| I. Eocaen | 14 |
| II. Oligocaen | 15 |
| III. Molasseeinlagerung in Portlandkalk von unsicherem Alter, wahrscheinlich Miocaen | 15 |
| D. Quartär | 21 |
| I. Diluvium | 21 |
| II. Alluvium | 23 |
| Tektonik | 23 |
| A. Südschenkel der Seekette; kleine Synklinale von Vingelz–Hüsli | 23 |
| I. Abschnitt Biel–Wingreis | 23 |
| II. Abschnitt Twannbachschlucht–Ligerz | 28 |
| B. Nordschenkel der Seekette. | 30 |
| C. Kapfantiklinale bei Twann und Synklinale von Gaicht. | 32 |
| ECLOG. GEOL. HELV. XVIII, 1. — Octobre 1923. | 1 |

| | |
|--|----|
| Über die Entstehung der sog. Hauterivientaschen am linken Bielerseeufer | 46 |
| A. Bisherige Untersuchungen über die Hauterivientaschen. | 46 |
| B. Beschreibung der Hauterivientaschen | 55 |
| I. Hauterivientasche im Goldberg zwischen Biel und Vingelz | 57 |
| II. Hauterivientasche zwischen Bahnübergang „Schlössli“ und Steinbruch im Rusel | 57 |
| III. Hauterivientaschen im Steinbruch Rusel | 60 |
| IV. Hauterivientasche zwischen den Steinbrüchen im Rusel und Vuntelen | 62 |
| V. Hauterivientasche im Steinbruch Vuntelen | 62 |
| VI. Hauterivientaschen zwischen Vuntelen und Alfermée | 63 |
| VII. Limonitkalktaschen beim Bahnhof Tüscherz und „auf der Fluh“, westlich Tüscherz | 65 |
| VIII. Hauterivientasche im Engtale des Jorat | 67 |
| IX. Übrige Hauterivientaschen. | 68 |
| C. Mechanismus der Taschenbildung. | 68 |
| D. Einteilung der Taschen nach ihrer mechanischen Entstehungs- weise | 72 |
| Literaturverzeichnis | 74 |

Verzeichnis der Tafeln.

- I. Geologische Kartenskizze der Seekette zwischen Biel und Ligerz;
M. 1 : 25 000.
- II. Geologische Profile durch die Seekette zwischen Biel und Ligerz;
M. 1 : 25 000.
- III. Geologische Profile durch den Südschenkel der Seekette zwischen
Biel und Ligerz; M. 1 : 10 000.
- IV. Geologische Kartenskizze von Twann-Gaicht; M. 1 : 10 000.
- V. Geologische Profile in der Umgebung von Twann und Gaicht;
M. 1 : 10 000.

Einleitung.

Dem linken Bielerseeufer entlang erstreckt sich die, in der geologischen Literatur mit dem Namen „Seekette“ bezeichnete, innerste Jurafalte. Sie taucht beim Dorfe St. Blaise am nordöstlichen Ende des Neuenburgersees unvermittelt aus der oberoligocaenen Molasse empor und streicht in nordöstlicher Richtung vorerst als Chatollionkette gegen das Dorf Enges. In der Forêt de Serroue biegt ihre Axe nach NE aus, um in dem Rochoyer genannten Teile vollständig nach E abzdrehen. Dieses quer zur alten Richtung verlaufende Streichen der Kette (Lit. 13) hat nur das kurze Stück von ungefähr 1,5 km erfasst, auf dem das Dorf Lignièrès liegt. Sofort kehrt diese wieder in ihre ursprüngliche nordöstliche Streichrichtung zurück. Lignièrès nimmt eine Scharnierstellung ein, welche gleichzeitig durch eine Depression der Antiklinalaxe gekennzeichnet wird. Dann steigt die Faltenaxe wieder in nördlicher Richtung

über Neue Métaire (P. 982 m) an nach Sur la Roche (P. 922 m). Eine nochmalige axiale Einsenkung erleidet das Gewölbe bei Prêles, worauf dann über Tätsch-Twannberg und Magglingsmatten der Kulminationspunkt 1089 m (Hohmatt) erreicht wird. Östlich der Taubenlochschlucht bildet der Bözingerberg die Fortsetzung und gleichzeitig das Ostende der ganzen Kette: denn von Romont an nimmt die Falte rasch an Höhe ab, ist noch über Allerheiligen hinaus zu verfolgen, wo sie unter Schutt und Moränenbedeckung verschwindet (Lit. 3) und zugleich untertaucht.

Damit wäre der Gesamtverlauf der Seekette kurz skizziert. Meine Aufgabe war, das Stück Seekette zwischen Ligerz und Biel auf seine tektonischen Verhältnisse, speziell im SE-schenkel der Antiklinale, zu prüfen, um eine Erklärung zu suchen für die Bildung der unter dem Namen „Hauterivientaschen“ bekannten anormalen Lagerstätten.

Als topographische Unterlage zur geologischen Aufnahme der ganzen Seekette dienten mir die Blätter: St. Blaise No. 133; Erlach No. 136; Neuveville No. 134; Twann No. 135; Orvin No. 121 des topographischen Atlases 1:25000. Für diese spezielle Untersuchung kommen nur die beiden Blätter Twann und Orvin in Betracht.

Leider gestatten mir die hohen Unkosten nicht die geologische Karte der Arbeit beizulegen. Sie ist im geologischen Institut der eidgenössischen technischen Hochschule in Zürich deponiert.

Die Anregung zur vorliegenden Arbeit verdanke ich meinem hochverehrten Lehrer Herrn Prof. Dr. H. Schardt. Für das Interesse, das er meinen Untersuchungen stetsfort entgegenbrachte und für die vielen Ratschläge bin ich ihm zu grossem Dank verpflichtet. Mein Dank gebührt ferner Herrn Prof. Dr. L. Rollier, der mir beim Bestimmen der Fossilien behülflich war. Dankbar bin ich auch den Herren Dr. Jeannet in Neuenburg, Dr. Antenen in Biel, Dr. Waldvogel in Neuenstadt und cand. phil. E. Frei, die mich bei meinen Untersuchungen mit Rat und Tat unterstützt haben.

Stratigraphische Uebersicht.

A. Jurasystem.

I. Kimeridgien.

In den Esquisses orographiques de la Chaîne du Jura (Lit. 53) rechnet THURMANN zu den Ketten erster Ordnung alle diejenigen, bei welchen keine tiefern Horizonte als Port-

landien und Kimeridgien blossgelegt sind. Zu ihnen gehört auch die Seekette.

Zwischen Twannbachschlucht und Taubenlochschlucht bilden die Kimeridgienkalke die schwach bewachsenen Höhen der Magglingenmatten und der Hohmatt. Die starkzerklüfteten und korrodierten Bänke tragen nur ein schwaches Vegetationskleid, bestehend aus spärlichem Graswuchs und Buschwald. Wo sich in Unebenheiten Humus ansammeln konnte oder Moränenmaterial liegen blieb, wie auf dem Twannberg und in der Umgebung der Magglingenmatten, findet sich Acker- und Wiesland.

Einen Einblick in die stratigraphische Schichtenfolge dieser einförmigen, kompakten Kalkbänke gestatten allein Taubenloch- und Twannbachschlucht. In ersterer hat der Schüssfluss das Gewölbe bis auf den Dogger durchsägt und den ganzen Malm von Purbeckien bis Oxfordien dem Studium zugänglich gemacht (Lit. 1). In letzterer dagegen hat die erodierende Tätigkeit des Twannbaches erst die obern Schichten des Kimeridgien angeschnitten. Ungefähr im letzten Drittel der Schlucht, hinter der sog. „Pulverstampfe“, richten sich die nach S einfallenden Schichten stark auf.

Nach BAUMBERGER folgen von oben nach unten (Lit. 4):

Weisse Kalke mit Gasteropoden,
Gelbe Kalke mit Terebr. suprajurensis Th.,
Gelbe Nerineenkalke,
Bryozoënkalk,
Nerineenkalke,

die dem obersten Kimeridgien angehören.

Der Bryozoënkalk erweist sich als sehr konstanter Horizont: er findet sich im ganzen Neuenburger- und Waadtländer-Jura (Lit. 23).

Wie in der Gorge du Seyon bei Neuchâtel sind auch hier zwei Nerineenbänke zu beobachten, allerdings sind die Nerineen nicht so zahlreich wie dort. Im neuenburger Gebiete können sie im Felde als Hilfsmittel zur Abgrenzung des Portlandien vom Kimeridgien gebraucht werden. Dagegen ist in der Seekette die Unterscheidung der beiden Stufen sehr schwer und eine genaue Grenzlegung oft unmöglich, wenn nicht, wie in der Twannschlucht, die Übergänge studiert werden können.

Im allgemeinen ist zu bemerken, dass im Portlandien keine so weissen Kalke vorkommen, wie sie hauptsächlich im obersten Kimeridgien auftreten; und die grauen und gelblichen Kalke des Kimeridgien besitzen ihrerseits nicht die

scharfabgegrenzten, rostgelben Flecken des Portlandien; die Farbe derselben ist blasser, mit einem Stich ins rötliche, und ihre Umrandung ist unscharf.

An der Quelle der Foule (Pérouse) bei Moutier und auch an der Strasse nach Court (in der Schlucht) sind von GILLIÉRON und ROLLIER in der obersten Partie des Kimeridgien, ungefähr 20 m unterhalb des Horizontes mit *Ostrea virgula*, Kalke mit schwarzen Geröllen und Konkretionen gefunden worden, die sicherlich dem Kimeridgien angehören (Lit. 33). — Nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn Prof. ROLLIER beobachtete er auch im Virgulien bei Bugny, nordöstlich des Montoz, brecciöse Schichten von dunkeln und hellen Kalksteinbrocken. — Von Pré Perret, nordöstlich der Hohmatt, führt ein Fussweg nordwärts nach La Vauchée und Charjus ins Tal von Orvin hinunter. An ihm findet sich bei der Höhenquote 900 m eine analoge Kalkbank. In einer grauen, oolithischen Grundmasse liegen eingebettet dunkle und helle Kalkgerölle und Trümmer, von einem halben Millimeter bis zu 3 cm Durchmesser. Blauschwarze und dunkelgraue überwiegen, vereinzelter sind hellere, gelblichgraue Stücke. Alle sind mehr oder weniger gerollt; vor allem die grossen sind gut abgerundet. — Südöstlich von Neuve-Métairie, nördlich Neuveville, zeigt sich im Felsabbruch gegen „le Chanet“ eine weitere Bank von 90 cm Mächtigkeit, in welcher sich diese schwarzen Trümmer wieder finden. Hier jedoch werden sie nicht grösser als 2 mm im Querschnitt.

Diese Kalkbreccien sind sicherlich von lokaler Herkunft und zusammengesetzt aus Bruchstücken des aufgewühlten Untergrundes. Ihr mehrmaliges Auftreten in den obern Stufen des Malm: im Kimeridgien und Portlandien, die ähnliche Beschaffenheit mit den wichtigen bunten Breccien des Purbeckien (Lit. 27) beweisen, dass schon vor Bildung des letzteren mehrere Niveauhebungen stattgefunden haben, bis es zu einer ersten Emersion des Zentraljura gekommen ist, wahrscheinlich zur obern Portlandzeit (Lit. 25, 27).

AEBERHARDT (Lit. 1) hat die Gesamtmächtigkeit des Kimeridgien in der Taubenlochschlucht mit 140 m angegeben. In dem von mir untersuchten Stücke der Seekette treten bloss die obern Kalkmassen in der Twannbachschlucht zutage.

II. Portlandien.

Die Portlandstufe nimmt den stärksten Anteil an der Bildung der Seekette. Mit Ausnahme der oben erwähnten Partien der Magglingenmatten und dem Chanet, nördlich

Neuveville, bilden diese Schichten das Gewölbe: la Forêt de Serroue und Bözingerberg (Lit. 32) sind typische Portlandgewölbe. Die Höhen von Prêles, der Tätsch und Twannberg, nördlich der Synklinale von Gaicht am westlichen Ende; das Gelände von Magglingen und Evillard am östlichen Ende des untersuchten Gebietes bestehen alle aus Portlandschichten. An der Südflanke der Antiklinale steigen sie im Twannwald, Tüscherz- und Alferméewald, Nidau-Tüscherzbergwald und im Bieler-Vingelzwald bis zu 900 m Höhe hinauf (Taf. 1). An der Nordflanke ist ihre oberflächliche Ausdehnung nicht so beträchtlich, wegen dem steilen Nordfallen der Schichten und einem ansehnlichen Schutt- und Moränengürtel.

Wiederum ist es die Twannbachschlucht, welche den besten Einblick in die Schichtenfolge vermittelt. Ein genaues Studium des obern Portlandien erlauben die künstlichen Einschnitte, die durch den Bau der Seilbahnen Biel-Magglingen und Ligerz-Prêles geschaffen wurden.

1. *Unteres Portlandien*: Der Mergelhorizont mit *Exogyra virgula*, der im Berner Jura eine konstante Ausdehnung besitzt (Lit. 31), bildet die Grenze zwischen Kimeridgien und Portlandien. In der Twannbachschlucht ist er nicht zu beobachten (Lit. 4, 5); in der Taubenlochschlucht gibt AEBERHARDT in seinem Profil eine 0,2 m mächtige gelbe Mergelschicht, sehr reich an *Exogyra virgula*, an (Lit. 1).

Als Hangendes folgt ein 50 m mächtiger Gesteinkomplex, zusammengesetzt aus einer Wechsellagerung von harten, massigen Kalkbänken und grauen, gefleckten Mergelkalken. Im unteren Teile sind weisse und gelbliche Kalkbänke überwiegend, nach oben graue, mit zahlreichen rostgelben Flecken; charakteristisch für dieses Gestein, die ihm auch den Namen Fleckenkalk eingetragen haben.

Den Übergang zum obern Portlandien vermitteln die Plattenkalke, bestehend aus sehr dünnen, welligen Lagen, die ihnen im Querschnitt ein gebändertes Aussehen verleihen. Sie lassen sich leicht in diese Schichten spalten und jede Schichtfläche ist erfüllt von schönen Dentriten. Die Farbe ist grau mit Stich ins grünliche. Wie die liegenden Bänke sind die Plattenkalke bedeckt von unzähligen, gelben Flecken. Ihre Mächtigkeit beträgt 5 m.

2. *Oberes Portlandien*: Das obere Portlandien, die bekannten Dolomies portlandiennes von JACCARD (Lit. 23) bestehen von unten nach oben aus:

a) 12—15 m leichtverwitterbare, weisse, graue, auch rosafarbene, dolomitische, 3 cm dicke Schichtplatten. Sie

sind erfüllt von zahlreichen Kalkspatgeoden, von denen die grösseren bis 30 cm Durchmesser erreichen. Die Schichtflächen zeigen ein Gewebe von feinsten Dentritbildungen.

An der Seilbahn nach Prêles teilen 5 m harte Kalk- und Zellendolomitbänke dieses Glied der obern Portlandstufe in zwei Komplexe.

b) Hierauf folgt der Calcaire saccharoïde, fein- bis grobzuckerkörnige Struktur aufweisende, graue, gelbe und weisse Kalkbänke. Diese Schichten sind „Auf der Festi“ am Funiculaire nach Prêles, sowie an der Trämelfluh, nordöstlich von Twann, auf dem Nidauberg und dem östlich Vingelz gelegenen Goldberg zu beobachten. Aus ihnen bestehen die steil aus dem See zutage tretenden, nackten Felsbänke des Bielerseeufers, auf welchen der Pavillon Römer bei Biel erbaut wurde. Sie bilden die Zone der interessanten Felsenheide des linken Bielerseeufers (Lit. 7).

c) Den Abschluss des obern Portlandien stellt der Calcaire âpre dar: eine 5—6 m mächtig werdende, graublau und gelbliche, schlechtgeschichtete Kalkmasse von holpriger Oberfläche; oben hart von zuckerkörniger Struktur, unten erdiger und kreidig werdend.

Dieser Horizont ist besonders gut im westlichen Teile unseres Gebietes entwickelt. Von BAUMBERGER (Lit. 4, 5) werden die „Kanzel“ ob Klein Twann, die Felsen hinter der Brunnmühle (Klein Twann), der Felskopf der „Burgfluh“ an der Tessenbergstrasse als Stellen angegeben, an welchen der Calcaire âpre beobachtet werden kann.

Bei Anlass neuer Quellwassererschliessung für die Gemeinde Landeron wurde dieser Horizont bei einem im Jahre 1921 ausgeführten Stollenvortrieb in den Südschenkel der Antiklinale angebohrt (Einfahrtort beim Ruisseau de la Tour, zwischen Neuville und Landeron). Er ist dort als eigentliche sedimentierte Kalkbreccie entwickelt.

Solche Litoralbildungen demonstrieren trefflich die allmählichen, oszillierenden Übergänge zwischen oberem Portlandien und Purbeckien (Lit. 25, 27). Des fernern zeugt ebenfalls die marinbrackische Fauna der Dolomies portlandiennes für die innigen Beziehungen, welche zwischen den beiden Stufen bestehen.

III. Purbeckien.

Den Abschluss des Jurasystems bildet das Purbeckien. Auf eine mächtige Serie mariner Ablagerungen tritt infolge Hebung und Trockenlegung des Zentraljura ein vollständiger

Wechsel in der Sedimentation unseres Gebietes ein. In der Umgebung von Biel setzt das Purbeckien mit einer Schichtfolge ein, die bald litoral, bald brackisch und lagunär ausgebildet ist; reich an Kies und Sand, vermischt mit Konglomeratbänken und Mergeln, welche Ablagerungen wahrscheinlich von Wasserläufen mit stärkerem Gefälle herrühren (Lit. 25, 26, 27, 28). Wir befinden uns bei Biel an der Ostgrenze des Purbeckareals, das nicht viel weiter ostwärts gereicht haben wird.

Die schönsten Aufschlüsse finden sich im Goldberg zwischen Biel und Vingelz. Dort ist gegenüber der Handlungsgärtnerei Krebs das ganze Profil von MAILLARD (Lit. 25, 27) beschrieben und mit 12—13 m Mächtigkeit angegeben worden. Im verlassenen Steinbruch Goldberg ist an der östlichen Steinbruchwand dasselbe Profil nochmals in sehr steiler Stellung zu sehen, leider nicht leicht zugänglich. An der Westwand ragt dagegen nur ein Teil aus der Schutthalde heraus; die Schichten sind zum Teil überkippt, zum Teil stehen sie saiger.

Einen Aufschluss zwischen Tüscherz und Wingreis, westlich der Valangienfelsen „Auf der Fluh“, hat BAUMBERGER (Lit. 4, 5) detailliert aufgenommen.

Ein anderer liegt hinter dem Bahnhof Tüscherz. Dort wurden beim Bau der Bahnhofanlage die 65° SE-fallenden untern Valangienkalkbänke herausgebrochen und zwar unverständlicherweise die untern Partien der Bänke, der Strasse entlang, sodass die obere Schichtenteile, ihrer Stütze beraubt, nur noch auf den liegenden plastischen Purbeckmergeln ruhten. Die Folge war ein Felsschlipf auf diesem Gleithorizont (15. April 1903). Durch diesen sind auf 100 m Länge an der Kantonsstrasse von den oberen Purbeckschichten die Couches nymphéennes (MAILLARD, Lit. 25, 27) blossgelegt worden. Die einzelnen Mergelhorizonte, Sandstein- und Konglomeratbänke sind aneinander verbogen, verschoben, gestreckt und ausgewalzt, als Folge plötzlichen steilen Abbiegens des Schenkels vor dem Eintauchen in den See; hart am Strassenbord stehen die Valangienkalke mit 79° SE-Fallen, währenddem sie 70 m höher beim Schützenhaus Tüscherz (P. 510 m) nur 30° Neigung besitzen; die beiden Punkte liegen horizontal nicht mehr wie 50 m auseinander.

Damit hätte ich die wichtigsten Fundstellen des Purbeckien aufgezählt; es verbleiben noch solche Aufschlüsse, an welchen die stratigraphische Folge der einzelnen Schichten nicht zu beobachten ist, denen jedoch hinsichtlich der tektoni-

schen Verhältnisse einiges Interesse zukommt. Fast durchwegs sind es die bunten Breccien und Mergel mit schwarzen Geröllen, welche den Beweis liefern, dass wirklich Purbeckien vorliegt.

Im Ruselsteinbruch zwischen Vingelz und Alfermée sind durch den Abbau des Marbre bâtard die obersten Purbeckmergel blossgelegt worden. MAILLARD (Lit. 25, 27) sammelte darin Fischschuppen und Trümmer von *Corbula*, mir glückte es, *Planorbis Loryi* Coq. und *Planorbis Coquandi* de Lor. zu finden. — Ungefähr 130 m westlich dem Purbeckaufschluss „Auf der Fluh“ bei Tüscherz ist eine verlassene Grube, in welcher durch die überkippte Stellung des Gewölbeschenkels ein Teil der Schichten, bestehend aus Marbre bâtard und Purbeckien, abgestürzt und nun noch teilweise wirr durcheinander geknetet zu sehen sind. — Ob Ligerz, westlich der Burgruine an der Seilbahn, ist oberes Purbeckien im Bachbette anstehend, zum Teil auch tektonisch verschleppt und eingekleilt zwischen unteren Valangiensichten.

Trotzdem das Purbeckien sich zur Hauptsache aus leicht verwitterbarem Material zusammensetzt, ist der Verlauf der Purbeckzone orographisch gut ausgeprägt in Form von Depressionen und Comben, da die weichen Mergel beidseitig von widerstandsfähigen Schichten begrenzt werden: einerseits von dem liegenden harten Calcaire âpre, andererseits vom hangenden kompakten Marbre bâtard. Die schönsten Beispiele dieser morphologischen Ausbildung liefern die „Lachencombe“, die den Verlauf des Purbeckien zwischen Wingreis und Twann angibt; das Tälchen, in welchem der Weg von „Mon Bijoux“ (Kapf) nach Gaicht führt; des ferneren die Hohlkehle bei Vuichette, westlich von Schernelz.

B. Kreidesystem.

Das Ende der Jurazeit kennzeichnet also eine Regression des Jurameeres, verbunden mit der Emersion unseres Gebietes und Ablagerung ausgesprochen limnischer Sedimente daselbst. Der neue Zeitabschnitt wird angekündigt durch eine Transgression des südlichen Kreidemeeres, das das ganze Purbeckareal überflutete und eine neue Folge mariner Absätze einleitet. Wiederum liegt Biel am Ostrande dieses Meeres. Westwärts durch den ganzen westschweizerischen und französischen Jura stehen die kretazischen Sedimente ununterbrochen mit denjenigen des Rhonebeckens in Verbindung (Lit. 8). Die Gesamtheit dieser Ablagerungen ist in einem gemeinsamen

Meeresbecken niedergeschlagen worden, das in der Literatur mit dem Namen mediterrano-helvetische Bucht belegt wurde (Lit. 8).

Das Bielerseegebiet liegt nahe der Transgressionsgrenze. Die Folge wird sein: häufig wechselnde Sedimentationsbedingungen, wie sie einer schwankenden Uferzone eigen sind. Daraus resultiert der vielfache Wechsel zwischen Mergeln, Mergelkalken und zoogenen Kalken, die sich ablösen und gegenseitig vertreten und die untere Kreide in unserem Gebiete charakterisieren (Lit. 8).

Hand in Hand mit der Überschwemmung durch das Kreidemeer begann die Einwanderung einer vollständig neuen Fauna. Die Lebensbedingungen in einem neritisch-litoralen Meergürtel sind so wechselvoll, dass notwendigerweise auch eine Selektion der Lebewelt eintritt. In dieser Zone gehören alle Formen dem Benthos an, vorwiegend dem sessilen, teilweise auch dem vagilen Benthos (Lit. 54). Dazu gehören Korallen, Spongien, Crinoiden, viele Würmer, Brachiopoden, Bryozoën und Acephalen (Lit. 8). Sie sind ausgesprochene Faciesfossilien (Lit. 54).

Die jurassische Kreide besteht ausschliesslich aus Ablagerungen der Flachsee, nämlich aus mechanisch abgelagerten Mergel und Mergelkalken und zoogenen Sedimenten mit reicher Benthosfauna; Cephalopoden sind selten (Lit. 8, 9).

Die Gliederung der untern Kreide ist nach BAUMBERGER folgende (Lit. 8, 9):

Oberes Hauterivien: Facies der Pierre jaune de Neuchâtel: zoogene, oolithische oder spätige Kalke, z. T. lumachellisch, mit dünnplattiger Absonderung, oft typische Diagonalstruktur zeigend.

Unteres Hauterivien: Hellgraue Mergel mit regelmässig verlaufenden Lagen von Kalkkonkretionen. Reiche benthonische Fauna.

Bläuliche, homogene Mergel mit *Hoplites radiatus* (Cephalopodenfacies).

Oberes Valangien: (*Valangien s. str. nach Baumberger*), Astieria- und Bryozoënmergel. Calcaire roux mit Limoniteinlagerungen. Marne d'Arzier.

Unteres Valangien: (*Berriasien nach Baumberger*), Kalkfacies des Marbre bâtard. Zone der grauen, oolithischen Kalke und Mergel.

Purbeckien: Limnische Facies der obern Portlandstufe (Juraformation).

I. Unteres Valangien (= Marbre bâtard).

(Lit. 4, 5, 6, 8, 9 10, 15, 19, 24, 29, 32, 42, 48, 52.)

Dem Bielersee entlang lassen sich deutlich zwei Zonen im untern Valangien erkennen:

1. Der unterste Komplex bildet die Zone der grauen, oolithischen Kalke und Mergel (Lit. 8, 9): Die Basis

dieser Zone hat durch ihre vorherrschend grauen und hellgelben Farbentöne das Aussehen des Purbeckien. Sie setzt sich zusammen aus harten, gelblichen Kalkbänken mit holpriger Oberfläche, Lagen von Kalkknollen, grauen bis gelben Mergeln und sandigen, oolithischen Mergeln (Lit. 8, 9).

Blossgelegt ist dieses Niveau längs der Bahnlinie am Goldberg; in dem verlassenen Steinbruche Goldberg; im Steinbruch Rusel; an der „Nasenfluh“ bei Alfermée; „Auf der Fluh“ westlich Tüscherz; an der „Kanzel“ ob Twann und am Fusse der „Hohen Fluh“ bei Bipschal. Überall mit sehr reicher Fauna in den Mergelschichten. Erwähnt sei *Pterocera Jaccardi* P. & C.

Die folgenden 4—8 m gelblichen und weissen Kalkbänke sind mehr oder weniger gut geschichtet, mit zunehmender Mächtigkeit von W nach E (Lit. 42, 43). Sie bilden einen untern Komplex des Marbre bâtard.

Den Abschluss der untern Partie des Marbre bâtard bilden klümpelige, bröckelige Mergel und Mergelkalke, die bei Biel 4 m Mächtigkeit erreichen, gegen W auf 1 m zurückgehen und eine sehr reiche Fauna enthalten. Am häufigsten ist *Toxaster granosus* d'Orb (Lit. 4, 5, 8, 9, 42, 43).

Dieser Horizont ist anstehend im Goldberg, am Fusswege nach den „Bürireben“; an der Bahnlinie vom Gottstatterhaus bis zum Bahnübergang bei der Wirtschaft „Schlössli“; in einem alten Steinbruche auf Pâturage dessus, westlich von Prêles (Lit. 10, 48); und bei der Säge von Lamboing am Eingang in die Twannbachschlucht (Lit. 10).

2. Obere Partie oder Kalkfacies (Lit. 8, 9): bestehend aus gut geschichteten, kompakten, hellgelben und weissen Kalkbänken, die in zahlreichen Steinbrüchen gebrochen wurden und jetzt noch abgebaut werden: Goldberg, Rusel, Vuntelen, Kapfplatte, Bipschal, Pâturage dessus. Ihre Mächtigkeit beträgt ca. 20 m.

Gelegentliche Einschaltungen von Mergel- und Mergelkalklagen enthalten Fossilien.

Am Franzosenweg, der unmittelbar am westlichen Ende des Ruselsteinbruches beginnt und nach W in den Wald nördlich Alfermée führt, steht ein fein oolithischer, weisser Kalk an, der als linsenförmige Einlagerung betrachtet werden muss, denn im Ruselsteinbruch ist nichts davon zu bemerken (Lit. 4, 5, 9).

Die Gesamtmächtigkeit des unteren Valangien am Bielersee schwankt zwischen 40—45 m.

II. Oberes Valangien (= Calcaire roux).

Das Vertikalprofil gliedert sich von unten nach oben (Lit. 4, 5, 8, 9):

1. Marnes d'Arzier: Diese erweisen sich als sehr konstanter Horizont grobsandiger, bröckeliger Mergel von rostgelber Farbe. Im Bielerseegebiet variiert deren Mächtigkeit zwischen 0,3—0,5 m. Man findet sie anstehend am Wege von der Kirche Twann nach dem Kapfgehöfte, Höhe 520 m; unmittelbar unterhalb der Tessenbergstrasse, ca. 150 m nordöstlich der Stelle, wo diese von der „Kanzel“ (Twann) herkommend ins Areal des untern Valangien eintritt. Wo die Strasse nach Gaicht die Höhenquote 630 m erreicht, hat BAUMBERGER (Lit. 9) sogar 1 m rostgelbe, oolithische Mergel gemessen.

2. Der Calcaire roux ist vorwiegend eine rostgelbe, spätige Echinodermenbreccie; gut geschichtet, mit dünnen Mergelinschaltungen, die eine reiche Fauna enthalten. Die einzelnen Kalkbänke haben eine Dicke von höchstens 1 dm. Oft treten auch oolithische Partien auf, speziell gegen die Transgressionsgrenze (Lit. 8, 9).

Charakteristisch für die Zone des Calcaire roux sind die Limoniteinlagerungen, bestehend aus Brauneisenerzkonglomerationen. Die Limonitfacies ist nicht an ein konstantes Niveau der untern Kreideserie gebunden: je weiter nach N, umso höher im Vertikalprofil liegt das Limonitniveau (Lit. 8, 9). In unserem Gebiete liegt dasselbe in der obern Partie des obern Valangien.

3. Von den Astieria- und Bryozoënmergeln ist in unserem Gebiete nur die letztere Facies als graue, sandige Mergel mit Bryozoën und Spongien ausgebildet. Die Cephalopodenfacies beschränkt sich auf das Gebiet von Morteau und Neuenburg (Lit. 8, 9).

Dünne Lagen der Bryozoënmergel sind am Kapfwege (H. 518 m) und in der Haslen nördlich Twann zu beobachten (Lit. 9).

Die Gesamtmächtigkeit des obern Valangien beträgt am Bielersee 6 m.

III. Unteres Hauterivien.

Deutlich sind drei Horizonte des untern Hauterivien unterscheidbar (Lit. 4, 5, 6, 8, 9):

1. Bläuliche, homogene Mergel mit Cephalopoden.
2. Hellgraue und gelbliche Mergel mit Konglomerationen.

3. Mergelkalkzone: alternierende Mergel und Mergelkalkschichten.

Am Bielersee hat allein der Bau der Seilbahn nach Prêles, unmittelbar hinter dem Stationsgebäude Ligerz, die Zone der Hauterivemergel durchschnitten. Das Stationsgebäude ist auf der Mergelkalkzone erbaut worden: 2 m knollige Mergelkalkschichten und eingeschaltete Mergellagen fallen mit 25° nach SE. Sie bilden den Rebhang, der sich nach W der Kantonsstrasse entlang gegen Chavannes hinzieht. Ihr Liegendes bilden 5 m gelb angewitterte Mergel mit zahlreichen Fossilien. Die Zone der blauen Mergel wird von sandiger Blockmoräne verdeckt; immerhin sind die grauen Mergel am Kontakt mit den hangenden, gelben zu erkennen.

Allüberall sonst, dem ganzen Seeufer entlang, dokumentiert das untere Hauterivien seine Anwesenheit durch die gelbe Farbe des Rebgrundes, die namentlich im Frühjahr nach der Hackarbeit kräftig hervortritt. Dazu gesellen sich zahlreiche Fossilfunde.

Die Hauterivemergel treten zutage bei Ligerz; in der Kros ob Twann; in den Rebgeländen am Kapf, Frauenkapf und in der Gaucheten, östlich von Twann; des ferneren im Brüggli, westlich Tüscherz und bei Vogelsang und Waldhern, nördlich Vingelz.

Das ganze untere Hauterivien misst annähernd 20 m.

IV. Oberes Hauterivien.

Die Kalkfacies der Pierre jaune de Neuchâtel (Lit. 4, 5, 6, 8, 22, 51) ist am Bielersee nur noch mit spärlichen Überresten vertreten. Die kräftige Erosion hat bloss östlich der Kirche Twann, am Frauenkapf und im Brüggli bei Tüscherz kleine Fetzen stehen gelassen. Die Kalke gehören der untern Partie an. Bei der Kirche Twann sind es dünnplattige, braune, spätige und oolithische Kalke mit Bryozoën (Lit. 8, 9). Sie zeigen Diagonalschichtung, wie sie in der Pierre de Hauterive häufig zu beobachten ist.

Die Benthosfauna des Hauterivien (Mergel- und Kalkfacies) unterscheidet sich deutlich von derjenigen des Valangien. Das jurassische Hauterivien ist vorherrschend eine Spatangen- und Bivalvenfacies (Lit. 8). Ein Charakteristikum sind die konstant sich gleichbleibenden Fossilassoziationen (Lit. 8) folgender typischer Faciesfossilien: *Panopaea neocomiensis*, *Exogyra Couloni*; *Terebratula acuta*, *Rhynchonella multi-formis*; *Toxaster complanatus* etc.

Die Ammonitenformen gehören grösstenteils den Holco-stephani und Hopliten an. Sie erreichen in den blauen Mergeln die grösste Individuenzahl (Lit. 8). Am häufigsten sind *Hoplites radiatus* Brug. und *Hoplites Leopoldi* d'Orb.

V. Cenoman (Rotomagien).

Das theoretische Vertikalprofil der Kreidesedimente weist in unserem Gebiete eine grosse Lücke auf: auf die Kalkfacies des Hauterivien folgt direkt das Rotomagien. Es fehlt das Urgon als Abschluss der untern Kreide, sowie das Aptien, das Albien und das Vraconnien.

Ein Rückzug des Kreidemeeres verursachte eine Unterbrechung in der Sedimentation. Dafür wurde während Apt- und Gaultzeit die untere Kreideserie unseres Gebietes einer kräftigen Denudation ausgesetzt, die stellenweise das oberste Portlandien entblösste. Hauptsächlich das obere Hauterivien wurde bis auf wenige Reste abgetragen. Die lithologische Beschaffenheit der Sedimente beweist deutlich, dass Erosion sie zum Verschwinden brachte (Lit. 8, 22). Hierauf folgte die bedeutende Cenomantransgression. Das Kreidemeer überflutete von neuem unser Terrain und lagerte seine Absätze transgressiv auf die Denudationsfläche (Lit. 4, 5, 8, 32, 34).

Heute sind aber auch von der Cenomanzeit nur noch spärliche Reste als Zeugen übriggeblieben. So fand BAUMBERGER am Franzosenweg ob Alfermée rosafarbene, kreidige, gelbliche bis weisse Kalke und rötliche bis violette Mergel und Mergelkalke mit *Inoceramus Cuvieri* d'Orb. und *Terebratula biplicata* Sow. (Lit. 4, 5). Das Substratum bildet das untere Valangien. Im Ried, nordöstlich von Biel, ruhen 12 m Cenoman sogar auf oberem Portlandien (Lit. 24).

C. Tertiär.

I. Eocaen.

Die Eocaenzeit sah fast die gesamte Schweiz und die benachbarten Gebiete von Frankreich und Süddeutschland als Festland. Intensive Denudation schuf eine Erosionsfläche, an welcher sich die verschiedensten stratigraphischen Horizonte bis in den Malm hinunter beteiligten (Lit. 11, 22, 41). Sie verwandelte die Kalksteinflächen in eine Karrenlandschaft, in deren ausgelaugten Schloten, Gängen, Spalten und Kesseln die Auslaugungsrückstände sich ansammelten, bestehend aus

Kiesel, Ton und Limonit: eine typische Terra-rossabildung, als welche die Bohnerzformation angesprochen werden muss (Lit. 11, 22, 41).

Das Bielerseegebiet besitzt mehrere solcher Bohnerztaschen und eine weit grössere Zahl liegt sicherlich begraben unter Diluvial- und Alluvialablagerungen. BAUMBERGER hat eine Anzahl erwähnt und auf seiner geologischen Karte von Twann und Umgebung vermerkt (Lit. 4, 5). Vorwiegend besteht die Taschen- und Spaltenausfüllung aus rotem, gelbem, braunem oder grünlichem Boluston.

II. Oligocaen.

Die Überlagerung der Bohnerzformation bildet das mittel-oligocaene Stampien, am Jurainnenrande als älteste Molasse-schichten auf die eocaene Denudationsfläche transgredierend (Lit. 4, 5, 12, 22, 32, 41). In der ganzen Juraregion sind es fast ausschliesslich Süswasserablagerungen. In diesen Schichtenverband gehören die farbigen Tone, die im Engtale des Jorat aufgeschlossen sind (la Tuilerie).

Der gesamte Molassemantel der Seekette ist der späteren Erosion zum Opfer gefallen; in den Synklinal jedoch davor geschützt worden. Grösstenteils verdecken Glazialschutt und Alluvionen das Stampien. Immerhin besitzen wir gelegentliche Aufschlüsse, die geschaffen werden beim tiefern Umarbeiten des Rebgebietes; z. B. in einer Zone verfolgbar von Wingreis nach E bis zum Brüggli; des weitern in den Reben nördlich Twann. HISELI (Lit. 19) beobachtete bei niederm Wasserstande das Stampien am Seeufer bei Poudeille zwischen Neuveville und Ligerz. Die Aufschlüsse im Engtale des Jorat beweisen seine Anwesenheit in der Mulde des Tessenberges und des Tales von Orvin.

III. Molasseeinlagerungen in Portlandkalk von unsicherem Alter, wahrscheinlich Miocaen.

Ungefähr 150 m östlich dem P. 625 m an der Strasse von Prêles nach Lamboing zweigt rechter Hand ein Waldweg nach „Sur Moulet“ ab, der in einen Steinbruch der Portlandstufe führt. Die obere Partie der Steinbruchwandung, 4 m Höhe messend, gehört den Dolomies portlandiennes an, während die Fleckenkalke die restlichen 1.6 m der Wand und den Boden bilden. Der Steinbruch liegt in der Scheitelregion des Seekettengewölbes; im nördlichen Teil fallen die Schichten

mit 5° nach NW unter die Moränendecke der Montagne de Diesse, im südlichen Teil mit schwach 4° nach SE.

In der südwestlichen Ecke dieses Steinbruches legte der Abbau des Gesteins zwei Spalten bloss, deren Richtungsverlauf auf ursprüngliche Zusammengehörigkeit hinweist. Diese ist jetzt allerdings infolge Gesteinsausbruch zerstört. Die nördliche

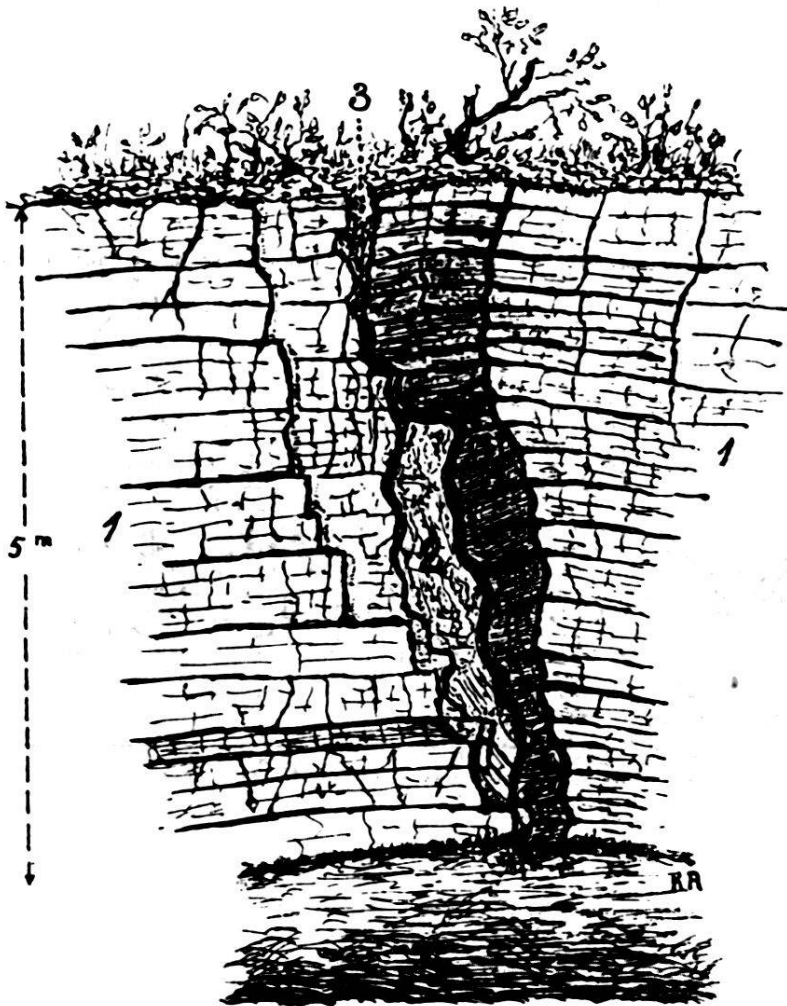


Fig. 1. Molasseeinlagerung im Portlandkalk; Steinbruch „Sur Moulet“ bei Prêles.

1. Unt. Portlandien.

2. Molasseeinlagerung, vielleicht Vindobon.

3. Bolus

der beiden Spalten durchsetzt in fast vertikaler Richtung die beinahe horizontalen Bänke der ganzen Steinbruchwand als 5—40 cm weiter, ausgelaugter Schlot, dessen Wände sehr deutlich die Korrosion zeigen (Fig. 1). Wie weit die Spalte in den Portlandkalk eindringt, kann nicht wahrgenommen werden. Die südliche Fortsetzung liegt ca. 10 m südöstlich der erwähnten Spalte. Ein enger, 4—5 cm weiter, vertikaler

Gang versenkt sich in die Fleckenkalkschichten, die mit 4—5° schwach nach SE fallen. Nach unten erweitert er sich plötzlich zu einer horizontalen Höhle. Ihr genaues Ausmass ist nicht feststellbar; aufgeschlossen sind 2 m in horizontaler und 0,65—0,8 m in vertikaler Richtung. Auch ihre Wandungen weisen Korrosionsspuren auf (Fig. 2). Beide Höhlungen sind ausgekleidet mit einer dünnen Lage rostigrotem Boluston. Die eigentliche Füllmasse besteht jedoch aus einem stark kalkhaltigen Quarzsandstein, dessen Aussehen die grösste Ähnlichkeit mit Vindobonsandstein aufweist. Leider ist es

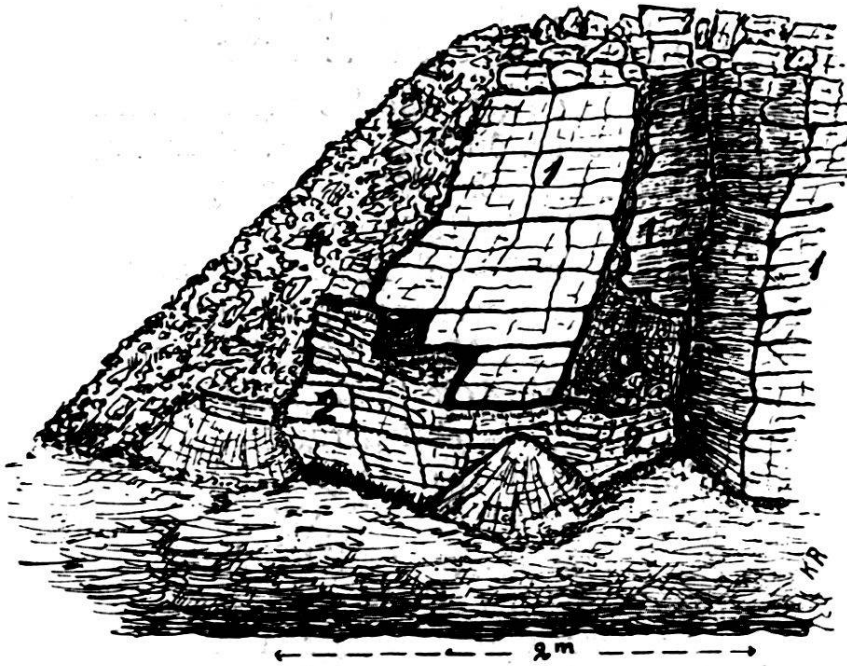


Fig. 2. Molasseeinlagerung im Portlandkalk; Steinbruch „Sur Moulet“ bei Prêles.

1. Unt. Portlandien. 2. Molasseeinlagerung, vielleicht Vindobon. 3. Bolus.
4. Schutt.

mir nicht gelungen das Alter des Füllmaterials durch bestimmbare Fossilien einwandfrei festzulegen.

Die ausgesprochene Schichtung, speziell in der horizontalen Tasche (Fig. 2) der südöstlichen Molasseneinlagerung, spricht für einen normalen Sedimentationsvorgang. Graugrüne, weissliche, stellenweise von Bolus oberflächlich gelbgefärbte, harte Sandsteinbänke wechsellagern mit weichen blättrigen, sandigen Schichten. Die Sandsteinbänke selbst setzen sich wiederum zusammen aus Lagen von feinkörnigem und grobkörnigem Quarzsand, wodurch der Wechsel in der Ablagerung noch überzeugender dokumentiert wird. In den grobkörnigen Partien

schwankt die Grösse der Quarzgerölle zwischen Bruchteilen von 1—3 mm. Ihre Farbe ist recht verschiedenartig. Weisse und milchige wechseln mit gelben, braunen, roten und rosafarbenen in buntem Durcheinander. Mit ihnen vergesellschaftet sind schwarze und schwarzgrüne Glaukonitkörner, vereinzelt eingesprengt in die kieselige Grundmasse und des fernern zahlreiche weisse Schalenrümpfer von Pecten und andern Zweischalern, sowie gerollte Bruchstücke von Kreidefossilien.

Die ursprüngliche horizontale Lage der Molasseschichten ist verloren gegangen, vielmehr stehen diese Bänke heute mehr oder weniger aufgerichtet; steiler in der nördlichen Spalte (Fig. 1), flacher in der südlichen (Fig. 2).

Interessant sind ferner die Lagerungsverhältnisse des Bolustones. Ich habe schon mitgeteilt, dass er die Höhlenwandungen austapeziert. Ergänzend nachzutragen bleibt die Wahrnehmung, dass sein Auftreten vorwiegend auf die oberen Partien der Taschen, auf die Taschenöffnungen beschränkt ist. Allerdings sind die Taschenschlüsse nicht aufgeschlossen und somit das Liegende der Molasse nicht beobachtbar. Um so besser zugänglich sind dafür die Spaltenöffnungen. Und hauptsächlich die südliche Molasseeinlagerung zeigt deutliche Überlagerung von Boluston auf diese Sandsteinbänke (Fig. 2). Der enge Eingangskanal ist erfüllt von Bolus und einzelnen Bruchstücken Portlandkalk. Die plötzliche Erweiterung, vergleichsam einem Vorraum, enthält als Hangendes der Molasse braunen Boluston, der von rotbraunen Tonhäutchen durchzogen wird. Er ist bespickt mit kleinen Quarzgeröllchen, Glaukonitkörnern und winzigen Limonitkonkretionen, und zerfällt unter dem Hammer in unregelmässige, splitterige Stücke.

Eine andere ähnliche Spaltenausfüllung fand ich im Südschenkel der Seekette nördlich Neuveville. Im Walde „Sur les Meyes“ zweigt von der Strasse nach Lignières (P. 682 m) ein Weg nordostwärts nach Chatillon ab. Ungefähr 250 m von diesem Höhenpunkte entfernt liegt an dieser Strasse ein Steinbruch im gleichen stratigraphischen Schichtenverband, wie in demjenigen von „Sur Moulet“. Ganz analog wie dort versenkt sich eine Karrenspalte von durchschnittlich 40 cm Durchmesser im dolomitischen obern Portlandkalk der westlichen Steinbruchwandung. Wie tief dieselbe ist, entzieht sich der Beobachtung in den liegenden Fleckenkalkbänken (Fig. 3). Das Füllmaterial ist wiederum ein Molassesandstein. Dagegen zeigt sich hier eine andere facielle Ausbildung: weicher, grünlich-

gelblicher Sandstein, mit vorwiegend farblosem, ausschliesslich feinkörnigem Quarz, zahlreichen schwarzgrünen Glaukonitkörnchen und sehr viel Glimmerblättchen. Von einer Schichtung ist keine Spur zu sehen; dagegen sprechen die linsenförmige Textur, die zahlreichen durchsetzenden Tonhäutchen, Verschiebungsflächen und Rutschflächen oder dünne Kalzitabgusshäutchen derselben, sowie an die Wandungen der Spalte enganliegende, dünnblättrige Tonhäutchen für intensive Pressung und Stauchung des spaltenfüllenden Materials; bei diesem

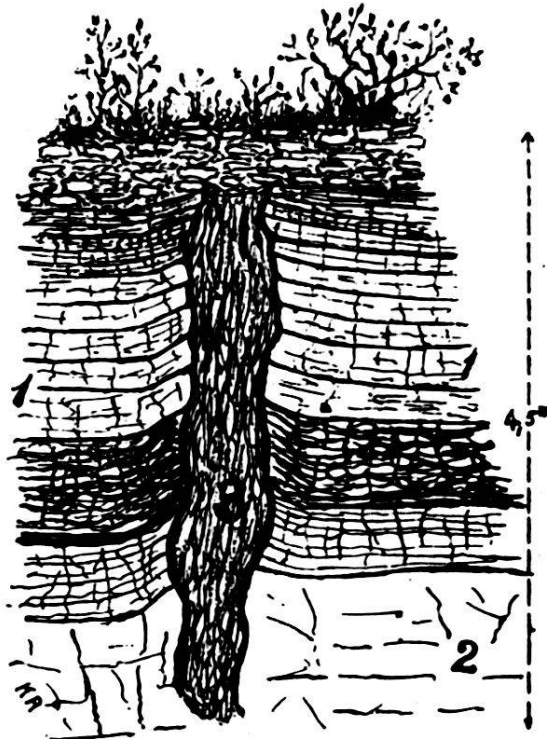


Fig. 3. Molasseeinlagerung im Portlandkalk; Steinbruch „Sur les Meyes“ bei Neuveville.

1. Ob. Portlandien. 2. Unt. Portlandien. 3. Molasseeinlagerung, unsichern Alters.

Vorgänge wurde sogar in der Streichrichtung eine leichte Aufbiegung der Portlandschichten an der Spaltenwandung hervorgebracht (Fig. 3).

Möglicherweise darf eine Quelle, hart am Strassenbord beim Steinbrucheingang, mit diesem Molassevorkommnis genetisch verknüpft werden. Es ist mindestens sehr verwunderlich, in einer Kluft der 15° SE-fallenden Portlandkalke eine Quelle mit sehr konstantem Wasserquantum zu finden. Ich habe dieselbe zu verschiedenen Jahreszeiten besucht und immer gleiche Wasserhöhe in der Spalte vorgefunden. Nach Aussagen eines Strassenwärters, der mich auf die Quelle auf-

merksam machte, soll sie auch in den trockenen Sommern nicht versiegen.

Die axiale Neigung der Antiklinale richtet sich gegen W. Die Quelle befindet sich am tiefsten aufgeschlossenen Punkte des wasserdurchlässigen untern Portlandien: westlich und östlich steigen die Dolomies portlandiennes, die durch ihre Zusammensetzung eine gewisse Wasserundurchlässigkeit besitzen können, höher an den Flanken des Gewölbes hinauf. Die Molasseausfüllung der Spalte kann ihrerseits als dichte Wand dem Wasser in Richtung der axialen Neigung den Weg verlegt haben und so mithelfen, eine Stauquelle zu bilden.

Der grosse Kalkgehalt, das Auftreten von weissen Schalen-trümmern und der Glaukonit- und Glimmergehalt dieser Sandsteine sind die einzigen Anhaltspunkte, die dieses Spaltenfüllmaterial von den Eocaenablagerungen unterscheiden. Und gestützt darauf wage ich es, diese Sandsteine einer spätern Epoche zuzuteilen. Nach der lithologischen Beschaffenheit der Handstücke könnte man sie als Miocaenablagerungen und zwar als Vindobon ansprechen. Vielleicht wird im Laufe der Zeit ein neuer Aufschluss geschaffen, der durch einwandfreie Beweise ihre Einreihung in eine Molassestufe ermöglicht.

Die deutliche Schichtung des Aufschlusses im Steinbruch „Sur Moulet“ bei Prêles und die eigenartigen Lagerungsverhältnisse überhaupt, zwingen mich trotz der Unsicherheit des Alters einige Betrachtungen über diese Vorkommnisse anzufügen. Es kann sofort folgende Frage aufgeworfen werden: Handelt es sich um normal sedimentierte Niederschläge eines Molassemeeres oder sind diese Sandsteine durch nachträgliche Umlagerung und Einschwemmung in ihre jetzige Lage gelangt?

Im ersten Falle müsste in diesem Gebiete eine stratigraphische Lücke angenommen werden: Portlandien stände in Kontakt mit Miocaen. Die gesamte untere Kreide, die wahrscheinlich grösstenteils schon im Eocaen abgetragen wurde, sowie das Oligocaen fehlten. In der Juraregion sind mittel- und oberoligoocaene Molasse als limnische, brackische und teilweise lagunäre Ablagerungen ausgebildet (Lit. 22, 41). Die damaligen Sedimentationsmöglichkeiten würden infolgedessen nicht gegen die Annahme einer Festlandsperiode der Gebiete von Prêles und von „Sur les Meyes“ sprechen, die in stampischer und aquitaner Zeit vielleicht als Inseln vor Süswasserabsatz verschont worden sind. Nicht ausgeschlossen wäre auch die Annahme, dass während der Aquitanzeit ein grösseres zusammenhängendes Gebiet — Prêles, „Chanet“,

„Sur les Meyes“ — trocken lag und die einsetzende Denudation vorhandene Stampensedimente ganz oder teilweise abtragen konnte.

Das Miocaen wird eingeleitet durch die Meerestransgression der Bourdigalienzeit und der noch weiter ausgreifenden Transgression des Vindobonmeeres. Es könnte demnach eine Überlagerung von Miocaen auf Portlandien in Erwägung gezogen werden.

Im zweiten Falle würden diese Sandsteine als umgelagerte und eingeschwemmte Sedimente anzusprechen sein. Die zahlreichen Schalenfragmente scheinen noch eher diese zweite Annahme zu rechtfertigen. Das Tortonien leitete die Emersion der Ost- und Zentralschweiz ein, die in der pontischen Epoche mit geringen Ausnahmen vollständig landfest geworden sind. Damit sind die Grundbedingungen für eine kräftige Erosionstätigkeit gegeben. Möglicherweise war unser Gebiet schon von tortonischen Ablagerungen verschont geblieben und damals schon dem Regime der abtragenden Kräfte unterworfen. Es konnte somit durch Verschwemmungen wirklich miocaene Molasse in Kontakt mit Portlandkalk gebracht werden und diese Molasseeinlagerungen im Steinbruch „Sur Moulet“ und in demjenigen von „Sur les Meyes“ spärliche Reste dieses Wassertransportes darstellen.

Der die Sandsteine überlagernde Boluston wäre nach dem gesagten jünger als die Molasseeinlagerung.

Die Taschenöffnungen waren während dieser Umlagerung klaffender. Sie wurden erst später von der pontisch und postpontisch einsetzenden Jurafaltung geschlossen; deren Tätigkeit als ursächliche Folge, einerseits die Aufrichtung der ursprünglich horizontal abgelagerten Sandsteinbänke bewirkte, wie sie uns die Einlagerungen im Steinbruch „Sur Moulet“ zeigen; andererseits die Ursache der linsenförmigen Textur der Spaltenfüllmasse im Steinbruch „Sur les Meyes“ und der Aufstülpung der Portlandkalkbänke an der Taschenwandung ist.

D. Quartär.

I. Diluvium.

Die glacialen Aufschüttungen unseres Gebietes gehören dem diluvialen Rhonegletscher an und sind fast ausschliesslich Ablagerungen der letzten Eiszeit.

ANTENEN hat verschiedene Ufermoränenzüge an den Abhängen der Seekette verfolgt und auf einer Kartenskizze

eingetragen (Lit. 3). Nach diesem Autor vermochte das Eis des Würmgletschers im Maximalstadium die höchsten Punkte der Antiklinale nicht mehr zu überfluten, Hohmatt und Umgebung ragten als Nunataker aus dem Eismeere. Die höchstgelegenen Jungmoränen finden sich westlich oberhalb Magglingen als Wallmoränen in einer Höhenlage von 940 m und verlaufen in südnördlicher Richtung. Ein Beweis für das Vordringen des Gletschers ins Orvintal über die axiale Depression der Seekette bei Evilard. Ihre Fortsetzung nach SW bilden die schönen Blockmoränenzüge der südwestlichen Magglingmatten, die sich von 970 m Höhe westwärts gegen den Twannberg senken. — Im Engtale des Jorat zeugen 4 Rückzugsstadien für einen Teilstrom des Rhonegletschers, der sich durch diesen Engpass zurückzog. Die Oberflächenmodulierung des Vallon d'Orvin ist vollständig der Gletschertätigkeit zuzuschreiben (Lit. 3).

Verschieden hochgelegene Glacialablagerungen am Südabhang der Seekette reiht ANTENEN verschiedenen Rückzugsstadien des Rhonegletschers ein (Lit. 3). Der Südschenkel zeichnet sich aber aus durch den Besitz von zahlreichen Undulationen, wohl akzentuierten Flexuren (sie werden im folgenden Abschnitte beschrieben). Natürlicherweise sind die daraus resultierenden flachern Zonen die prädestinierten Orte für eine Gletscherschuttanhäufung, währenddem die steiler gestellten Schichten der Flexuren für Akkumulation ungünstige Stellen abgaben. Viel eher konnte dort die hobelnde Tätigkeit des Gletschereises einsetzen. Der wellenförmige Bau des Antiklinal Südschenkels als Unterlage des Rhonegletschers regelte die Ablagerungsmöglichkeiten desselben. Es ist dementsprechend die Oberflächengestaltung verantwortlich für die Anordnung der Glacialdepots, deshalb dürfen deren verschiedene Höhenlage nicht mit Sicherheit als Leitlinien der Niveauhöhen des Rhonegletschers, während seinen Rückzugsphasen, angenommen werden.

Bei den Gehöften „Pré du Tabac“ und „Pré Perret“ zwischen Magglingen und Hohmatt, in einer Höhenlage von 964 m, und folglich über dem Maximalstande des Würmgletschers gelegen, hat ANTENEN (Lit. 3) Glacialablagerungen angetroffen, die er der Risseiszeit zurechnet. Es handelt sich um flache, schildförmige Schotterabsätze von stark verwittertem, erdigem Material, vorwiegend aus Jurakalken bestehend, mit nur wenigen, höchstens kopfgrossen, kristallinen Geröllen, die im Gegensatz zu denjenigen der Jungmoräne eine braune Verwitterungskruste besitzen.

II. Alluvium.

Die jüngsten Bildungen sind am linken Bielerseeufer äusserst schwach entwickelt. Überall fast bilden steileinfallende kre-tazische und jurassische Sedimente das Seeufer. Wo diese aus der Uferzone etwas zurückweichen, wie bei Vingelz, Wingreis-Engelberg, Twann und westlich Ligerz, wurde Raum geschaffen für die Anlage von Strandböden (Lit. 4, 5).

Tektonik.

A. Südschenkel der Seeketteantiklinale; kleine Synklinale von Vingelz-Hüsli.

I. Abschnitt Biel-Wingreis.

ROLLIER schreibt im Premier supplément: „La voussure de Macolin ou du Jorat, 1089 m, présente une large voûte kimmeridienne; puis viennent des ondulations et des découpures plus ou moins fortes qui donnent un caractère assez sauvage aux rives du lac de Biemme“ (Lit. 32). Die ganze Südflanke des Gewölbes von Biel westwärts wird beherrscht von übereinander sich wiederholenden, teils kräftigeren, teils schwächeren Flexuren, die zwischen Alfermée-Tüscherz, in einer Zone quer zur allgemeinen Streichrichtung des Gewölbes, ihre maximale Akzentuierung erreichen (Prof. 12—17, Taf. III); nach NE gegen Biel zu sich abschwächen, nach SW gegen Twann hingegen durch die Bildung des sekundären Kapfgewölbes von einem modifizierten Bau der Seekettesüdflanke abgelöst werden (Taf. I).

Dem Seeufer entlang bilden die Schichten eine ausgesprochene Steilzone, die nach oben in ausgeprägter Knickung in die gewellte Abdachung übergeht (Prof. 3—6, Taf. III). Im verlassenen Steinbruch Goldberg stehen die Marbre bâtard- und Purbeckbänke saiger; die westliche Steinbruchwand zeigt die letztern sogar in überkippter Lage, 25° bergwärts fallend. Diese Steilstellung war die Ursache, dass obere Portlandschichten losbrachen und nun als Bergsturzböcke zwischen Waldrand und Bahnlinie im Reb Gelände liegen (Taf. I).

Das Streichen des untern Valangien in der Steilzone bis zum Steinbruch Goldberg beträgt N 65° E. In der Tschatener nördlich Vingelz ergibt die Messung N 75° E, also ein leichtes Abbiegen nach WSW. Die Steilzone weicht vom Seeufer zurück, weil die Synklinale von Vingelz-Hüsli aus dem See auftaucht.

Das Einstauchen der Wiederlager des Gewölbes wird durch sie gesteigert, und unterer Valangienkalk, oberes und unteres Portland bis zur Höhenquote 600 m (Tschatener) stechen ausgesprochen senkrecht bis 10° überkippt ein (Prof. 6, 7, Taf. III).

Die Synklinale von Vingelz-Hüsli wurde bis jetzt als geschlossene Mulde von Calcaire roux und Hauterivemergeln auf unterem Valangien des Antiklinalsüdschenkels angegeben (Lit. 4, 5). An der Bahnlinie beim Bielerhaus stehen oberes Valangien und Hauterivemergel an. Letztere lassen sich auch feststellen in den Reben entlang der Bahnlinie bis 50 m westlich des Bahnüberganges der Strasse Vingelz-Nidauberg. Damit ist erwiesen, dass die Mulde nicht geschlossen, vielmehr das untere Hauterivien als Muldenkern nach E in den See hinausstreicht. Wahrscheinlich vereinigt sie sich mit der südlich anschliessenden Molassesynklinale; der Antiklinalsporn von Marbre bâtard-Kalken, der sich zwischen beide drängt, wird sich östlich des Gottstatterhauses verflachen. Die Synklinalaxe steigt von Vingelz gegen SW an, Hand in Hand mit einer graduellen Verflächung der Synklinale. Sie geht in eine Flexur über (Prof. 8 bis 10, Taf. III). Bei Hüsli verschwinden die Reste von Hauterivemergel und oberem Valangien unter Moränenbedeckung; sie werden kaum viel weiter in die Mulde hinaufziehen. Immerhin macht sich diese bemerkbar bis unmittelbar nördlich des Ruselsteinbruches, indem ca. 150 m nordöstlich der Quelle (Höhe 530 m) die Antiklinalaufwölbung des Marbre bâtard wahrzunehmen ist (Taf. I).

Die erwähnte permanente Quelle tritt aus einer Spalte des Valangienkalkes zutage. Das Wasser sammelt sich wohl auf den undurchlässigen Purbeckmergeln und fliesst durch eine Spalte — entstanden bei der Antiklinalaufwölbung — an die Oberfläche.

Die ausklingende Synklinale von Vingelz-Hüsli wird nach SW weiter angedeutet durch die wenig geneigte Lage der Schichten, verlaufend in einer Zone: unterhalb Nidauberg (an der Strasse: Val. inf. 14° SE-fallen); entlang dem Waldwege nach Tüscherzberg, der ziemlich genau ihre Nordgrenze bildet; nördlich Junkerholz; Gummen, wo sie sich in der Zone der Gaichtersynklinale verliert (Prof. 12—19, Taf. III). Andererseits wird aus dem Antiklinalsporn von Gottstatterhaus die Flexur, die sich als neue Steilzone des Südschenkels über Alfermée, Tüscherz, Wingreis dem Seeufer entlang zieht (Prof. 10—18, Taf. III; Taf. I).

Das Abbiegen der Schichten in die Flexur, sowie letzte Anklänge an die antiklinale Verbiegung des untern Valangien-

kalkes haben die Kalkbänke gelockert und zerklüftet. Es entstanden Risse und Sprünge. Ein solcher Sprung verläuft in streichender Richtung ca. 60 m südlich der Strasse nach Nidau-berg. Die kräftige Erosion (Pliocaen und Diluvium) hat den Kreidemantel der Südflanke bei Alfermée zerstört, so dass jetzt oberes Portland auf 500 m Länge dem Seeufer entlang zutage tritt (Prof. 15, Taf. III). Durch diesen Unterbruch im Kreidemantel haben dessen verbliebene Teile ihre gegenseitige Stützung verloren. Dazu gesellt sich die gute Eignung der Purbeckmergel als Gleithorizont und Schmiermittel und der Mergelzwischenlagen des untern Valangien selbst als sekundäre Gleitflächen; des fernern die geneigte Schichtlage überhaupt. Alle diese Momente unterstützen und verstärken sich gegenseitig und machen das Gelände nördlich Alfermée zum geeigneten Rutschgebiete. Die Erosion, ursächlich, unterstützt von der tektonischen Lagerung der Schichten und deren lithologischer Zusammensetzung, erzeugte Felschlipfe. Der erwähnte streichende Riss vertiefte und erweiterte sich, bis ein Teil der untern Valangienbänke sich losriss und abglitt, ohne wesentliche Zerrüttung in seinem Schichtenverbande. Wohl aber sind die Randpartien des verrutschten Komplexes von der Bewegung stärker erfasst worden; sie sind abgebrochen und heute zum Teil im See begraben, zum Teil an weniger geneigten Stellen des Abhanges liegen geblieben. Von ihnen sind als Relikte noch grosse Felsblöcke erhalten geblieben, schwimmend in den Purbeckmergeln (Signal P. 505,1 m, nördlich Alfermée) oder direkt auf zuckerkörnigem Portland aufgelagert (nördlich „grosse Reben“ bei Alfermée) (Lit. 4, 5) (Prof. 14, 15, Taf. III; Taf. I). Ich werde auf die Bedeutung dieser Verhältnisse für die Entstehung der Hauterivieneinschaltungen in einem spätern Abschnitte zurückkommen.

Der unterbrochene untere Valangienmantel setzt 250 m östlich des Bahnhofes von Tüscherz wieder ein, um sich neuerdings am Bau des Südschenkels zu beteiligen. In schmalen Streifen erstreckt er sich dem See entlang bis ins Brüggli nordöstlich Engelberg, eine kurze Unterbrechung im Bannholz erleidend, wo ein Keil von Purbeck und oberem Portland bis an die Strasse reicht. Auf seiner ganzen Erstreckung gehört das untere Valangien der Steilzone des Südschenkels an (Prof. 16 bis 18, Taf. III). Hinter dem Bahnhofgebäude von Tüscherz konnte ich 65°—80° SE-fallen der Schichtbänke messen. Auch hier schuf die exponiert steile Stellung der Schichten und die Nähe des Purbeckhorizontes Rutschungen, auf die ich später näher eintreten werde.

Vom Bannholz gegen SW, über Brüggli und Rappenfluh verstärkt sich die Steilzone; die Schichten stehen saiger bis überkippt. Die untersten Partien des Südschenkels sind eingedrückt worden und gleichzeitig beginnt sich die Kapfantiklinale aufzuwölben (Prof. 19, 20, Taf. III).

Diese überliegende Lage des Schenkels ermöglichte es den Purbeck- und Valangenschichten, sich loszulösen und abzubrechen, so dass sie z. B. in der verlassenen Grube in den Reben im Bannholz durcheinander geknetet angetroffen werden. Eine analoge Folge der Lagerungsverhältnisse sind die beiden Portlandbergstürze an der Rappenfluh und im „Bruch“ nördlich Wingreis. Auch hier hat sich Schicht von Schicht getrennt und ist teilweise abgestürzt (Prof. 20, Taf. III; Taf. I).

Kehren wir zurück zu unserer Goldbergsteilzone. Sie wird in ihrer südwestlichen Fortsetzung zum Nordschenkel der Synklinale von Vingelz-Hüsli. Durch das Verflachen derselben nach SW wird er zur Flexur, welche sich nordwärts der wenig geneigten Zone: Nidauberg-Tüscherzberg-Junkerholz-Gummen, anschliesst. Die senkrechten Bänke des Portland- und Valangienkalkes in der Tschatener gehen über in solche mit 70° SE-fallen, stehen nördlich Nidauberg nur noch 45° nach SE geneigt, zwischen Nidauberg und Tüscherzberg ebenfalls 45° (Höhe 620 m) und erreichen nördlich Tüscherzberg eine Neigung von 60° . Dann verschwindet die Flexur im Walde nördlich des Junkerholzes (Taf. I).

Dieser zweiten Flexur schliesst sich nach oben eine weitere Flachstufe an, die sich von Biel bis in die Gegend von Tüscherz verfolgen lässt, wo sie sich mit der nächsthöher gelegenen vereinigt, beziehungsweise die zwischengeschaltete Flexur verschwindet. Dieser zweiten Flachstufe gehört die Moränenzone an, welche in 600—640 m Höhe über Biel liegt (Prof. 1—5, Taf. III; Taf. I). In ihrer weitem Erstreckung nach SW finden wir sie in durchschnittlicher Höhe von 700—750 m im Vingelzberg und Tüscherz-Alferméewalde. Aus den Profilen ist sehr schön ersichtlich, wie sich die zweite Stufe nach SW allmählich verstärkt, in der Gegend nördlich Alfermée ihre maximale Akzentuierung erreicht (Prof. 13, 14, Taf. III), hierauf sich wiederum abschwächt, um nördlich Tüscherz sich mit der höhergelegenen Flachzone zu vereinigen (Prof. 15, 16, Taf. III).

Im Walde nördlich Nidauberg (H. 800 m) schaltet sich die dritte Flexur ein. Sie ist in ziemlich gleichbleibender Höhenlage bis in die Gegend von Tüscherz zu beobachten, wo sie ausklingt und damit die Vereinigung der zweiten und dritten Flachstufe

herbeiführt. Ihre kräftigste Auswirkung erlangt sie an der Strasse, die vom Nidauberg nach den Höhen der Seekette führt (Höhenquote 800 m): obere Portlandschichten fallen mit 67° nach SE (Prof. 14, Taf. III).

Der dritten Flachzone möchte ich von allen diesen Undulationen des Südschenkels die grösste Bedeutung zuschreiben. Von allen ist sie am prägnantesten und wird im Tüscherzwalde sogar zu einer deutlichen Mulde. Ein Muldenkern von oberem Portland steckt in untern Portlandschichten, die hier fast ausschliesslich die Oberfläche der Südflanke einnehmen. Beim Aufstieg nach den Magglingenmatten vom Hause Tüscherzberg aus, konnte ich in 760 m Höhe am Fusswege den 14° NW-fallenden Muldensüdschenkel beobachten (Prof. 17, Taf. III). Der Verlauf dieser Synklinalzone nach SW ergibt eine Richtung gegen den P. 703 m an der nordöstlichen Ecke des Gummenfeldes (Gaicht), wo sie unter der Moränendecke desselben verschwindet. Ihr Nordschenkel dagegen — eine vierte Flexur —, der auf seiner ganzen Längserstreckung sehr steile Lage besitzt (Nidau-Tüscherzbergwald: 67° nach SSE, H. 860 m und etwas westlicher: 63° nach SE, H. 870 m; Tüscherzwald: 65° nach SE, H. 790 m) taucht im Walde nördlich des Gummenfeldes mit $70\text{—}90^\circ$ nach SE unter die Moräne (Prof. 18—20, Taf. III; Taf. I).

Diese deutliche, kräftig gezeichnete Synklinalkerbung des Seekettesüdschenkels, ihr intensivstes Auftreten in der Gegend nördlich Alfermée-Tüscherz, ihre Beziehungen zu den tektonischen Verhältnissen bei Gaicht (Tschüpeli) und denjenigen des Nordschenkels der Seekette veranlassen mich, sie nach der Tiefe in eine steile NW-fallende Überschiebungsfläche übergehen zu lassen, längs welcher der Antiklinalkern des Gewölbes emporgesprengt wurde (Profile Taf. II):

Die zwei kleinen, übereinanderfolgenden Muldenbildungen (Prof. 17, Taf. III; Taf. I), die sich im Tüscherzwalde an die eben besprochene angliedern, ergeben sich aus der Stauchung des Antiklinalkerns bei Anlass der Aufschiebungsbewegung. Sie besitzen dort ihr maximales Ausmass und schwächen sich nach NE und SW ab (Profile Taf. II).

Den Übergang aus dem Südschenkel in den flachen Gewölberücken vermittelt eine letzte, höchstgelegene siebente Flexur, die in der Grenzzone des untern Portlandien und Kimeridgien hinzieht (Taf. I).

II. Abschnitt Twannbachschlucht–Ligerz.

Westlich der Twannbachschlucht steigt das untere Valangien am Südschenkel empor bis zur Höhenquote 600 m, den Untergrund des ganzen Rebgebietes von Ligerz bildend. Auch hier knicken die Schichten am Seeufer in die Steilzone ab; Winkelmessungen bei „la Baume“ ergeben eine Neigung der Bänke von 57° – 60° . Die allgemeine Streichrichtung beträgt dort N 58° E. Beim Dorfe Ligerz ist der Steilschenkel nicht mehr wahrnehmbar; das untere Valangien weicht vom Ufer zurück und auf kurze Strecke stossen oberes Valangien und untere Hauterivemergel und Mergelkalke an den See, verschwinden jedoch bald unter Glacialablagerungen.

Die Steilzone geht nach oben in die Flachzone von Schernelz über (Prof. 21–23, Taf. III), die die Fortsetzung der Brännelfeldsynklinale (Gaicht) darstellt. Ihrerseits vereinigt sie sich bei Chavannes westlich Ligerz mit der Hauptsynklinale des Bielersees, da, wie oben beschrieben wurde, die Küstensteilzone bei Ligerz verschwindet.

Eine zweite Flexur, die nach W gegen Neuveville zum senkrechten bis überliegenden Schenkel der Seekette wird, vermittelt den Übergang in die Scheitelregion bei Prêles (Prof. 21 bis 23, Taf. III). Der gegenwärtige Stand der Denudation lässt den heute verbleibenden Kreidemantel nicht mehr an der Flexur teilnehmen. Wohl aber zeigt sich dieselbe in den Portlandschichten, deren Neigung von NE nach SW allmählich ausgesprochener wird, indem aus einem Fallwinkel von 45° nördlich Schernelz, ein solcher von 60° an der Seilbahn nach Prêles wird, und dieser eine weitere Steigerung auf 85° am Schafisberg erfährt (Prof. 21–23, Taf. III).

Von der Flexur sind auch Kreideschichten in Mitleidenschaft gezogen worden. Aber Erosion und Verwitterung haben damit aufgeräumt, indem sie speziell als bevorzugte Angriffsstellen für ihre zerstörende Tätigkeit, die geschwächte Umbiegungszone in die Flachstufe von Schernelz auserkoren. Solcher Art wurde der Sockel der steilstehenden Marbre bâtardschichten zerstört; die unterteufenden Purbeckmergel funktionierten als Gleithorizont, auf dem die Kalkbänke abglitten, um sich als Schuppen auf die ungestörten Valangienschichten aufzulagern (Taf. I). Eine solche Schuppe von Marbre bâtard liegt 100 m östlich der Häuserreihe von Schernelz an der Tessenbergstrasse und erstreckt sich bis zum P. 614 (Strassengabelung). Ein weiteres Relikt findet sich in einem Landgute bei Vuichette, 400 m westlich Schernelz, und derselben Ursache verdankt der Hügel der

Ruine ob Ligerz seine Entstehung (Prof. 23, Taf. III). Den deutlichsten Beweis für diese Schuppung fand ich 60 m westlich der Ruine im Bachbette: zwischen aufgeschobene Schichten und Substratum, beide aus unterem Valangienkalk bestehend, verkeilt sich eine Quetschzone aus Purbeckmergel- und Mergelkalken und Marbre bâlard-Trümmern.

Das Tracé der Seilbahn nach Prêles durchquert die ganze stratigraphische Schichtfolge des Südschenkels und legt die Verbiegungen desselben prächtig bloss. Der Bahneinschnitt beim Austritt auf die Weiden von „Sur les Châteaux“ (H. 770 m) gestattet den Einblick in eine Synklinalknickung des Schenkels vor seinem Übergang in den Gewölbescheitel (Prof. 23, Taf. III; Taf. I). Diese Synklinalbildung beginnt mit einer Aufstauchung der 20° SE-fallenden Fleckenkalkbänke, bei welcher Gelegenheit sehr schön die mechanische Auslösung der Stauchung zu beobachten ist: Bildung einer Überschiebungsfläche, am kräftigsten im Kerne, mit fortwährender Abschwächung nach aussen bis zu völligem Verschwinden in den äussersten Bänken. Nach N schliesst sich die eigentliche, durch eine schmale Aufstülpung im Fleckenkalke, gedoppelte sekundäre Mulde an, mit einem Muldenkern von Dolomies portlandiennes. Sie ist der Waldgrenze entlang nach NE hie und da durch steilgestellte obere Portlandbänkchen angedeutet; allerdings erschwert die Moränenbedeckung des Gebietes eine genaue Verfolgung. Immerhin lässt sich feststellen, dass die sekundäre Mulde nach NE ausklingt, denn am Abbruch in die Twannbachschlucht zeigen die Fleckenkalkbänke die Einknickung nicht mehr. Vielleicht dürfen kleine Kernüberschiebungen, die ich an der Strasse von Schernelz nach „Scierie“ und Lamboing beobachtet habe (Twannbachschlucht, H. 660—670 m) damit in Verbindung gebracht werden. Ihre südwestliche Fortsetzung gegen Finage de Louvain entzieht sich infolge reichlicher Moränenüberlagerung der Beobachtung.

Zusammenfassung. Der Seekettesüdschenkel besitzt einen durch streichende Flexuren welligen Bau. Durch Neueinschaltungen ergibt sich eine Vermehrung der Flexuren nach SW, so dass in der Zone Alfermée-Tüscherz das Maximum an Anzahl (7) und das Maximum in der Verschärfung der einzelnen Flexuren erreicht wird. Nach NE hingegen ist eine Abschwächung zu konstatieren; nach SW findet eine Ablösung dieser tektonischen Modifikation durch eine andere statt, bedingt durch die Aufaltung des Kapfgewölbes (Taf. I). Die einzelnen Flexuren können sich soweit verschärfen, dass sie zur Bildung eigentlicher Mulden führen. Durch eine weitere Verschärfung geht die inten-

sivste derselben nach der Tiefe zu sogar in eine steile nordwestfallende Kernüberschiebung über.

Die Synklinale von Vingelz-Hüsli ist nach E offen. Sie steigt nach SW an und klingt aus in einer Flachstufe (südlich Nidauberg, Tüscherzberg, Gummen), welche ihrerseits die Verbindung mit der Synklinale von Gaicht herstellt.

Der Südschenkel biegt am Seeufer in eine ausgesprochene Steilzone ab; stellenweise sind die Schichten sogar überkippt und das Wiederlager des Gewölbeschenkels nordwärts eingedrückt.

B. Nordschenkel der Seekette.

Der Nordschenkel der Antiklinale ist ein ausgesprochener Steilschenkel, an dessen Fusse mächtige, geschichtete fluvio-glaciale Ablagerungen, Blockmoränen und Verwitterungsschutt angehäuft liegen.

Vom Gewölbescheitel führt ein Fussweg in nördlicher Richtung zwischen Forêt de la Marille und Forêt de Sor Neuchâtel hinunter nach „la Vauchée“ ins Tal von Orvin. In 900 m Höhe knicken die schwach 15° NNW-fallenden Kimeridgienbänke des Gewölberückens ab in saigere Schichtlage (Prof. A, Taf. II), um kaum 10 m tiefer wieder in weniger geneigter Lage (55° NW-fallend) zu Tale zu streben. Diese Flexur verschärft sich, je weiter wir gegen das Engtal des Jorat vordringen. In letzterem sind vom Nordschenkel nur mehr die hohen, senkrecht stehenden Kimerigdebänke dieser Steilzone zu sehen, die aus dem Schutt- und Moränengürtel des Engpasses zur Höhe des Gewölbes aufsteigen (Prof. B-D, Taf. II).

Analog der steilen Südwand des Engpasses wird dieser im N von den steilstehenden Portlandbänken des Südschenkels, der nördlich vorgelagerten Mont Sujet-(Spitzberg) Antiklinale abgeschlossen (Prof. B—D, Taf. II). Seekette und Mont Sujet nähern sich im obersten Teile des Engtales bei „la Tuilerie“ (P. 897) so sehr, dass der breite Synklinalboden von Orvin auf einen Engpass von kaum 100 m Breite zusammenschrumpft. Unmittelbar westlich nach der Überschreitung der Wasserscheide (P. 897) weicht die Seekette unvermittelt nach S zurück und der Joratengpass öffnet sich zur breiten Hochebene der Tessenbergsynklinale.

Die Verbindungsstrasse des Vallon d'Orvin mit der Montagne de Diesse folgt der Sohle des Engpasses. Auf der ganzen Länge, linker Hand, zwischen Strasse und Moränen- und Schuttanhäufung, tritt eine schmale Zone von anstehender oligocaener

Molasse zutage (Taf. I). Es ergibt sich hieraus, dass das Engtal des Jorat vom Muldenkern der Synklinale Orvin-Diesse gebildet wird. Der gesamte südliche Synklinalschenkel, bestehend aus Hauterive, Valangien, Purbeck und ob. Portland in einer Mächtigkeit von 150 m ist verschwunden, um erst wieder nach Verbreiterung der Synklinale zur Hochebene von Diesse zum Vorschein zu kommen (Lit. 4, 5, 10) („Preux Creux“, Eingang Twannbachschlucht und Prêles). Verfolgen wir das Streichen der senkrechten Kimerigde- und Fleckenkalkbänke der früher beschriebenen Flexur des Nordschenkels, so ergibt sich, dass diese unter spitzem Winkel an das Engtal stossen. Des fernern behält der Fleckenkalk bei „la Praize“, trotz plötzlichem Zurückweichen der Antiklinale nach S, seine Streichrichtung NE-SW bei. Er passt sich folglich dem orographischen Verlaufe des Gewölbes nicht konform an, vielmehr stossen die Schichten bei „la Praize“ an der Synklinalaxenebene ab.

Aus diesen Beobachtungen resultiert, dass der Gewölbescheitel auf der Strecke zwischen „la Vauchée“ und „la Praize“ auf der Synklinale Orvin-Diesse schwimmt. Mit andern Worten: ein überschiebender Schenkelbruch hat im Engtale des Jorat Kimerigdien und unteres Portlandien des Seekettennordschenkels in tektonischen Kontakt mit dem oligocaenen Molassemuldenkern der nördlichen Synklinale gebracht — bei „la Praize“: Kontakt des Fleckenkalkes mit Oligocaen (Prof. E, Taf. II). Die Durchscherung des Nordschenkels steigert sich graduell und erreicht in der Gegend von „la Tuilerie“ (P. 897) ihr Maximum (ca. 150 m), nach NE sowie SW sich abschwächend. Dementsprechend schneidet die Überschiebungsebene die Oberfläche nur in der Gegend der maximalen Antiklinalüberschiebung, also im Joratengtale und zieht sich beidseitig allmählich in den Kern des Gewölbes zurück. Oberflächlich immerhin noch angedeutet: im NE durch die Flexur an der Scheitelumbiegung zwischen Forêt de la Marille und Forêt de Sor Neuchâtel, im SW durch eine analoge, zu beobachten am Eingang in die Twannbachschlucht (Lit. 10, 48) (Prof. A—E, Taf. II; Taf. I).

Allein nicht nur ist die Seekette auf die Tessenberg-Orvin-synklinale überschoben, auch die Spitzbergantiklinale hat eine analoge Bewegung nach S ausgeführt, d. h. die Synklinale ist hier unterschoben. Die Schnittlinie dieser Überschiebungsebene mit der Oberfläche verläuft der Strasse entlang, vom nordöstlichen Eingang in den Joratengpass bis „la Tuilerie“ und bringt südfallende (55° — 85°) untere Valangienkalke und Mergelkalke in Kontakt mit dem Oligocaen (Prof. B—E, Taf. II; Taf. I).

Herr Prof. SCHARDT hat mich auf das Joratengtal aufmerksam gemacht und die Ansicht ausgesprochen, dass dort eine Aufschiebung der beiden Antiklinalen auf die Tessenberg-Orvinsynklinale wahrscheinlich sei. Die Beobachtungen im Felde bestätigen seine Vermutungen.

Zusammenfassung. Für die Seekette zwischen Biel und Ligerz ergibt sich folgender Faltungsprozess: Der sich normal aufwölbenden Seekette stellte sich im N die ältere Mont Sujet-antiklinale hindernd in den Weg. Der wirkende Tangentialschub verursachte Hand in Hand mit der Aufwölbung der Kette eine Verengung der zwischenliegenden Synklinale in der Zone der stärksten Annäherung der beiden Antiklinalen. Infolgedessen nahmen die Muldenschenkel immer mehr überliegende Lage an. Die Synklinale wurde dementsprechend immer kräftiger unter die Seeketteantiklinale einerseits und die Spitzbergantiklinale andererseits gepresst, bis im Gebiete der stärksten Annäherung der beiden Ketten die dadurch verursachte Stauchung im Gewölbekern und die Zerrung in den Schenkeln so gross wurde, dass die Spannung beidseitig überschiebende Schenkelbrüche auslöste. Der Tangentialschub verursachte nicht allein eine Pressung der Tessenberg-Orvinsynklinale und die daraus resultierenden beidseitigen Antiklinalaufschiebungen, die gewaltigen Spannungen der Kernpressung ergriffen vielmehr auch die Südflanke der Seekette, wiederum am ausgeprägtesten in einer Zone, die derjenigen der stärksten Annäherung der beiden Ketten entspricht. Und deshalb haben wir in der Zone Alfermée-Tüscherz im Südschenkel ein Maximum der Flexurbildungen (Taf. I). In der letzten Phase der Tangentialbewegung entwickelte sich aus dem Antiklinalkern heraus auch eine südliche Durchscherungsfläche. Diese stösst zwar in der Südflanke nirgends bis in die äussersten Schichten durch; ihre Durchstossebene ist aber in der kräftigen, sekundären Mulde des Südschenkels angedeutet. Der Gewölbekern wurde längs dieser beiden, aus dem Kern nach aussen divergierenden Überschiebungsflächen, emporgepresst; die Aufbrandung auf die nördliche Synklinale wurde verstärkt und gleichzeitig das Eindrücken des südlichen Gewölbe-wiederlagers vollzogen.

C. Kapfantiklinale bei Twann und Synklinale von Gaicht.

Nähern wir uns von Ligerz herkommend der Ortschaft Twann, so sehen wir, dass der Seekettesüdschenkel bei Klein-Twann vom Seeufer zurückzuweichen beginnt. Er dreht aus seiner NE-Richtung merklich ab nach NNE. Dadurch ist zum Teil die

Verbreiterung der Strandbodenzone bedingt, auf welcher das Dorf Twann steht. Gleichzeitig öffnet sich bei dieser Ortschaft ein enges Tal, das in NNE-Richtung zwischen Seekette und ein südlicheres Gewölbe, das sogenannte Kapfgewölbe, eingesenkt ist. Die neue Antiklinalauffaltung beginnt sich hinter der Kirche Twann oberflächlich bemerkbar zu machen. Ihre Axe steigt rasch an (35°), vorerst nach NNE nach Kapf-, „Mon Bijoux“-Trämelfluh-P. 671-P. 685 und biegt dann um in nordöstliche Richtung gegen Hohlestein-Junkerholz. Auch der Seekettesüdschenkel und die zwischengelagerte Synklinale machen diese Schwenkung nach NE, zurück in die allgemeine Streichrichtung der Seekette, mit (Taf. I und IV).

Das Auftauchen der Kapfantiklinale hat verschiedene interessante tektonische Erscheinungen zur Folge, einerseits bezüglich des Auffaltungsprozesses des neuen Gewölbes, andererseits bezüglich dessen Wirkungen auf die ältere Antiklinale, insonderheit auf deren Südschenkel. Bis heute wurde die Kapffalte als einfache antiklinale Aufwölbung, mit zugehöriger Synklinale von Gaicht, betrachtet (Lit. 4, 5, 9, 33, 42, 43). Eingehende Begehung des Geländes haben mir gezeigt, dass die Wirkung des Tangentialschubes nicht bloss faltende Bewegung der Schichten auslöste, dass vielmehr damit verknüpft Überschiebungen und Querverschiebungen auftreten.

In dem Abschnitte über die Tektonik des Seekettesüdschenkels wurde gezeigt, dass die, aus der Synklinale von Vingelz-Hüsli hervorgehende Flexur bei Gummen in die Mulde von Gaicht übergeht (S. 24). Das Kapfgewölbe hat demzufolge nur eine beschränkte Längserstreckung von 2 km. Die anfänglich selbständige Falte, mit ihren tektonischen Sonderheiten klingt nach NE aus in eine Flexur des Hauptgewölbesüdschenkels; mit andern Worten: die Selbständigkeit der Aufwölbung geht nach NE verloren, und die Tektonik der Hauptantiklinale gelangt wieder zur Herrschaft (Taf. I).

Die Entwicklung der antiklinalen Wölbung aus der Flexur bewirkte als erste Folgeerscheinung die ausgeprägte Steilstellung bis überkippte Lage des Südschenkels: die Kreideschichten im Brüggli sind überliegend; am Wege nach Junkerholz fällt das untere Valangien $75-84^\circ$ nach SE (Prof. 19, 20, Taf. III). Der Südschenkel der Hauptantiklinale wird in der Gegend von Brüggli-Rappenfluh zum Südschenkel des Kapfgewölbes.

Im Verlaufe nach SW erleidet der Kreidemantel des letztern einen Unterbruch: auf 700 m Länge, von Rappenfluh bis Setzi, westlich Wingreis, sind die Kreideschichten verschwunden. Die

saigere Lage der obern Portlandbänke an der Rappenfluh und am Waldrande ob Wingreis einerseits, die Bergstürze von „Bruch“ und „Roggeten“ (Lit. 4, 5, 33) andererseits, geben die Erklärung für das Verschwinden der Kreide. Die kretazischen Schichten werden überliegende Stellung innegehabt haben. Als Beweis für einen überliegenden Südschenkel bei Wingreis darf ausser dem Kreideaufschluss im Brüggli, mit seinen überkippten Schichten, der Verlauf der Molassezone herangezogen werden. Die Lage der Stampienaufschlüsse in den Reben zwischen Brüggli und Wingreis veranlasst uns, einen überliegenden Schenkel anzunehmen; sonst müsste auf eine beträchtliche Verminderung der Schichtmächtigkeit, teilweise auf die Hälfte der tatsächlichen, geschlossen werden. Anhaltspunkte für eine so starke Reduktion sind aber nicht vorhanden (Prof. 1, Taf. V).

Die Denudation lockerte den Verband der überkippten Kreideschichten, so dass ein Bergsturz in den Kreidemantel eine Lücke riss. Es sind allerdings keine Zeugen dieser Katastrophe mehr vorhanden, weil sie sich wohl präglacial oder interglacial abgespielt hat; Relikte sind vermutlich unter der Moränenbedeckung von Wingreis vorhanden.

Das Losbrechen und Abstürzen eines Stückes des Kreidemantels hat auch den stehengebliebenen, südwestlichen Teil, von Setzi bis Twann, in Mitleidenschaft gezogen. Da dieser jedoch durch das Absinken der Kapantiklinale bei Twann in den Gewölbescheitel übergeht, und aus dem gleichen Grunde das Fallen der Schichten immer weniger steil wird, resultiert daraus eine gewisse Verankerung und Stabilisierung der Schichten in der Antiklinalaxe. Dies ist die Ursache, dass nur ein beschränkter Teil der Kreide des Kapfüdschenkels dem Sturzgebiete angehört. Es hat die Bewegung wohl auf den stehengebliebenen Teil übergegriffen, wie schon erwähnt wurde, allein die veränderte tektonische Lage schuf auch veränderte Auswirkung der Bewegung. Zum Teil bewirkte der Absturz, zum Teil die Schwerkraft und labile Lage der Schichten, dass der in der Luft hangende Kreidekomplex des Schenkels vorwiegend in seinen höchstgelegenen Partien, auf den steil 60—85° SE-fallenden obern Portlandschichten langsam abrutschte, unter Benützung der Purbeckmergel als Gleithorizont und Schmiermittel. Das allmähliche Abgleiten staute die gesamte untere Kreideserie vom Valangien bis Hauterivien in übereinander liegende kleine Faltungen (Prof. 2—11, Taf. V; Taf. IV). Diese sind recht intensiv, so dass fast durchweg die zur Antiklinalbiegung aufgewölbten Schichtenteile im Scheitel durchrissen und die jeweils höher liegende Synklinalzone auf denselben geschoben wurde. Be-

sonders schön ist diese Eigenheit 200 m östlich dem Kapfhaus im Walde, unmittelbar unterhalb der mit Reben bepflanzten Terrasse zu sehen, welche nach E selbst zu einer solch überscho-benen Mulde wird (Prof. 6, 7, Taf. V, oberste Mulde). Eine weitere Beobachtungsstelle liegt halbwegs zwischen Wingreis und Twann. Sie wird markiert durch eine Felsnische am Wald-rande über der Rebberggrenze (Prof. 7, Taf. V, unterste Mulde).

Dieser Synklinalzone gehört das höchstgelegene Vorkomm-nis von Calcaire roux und Hauterivemergeln an (südlich Kapf-

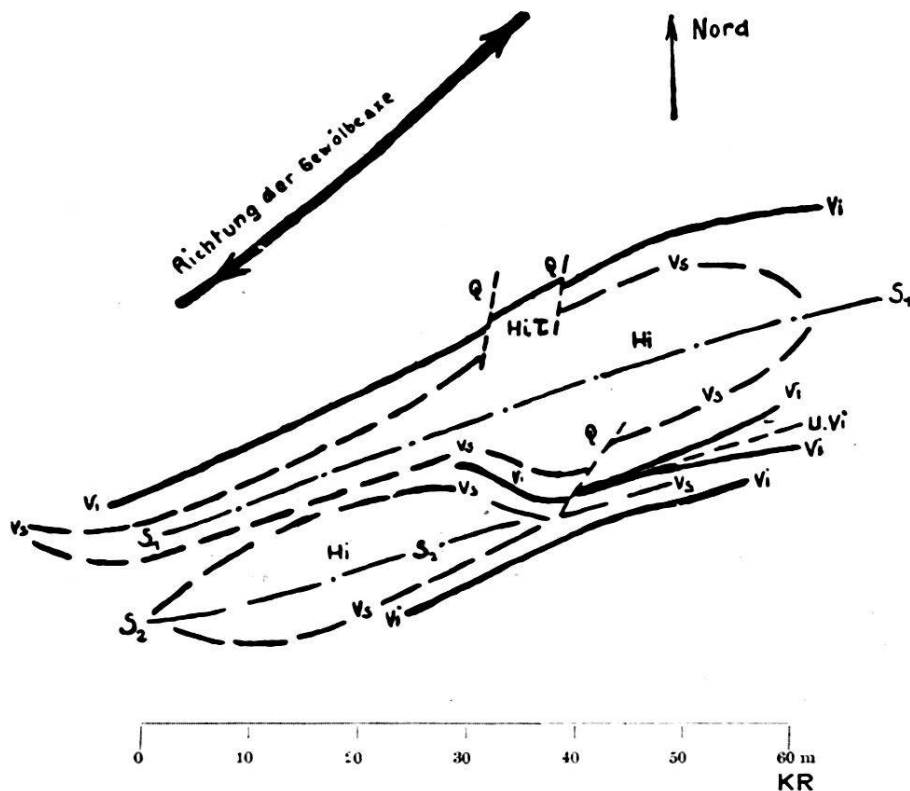


Fig. 4. Tektonische Skizze aus dem Fältelungsgebiet der untern Kreide; Kapf.

Vi. unteres Valangien. Vs. oberes Valangien. Hi. unteres Hauterivien. Hi.T. Hauteriveaufschluss. U.Vi. Ueberschiebung im unt. Valangien. Q. Querverschiebung. S—S. Synklinalzonen.

haus, H. 535 m; Prof. 8, 9, Taf. V). Das untere Hauterivien hat an dieser Stelle scheinbar eine Hauterivetasche gebildet (briefliche Mitteilung von Dr. BAUMBERGER an Prof. Schardt (4. XI. 1894) (Lit. 42, 43). Die in anormalem Kontakt mit unterem Valangien stehenden Mergel gehören zum Muldenkern der oben angeführten Synklinalzone (Prof. 8, Taf. V; Taf. IV). In der tektonischen Skizze (Fig. 4) ist die Lage dieses taschenähnlichen Hauteriveaufschlusses (Hi. T.) und seine Beziehung zur Synklinalzone (S-S) dargestellt. Infolge der intensiven Fältelung vollzogen sich im kompakten untern Valangienkalkschenkel

Spannungsauslösungen, in Form von kleinen Querverschiebungen (Q). Zwei solche begrenzen beidseitig den taschenförmigen Hauteriveaufschluss und stehen mit diesem in genetischem Zusammenhang. Besonders die westliche derselben wird deutlich sichtbar gemacht durch horizontale Rutschschrammen an den nichtverschobenen Valangienkalkschichten (Fig. 5). Die Faltung verursachte eine starke Zusammenstauchung der Hauterivemergel in der Synklinalzone S-S. Faltung und Stauchung

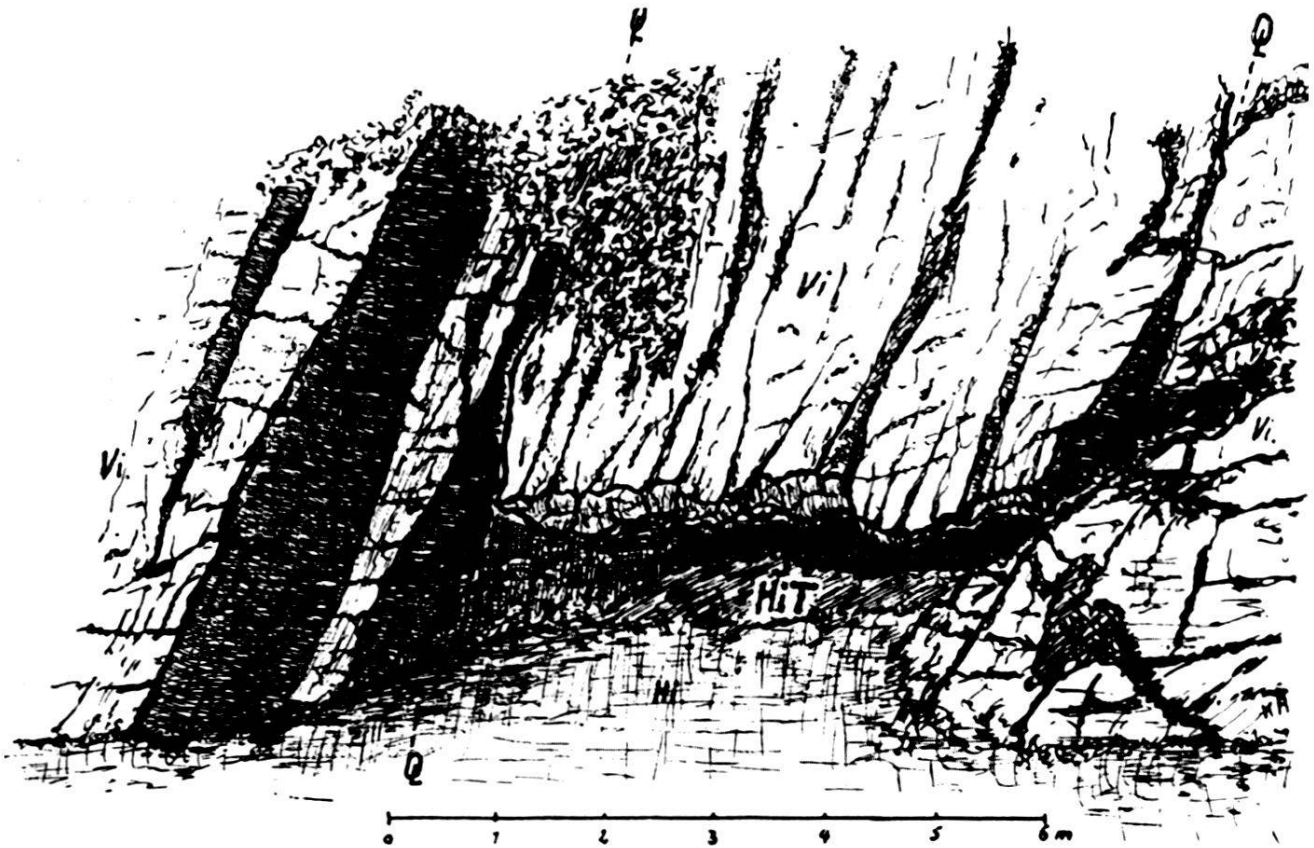


Fig. 5. Anormaler Kontakt zwischen Hauterivienmergeln und Valangienkalk durch horizontale Flankenverschiebung; Kapf.

Vi. unt. Valangien. Hi. unt. Hauterivien. Hi. T. Hauteriveaufschluss. Q. Querverschiebung.

vereint lösten einerseits kleine Querbrüche (Q) im steilfallenden Schenkel aus (Fig. 4 und 5), andererseits durchscherten sie den Scheitel der nächsttieferen Antiklinalaufwölbung und schoben die obere Mulde auf (Fig. 4: U Vi) (Prof. 8, Taf. V). Das obere Valangien ist in schmalen Streifen entlang den Marbre bâtard-Kalkbänken zu verfolgen; allerdings nur in Form von Trümmern im Reb Gelände, mit immerhin ziemlich scharfer Grenze auch gegen das Hauterivien. Bei der taschenähnlichen Lagerung der Hauterivemergel ist das obere Valangien unterbrochen, setzt jedoch östlich davon wieder ein und umrahmt das untere Hauteri-

vien des Muldenkernes; zeigt somit das Verflachen der Mulde nach E an (Fig. 4). Das Aussetzen des Calcaire roux an dieser Stelle hängt mit den beiden kleinen Querverschiebungen zusammen. Von dem Teile des steilen untern Valangienschenkels, der von den beiden Querverschiebungen begrenzt wird, hat sich eine Gesteinsbank losgetrennt und ist auf der liegenden Schichtfläche abgeglitten, bis sie auf den Hauterivemergeln aufstiess. Der anormale Kontakt zwischen Hauterivien und Marbre bâtard (Fig. 5) kam zustande durch den Faltungsprozess und die dadurch bewirkte horizontale Flankenunterschiebung, die ich Flankenabscherung nennen möchte: untere Schenkelteile sind nordwärts unter die obern geschoben worden, längs einer horizontalen Abscherungsfläche (Fig. 13k, S. 70).

Das Abgleiten der Kreideserie auf den Purbeckschichten an der Südflanke des Kapfgewölbes hat diese in fünf übereinanderliegende kleine Mulden gelegt. Vier davon befinden sich nördlich Frauenkapf, zwischen den Höhenkurven 480 m und 560 m. Sie lassen sich ostwärts in den Wald ob dem Rebgelände der Gaucheten verfolgen. Anfänglich beteiligten sich an deren Bildung die Schichtverbände des Marbre bâtard, Calcaire roux und untern Hauterivien (Rebgelände der Kapfregion) (Taf. IV); im Walde nördlich der Gaucheten bloss noch unteres Valangien (Prof. 8 bis 11, Taf. V). Eine fünfte Mulde beginnt in 550 m Höhe, in unmittelbarer Nähe des Waldweges durch die „Lachencombe“ (Purbeckzone) und bildet die Waldterrasse über den Setzireben (Prof. 2—4, Taf. V). Das Rutschgebiet ist begrenzt von der obern Rebgränze in der Gaucheten und Setzi. Das Rebgelände zwischen Waldrand und Kantonsstrasse dagegen nimmt die normale Schichtfolge von Calcaire roux, unterem und oberem Hauterivien ein (Prof. 2—11, Taf. V). Berücksichtigen wir des fernern die Streichrichtung der Muldenzüge, so ergibt sich eine Abweichung derselben gegenüber der allgemeinen Streichrichtung der Portlandkalke und damit auch der Gewölbeaxe des Kapfes (Fig. 4). Für das Portlandien ergeben die Messungen bei Vogel-sang und in der „Lachencombe“ die Richtung N 50° E, währenddem diejenige der Mulden zwischen N 60° E und N 70° E schwankt. Diese Richtungsänderung ergibt sich völlig aus der Gleitbewegung der Kreideschichten auf den Purbeckmergeln. Sobald jedoch die Schichten in die Antiklinalscheitelzone bei Twann eintreten, wird die Abweichung wieder eliminiert, weil die Gleitung in der Scheitelregion gehemmt und völlig unterdrückt wurde (S. 34).

Die markanteste Mulde bildet die Terrasse, welche sich vom Kapfhause nach E erstreckt. Die Schichten des Mulden-

kernes werden leider von einer Moränendecke verhüllt, sicherlich ist oberes Valangien dazu zu rechnen: denn am Weg nach „Mon Bijoux“ findet sich hinter dem Kapfhouse ein kleiner Aufschluss in steilstehenden, gelben, sandigen Mergeln, die den Marnes d'Arzier entsprechen dürften (Taf. IV).

Die Fältelung des Kreidemantels hat sich möglicherweise in einer der Interglacialzeiten vollzogen; sie ist sicher präwürmisch, wie die stellenweise Überlagerung durch würmische Rhonemoräne beweist.

Betrachten wir nun den Faltungsprozess der Kapfantiklinale und dessen Erscheinungen rücksichtlich dieser Antiklinale einerseits, rücksichtlich der Hauptantiklinale andererseits.

Die Ausbildung einer Falte macht sich naturgemäss auch in der nördlich vorgelagerten, ältern Antiklinale bemerkbar. In erster Linie wird deren Südschenkel in Mitleidenschaft gezogen. Ich habe schon bemerkt, dass die Südflanke der Seekette bei Twann aus ihrer nordöstlichen Streichrichtung abbiegt in eine solche nach NNE (S. 32). Die Felduntersuchungen haben nun aber ergeben, dass die Schichten keine allmähliche und regelmässige Streichänderung erleiden, dass vielmehr das Zurückweichen des Südschenkels vom Seeufer sprungweise erfolgt. Die Aufwölbung der Kapfantiklinale hat in demselben eine Serie von Transversalverschiebungen ausgelöst, welche den Schenkel der Hauptantiklinale nordwärts eindrückten (Taf. IV).

Die erste dieser Transversalverschiebungen schneidet die Tessenbergstrasse oberhalb Twann. Von der ersten scharfen Strassenkurve beim Schützenhaus Twann an (Prof. 18, Taf. V) ist die Strasse bis auf die Höhe des „Höhleloches“ in oberes Portland eingehauen. Rechts der Strasse beginnt das Reb- und Gelände auf Purbeckmergeln und unterem Valangien. Unterhalb dem „Höhleloch“ nun tritt die Strasse plötzlich ins Areal des untern Valangien. Die zuckerkörnigen Portlandkalken werden nur durch einen 2 m messenden Riss von den Kalken des Marbre bâtard getrennt, wobei die Streichrichtung der Schichten beidseitig der Querverschiebung sich gleichbleibt (Prof. 17, Taf. V). Der Verlauf der letztern geht annähernd von S nach N (Taf. IV). An den Valangienbänken zeigen schwach bergwärts fallende Rutschschrammen die Bewegung an; und der Bruchlinie entlang finden sich brecciöse Portland- und Valangientrümmern. In der Höhe 590 m schneidet die Tessenbergstrasse die Störungslinie ein zweites Mal. Die Transversalverschiebung ist hier am Ausklingen; ihre Anwesenheit ist noch angedeutet durch eine

Breccie von 50 cm bis 1 m Breite, welche in der Fortsetzung der Bruchlinie die obere Portlandbänke durchschneidet. Aus der Lage der Purbeckzone beidseitig der Transversalverschiebung ergibt sich eine horizontale Bewegung von ca. 50 m.

Die horizontale Transversalverschiebung war die Ursache, dass nachträglich ein Teil der Marbre bâtardbänke auf der untern Mergelkalkzone abrutschte, bei welchem Vorgang die Hauterivemergel zwischen Valangien-schichten eingeklemmt wurden.

In der auftauchenden Kapfantiklinale stellt sich eine erste Anomalie ein in den Reben rechts dem Wege, der von der Kirche Twann nach dem Krostälchen führt. Eine kleine Transversalverschiebung in Richtung N 30° W verstellt im Nordschenkel unteres und oberes Valangien gegeneinander, so dass aus dem geschlossenen Gewölbe von Calcaire roux unvermittelt eine Marbre bâtardwand sticht, deren Bänke eine Streichrichtung N 25° W, mit 24° NW-fallen zeigen. Die oberflächliche Ausdehnung dieser Schichten ist sehr beschränkt (Taf. IV).

In Zusammenhang mit dieser ersten Transversalverschiebung des Kapfgewölbes formte sich eine kleine, nördlich vorgelagerte Synklinale, die vom Kroswege durch die Reben aufwärts gegen den Kapf steigt. Ihren nördlichen Mulden-schenkel bilden die saiger stehenden unteren Valangienbänke, welche N 90° E streichend, sich an der Verengung des Krostälchens beteiligen. Sie sind auf Marbre bâtard geschoben, der dem Antiklinalscheitel angehört. Es liegt somit hier eine durch eine Synklinale gedoppelte Antiklinale vor, verbunden mit der Durchscherung des nördlichen Antiklinalscheitels (Prof. 12, Taf. V). Allerdings sind die Bewegungen von sehr beschränktem Ausmass. Sowohl die Mulde, wie auch deren Aufschiebung klingen nach ca. 100 m Länge aus, ohne die geringste Spur in den liegenden, älteren Schichtserien, von Portland an abwärts, zu hinterlassen. Ich betrachte deshalb diese lokalen Abweichungen als Resultate von disharmonischer Faltung, entstanden bei der Aufwölbung der Kapfantiklinale, wahrscheinlich durch die plastischen Purbeckmergel vermittelt.

Die Beziehungen zwischen Hauptantiklinale und Kapfantiklinale sind sehr enge, da die letztere ja bloss eine sekundäre Abzweigung der Seekette darstellt, die ihre Selbständigkeit nach kurzer Erstreckung wieder einbüsst (Taf. I). Die Annäherung und Anpassung an die Mutterantiklinale ist infolgedessen sehr ausgeprägt. Einerseits wird dadurch die Rolle der Hauptantiklinale, sich der faltenden Bewegung als Hindernis in den

Weg zu stellen, kräftig zur Geltung kommen; andererseits wird die neue Auffaltung viel stärker die ältere in Mitleidenschaft ziehen. Die durch den Tangentialschub verursachten Spannungen in den Antiklinalen, lösten, wie schon bemerkt wurde, horizontale Transversalverschiebung aus, durch die die Kapfantiklinale stückweise nordwestwärts vorgeschoben und gleichzeitig der gegenüberliegende Abschnitt des Seekettesüdschenkels eingedrückt wurde. Jede dieser Transversalverschiebungen streicht nach NW und schwächt sich im Südschenkel der Hauptantiklinale allmählich ab bis zu vollständigem Erlöschen (Taf. IV).

Die überaus steile Lage des Nordschenkels der Kapffalte an der Kroshalde könnte sogar auf eine Kernüberschiebung hindeuten, wie ich sie in den Profilen 8—13 auf Tafel V eingezeichnet habe.

Ich konnte drei Transversalverschiebungen feststellen, welche Kapfantiklinale und Seekettesüdschenkel durchschneiden. Die erste, am Eingang in das Krostälchen (südlicher Teil der Synklinale von Gaicht), kommt am deutlichsten im Gelände zum Ausdruck. Die Tessenbergstrasse beschreibt unterhalb der „Burgfluh“ auf unterem Valangien und Purbeckien des Seekettesüdschenkels eine scharfe Kurve. Hier endigen die Valangienkalke und die mit Schutt erfüllte Combe des Purbeckiens in einem Absturz nach dem Krostälchen. Die Streichrichtung der Bänke von N 36° E und einem Fallen von 70° weisen demzufolge in die Synklinale von Gaicht hinaus. Diejenige ihrer nordöstlichen Fortsetzung, jenseits der Transversalverschiebung, unterscheidet sich nur unwesentlich von derjenigen, westlich derselben. Sie beträgt nunmehr N 37° E; dafür aber stehen die Schichten viel steiler: 88° SE-fallen (Taf. IV). Beidseitig der Transversalverschiebung folgen sich die Schichtserien normal: Valangien ruht auf Purbeck, beide werden unterteuft von oberem Portlandien und Fleckenkalk. Dagegen verstellte die Transversalverschiebung die entsprechenden östlichen Fortsetzungen der Schichtverbände derart, dass jüngere Schichten des verschobenen östlichen Teiles mit älteren, nicht verschobenen des westlichen Teiles in streichendem, anormalem Kontakt zusammenstossen: unteres Valangien und Purbeckien mit den Dolomies portlandiennes, oberes Portland mit Fleckenkalk. Die horizontale Verstellung der Purbeckzone beträgt ca. 50 m (Taf. IV).

Die Transversalverschiebung durchschneidet nach S auch das Kapfgewölbe und verursacht durch das Verschieben des östlichen Teiles der Antiklinale die Verengung des Krostälchens.

Nach N hin ist das Erlöschen der Transversalverschiebung zu beobachten. Von der Gaichterstrasse zweigt bei der Höhenkurve 590 m ein Waldweg nach SW ab, welcher zwei aufeinanderfolgende Querstörungen schneidet. Die westliche der beiden ist die ausklingende Partie der in Rede stehenden Transversalverschiebung. Von W kommend sehen wir, wie sich die Streichrichtung der Fleckenkalkbänke längs des Waldweges ändert, je mehr wir uns der Querstörung nähern: aus der Richtung N 70° E, an den Felsen nördlich über der „Burgfluh“, biegen die Schichten nach NNE ab, und unmittelbar vor der Querstörung besitzen sie eine Streichrichtung N 35° E. In der Dislokationszone selbst tritt unvermittelt oberes Portlandien auf, mit einem plötzlichen Abbiegen der Streichrichtung nach N. Die Bänke sind durchsetzt von Klüften und Rutschflächen. Gerade diese Richtungsänderung veranlasst mich an dieser Stelle die Transversalverschiebung aufhören und in eine Schlepung übergehen zu lassen, die das Erlöschen der Bewegung anzeigt.

Als Folge dieser Querverschiebung haben im obern Portlandien Rutschungen stattgefunden. Ganz analog den Rutschungen der Kreideschichten am Kapfsüdschenkel wurde hier das durch die Querverschiebung durchschnittene, steilfallende obere Portlandien für Felschlipfe vorbereitet. Da die Denudation vor allem die Zone der Purbeckmergel intensiv angriff, entstand eine Combe, in die der Calcaire âpre hineingleiten konnte und diese mit seinem Trümmersmaterial vollständig anfüllte. Die verrutschte Felsmasse von Calcaire âpre an der „Burgfluh“, auf liegende Dolomies portlandiennes gelagert (Prof. 13, Taf. V; Taf. IV), befindet sich auch heute noch in labiler Lage; das Abbröckeln von Blöcken ist weiterhin zu befürchten.

Wo der neue Fahrweg, von der Tessenbergstrasse nach dem Kapfhaus und „Mon Bijoux“, den Krosweg kreuzt (Höhe 525 m), zeigt sich uns die nördliche Schenkelpartie des Kapfgewölbes im Querschnitt. Die unteren Valangienkalke endigen gegen das Krostälchen in einer hohen Felswand, die quer zur Streichrichtung der Schichten und auch der Gewölbeaxe verläuft. Durch diese Profilansicht ist das Abbiegen des Gewölbescheitels in den saigern Nordschenkel sehr schön zu sehen (Prof. 12, Taf. V). Besonders wichtig sind die zahlreichen Rutschstreifen an dieser Kalkwand. Sie liefern den Beweis, dass die Felswand mit einer Querverschiebung in Zusammenhang gebracht werden muss, längs welcher der östliche Teil des Kapfgewölbes neuerdings nordwestwärts gegen die Synklinale vorbrandete. Ihre Wirkung auf den Südschenkel der Haupt-

kette ist dieselbe, wie ich sie für die vorhergehende horizontale Transversalverschiebung beschrieben habe: östlich der Durchscherungsfläche wird die Südflanke nordwärts verschoben, so dass die Fortsetzung des Purbeckien des Krostälchens erst an der Gaichterstrasse bei P. 597 aufgeschlossen ist. Es ergibt sich daraus eine horizontale Verschiebung von ungefähr 50 m (Taf. IV). Dieser Aufschluss zeigt das Purbeckien stark reduziert und das hangende untere Valangien zerklüftet und gequält. An den liegenden, zuckerkörnigen Portlandkalken ist bei der Einmündung des Waldweges in die Gaichterstrasse (H. 590 m) ein Streichen N 35° E und ein Fallwinkel von 60° messbar. Der Verlauf der Transversalverschiebung wird durch eine Depression angedeutet, die von Moränenmaterial erfüllt ist und unvermittelt die obere Portlandbänke durchschneidet. Westlich davon, an der Gaichterstrasse, streicht der Portlandkalk N 52° E bei einem Einfallen von 63°. Ich vermute, dass die nördliche Fortsetzung der Störungszone der Terrainsenke folgt, welche den Wald südlich des Brünnelefeldes durchquert; einen Nachweis hiefür konnte ich leider nicht erbringen (Taf. IV).

Die dritte Transversalverschiebung schneidet die Gaichterstrasse in der Höhe 630 m (Prof. 7, Taf. V). Ausmass und Erstreckung sind nicht beträchtlich. An der Strasse selbst stossen an die N 30° E streichenden Marbre bâtard-Kalke Arziermergel (Lit. 9) und Calcaire roux des verschobenen Schenkeltailes, ohne Änderung der Streichrichtung. Wir befinden uns an dieser Stelle nahe dem Erlöschen der Verschiebung, denn die Verstellung der östlichen Partie ist nur mehr gering. Nach N hin wurden keine Spuren der Bruchlinie mehr gefunden (Taf. IV).

Auf Seite 27 habe ich mitgeteilt, dass die ausgeprägteste sekundäre Mulde der Südflanke, nördlich des Gummenfeldes, in die Tektonik des Gaichtergebietes einbezogen werde. Die Streichrichtung des steilen Nordschenkels weist gegen den bewaldeten Hügel Kleinhölzli, südwestlich der Ortschaft Gaicht. Der Tangentialschub hat dort eine neue, sekundäre Antiklinale aufgeworfen — ich will sie Tschüpeliantiklinale nennen — deren Gewölbescheitelzone im Walde südlich des Mittlerfeldes und Brünnelefeldes nach SW streicht. Das Wies- und Ackerland des Mittlerfeldes und Brünnelefeldes gehört seinerseits einer Synkinalzone an. Gegen die Twannbachschlucht verflächt sich die Aufwölbung wieder und die Mulde von Mittlerfeld und Brünnelefeld geht in eine Flachstufe über, die westlich der Twannbachschlucht ihre Fortsetzung in der Flachstufe von Schernelz besitzt (Prof. 12—15, Taf. V; Taf. I).

In der Zone der maximalen Auffaltung der Kapfantiklinale hat der horizontale Zusammenschub sich auch in der Tschüpeliantiklinale intensiv bemerkbar gemacht: der Mittelschenkel derselben wurde durchschert und es vollzog sich eine Aufschiebung des Südschenkels (Prof. 3—11, Taf. V). Vorausgesetzt, dass die zweite horizontale Transversalverschiebung tatsächlich auch die ganze Tschüpeliantiklinale durchreißt, sich also zu einer Faltenverwerfung entwickelt hat, lässt sich meine Annahme der unvermittelten Durchscherung des Mittelschenkels östlich der Transversalverschiebung, mechanisch gut erklären. Die letztere würde demnach die westliche Grenze der Überschiebungszone bezeichnen; diese letztere wird eben durch die erstere ermöglicht. Der westlich der Querverschiebung gelegene Teil der Tschüpeliantiklinale braucht demzufolge keine Spur der Überschiebung aufzuweisen (Prof. 12—14, Taf. V); zudem klingt die sekundäre Antiklinale ja gegen W aus und wird zu einer schwachen Flexur (Taf. I). Von der Faltenverwerfung nach E dagegen tritt die Überschiebung in Erscheinung, erreicht ihr Maximalausmass bei Tschüpeli und Kleinhölzli, um gegen Gaicht wieder ebenso plötzlich zu verschwinden (Prof. 1—3, Taf. V; Taf. IV). Die mächtige Moränenbedeckung im Gebiete von Gaicht erschwert die Erkenntnis der Unstimmigkeit der Tschüpeliantiklinale. Doch ein Fetzen von zuckerkörnigem oberem Portlandkalk am Wege nach dem Hause Tschüpeli — Streichrichtung N 38° E, Fallen: 25° nach SE (Taf. IV) — sowie das steile südöstliche Einfallen der Fleckenkalkbänke an der Überschiebungslinie beim Kleinhölzli (Prof. 4, 5, Taf. V) beweisen das Vorhandensein dieser Überschiebung.

Merkwürdig sind ihr beschränktes Ausmass und die beidseitige scharfe Begrenzung. Sie besitzt eine Längserstreckung von nur 600 m; trotzdem ist der Betrag der Überschiebung bei Tschüpeli und Kleinhölzli beträchtlich, ist doch bei diesen Lokalitäten die ganze mächtige untere Portlandkalkserie überschoben und zwar unter einem Winkel von 50—65°. Und doch ist die Überschiebung nur eine lokale Erscheinung, die ich als disharmonische Faltung deute, an der die liegenden Kimeridgienschichten sich nicht mitbeteiligen (Prof. 2—11, Taf. V). Der Mergelhorizont des obersten Kimeridgien wird hier als Gleithorizont und Schmiermittel gewirkt haben.

Die bedeutenden tektonischen Anomalien des Gebietes von Twann und Gaicht werden von lokalen Störungen untergeordneter Art begleitet, die genetisch mit ihnen verknüpft sind. Sie stellen disharmonische Faltungsprozesse dar, wie sie durch starken Zusammenschub veranlasst werden.

Am Eingang ins Krostälchen habe ich eine lokale Muldenbildung und einen streichenden Schenkelbruch, mit nachträglicher Aufschiebung beschrieben (S. 39). Diese Störung ist eine Folge des Faltungsprozesses und steht in Zusammenhang mit der ersten der besprochenen horizontalen Transversalverschiebungen, welche sowohl das Kapfgewölbe, wie auch den Südschenkel der Hauptkette in Mitleidenschaft zog. Es liegt eine inkongruente Faltung vor, die die Schichten des obern Valangien, untern Valangien und Purbeckien erfasst hat, wobei die Mergel des letztern als Schmiermittel funktionierten (Prof. 12, Taf. V; Taf. IV).

Östlich der zweiten Transversalverschiebung findet sich an der Gaichterstrasse der schon erwähnte, kleine Aufschluss von zerrüttetem Marbre bâtard, reduziertem Purbeckien und oberem Portlandien (Taf. IV). Das Streichen des letztern ist N 35° E, das Fallen 60° (S. 42). Bei P. 597 m zweigt von der Strasse nach links in den Wald hinein ein Fussweg ab, der in einer deutlichen, Moräne enthaltenden Runse angelegt worden ist. Diese Runse trennt das oben erwähnte untere Valangien von seiner nordöstlichen Fortsetzung. Folgen wir der Strasse in der Richtung Gaicht, so haben wir linker Hand, nach kaum 120 m, einen nochmaligen Unterbruch im untern Valangien. Ganz analog ist auch dieser von sandiger Blockmoräne angefüllt; auch hier ist ein Weg angelegt, der nach Tschüpeli führt, nachdem er sich mit dem Fusswege von P. 597 m vereinigt hat. Nach diesem zweiten Unterbruch im untern Valangien bilden diese die Begrenzung der linken Strassenseite bis zur folgenden Transversalverschiebung. Die Schichtbänke streichen hier N 35° E. Die Gaichterstrasse folgt dem obern Rande der Steilzone des nördlichen Schenkels der Gaichtersynklinale: linker Hand ist das Einfallen der Schichten 35°, rechter Hand jedoch 70—80°. Im Gegensatz zur allgemeinen Streichrichtung der Schichten des Nordschenkels der Gaichtersynklinale steht der dreieckige Valangienfetzen, der im S von der Gaichterstrasse, im W vom Fusswege von P. 597 m nach NE und im E vom Wege nach Tschüpeli begrenzt wird. Er stellt eine flache Mulde dar, deren Muldenaxe ungefähr N-S streicht: die westliche Partie der Valangienbänke streicht N 25° E und fällt mit 40° nach SE, die östliche Partie derselben streicht S 16° E und fällt mit 25° nach WSW (Prof. 8, Taf. V). Die Muldenaxe schneidet demnach die allgemeine Streichrichtung der Schichten unter einem Winkel von ca. 35°. Die beiden begrenzenden Runsen fallen also mit tektonischen Linien zusammen (Taf. IV).

Infolge der Faltung und der Transversalverschiebungen sind in den Schichtverbänden, hauptsächlich aber in den jüngern, kretazischen Schichtserien, Risse entstanden, die durch den fort-dauernden Zusammenschub die Bildung von Überschiebungen begünstigten. Marbre bâtard überschob sich auf Marbre bâtard. Der kleine Valangienfetzen an der Gaichterstrasse, westlich von P. 597, stellt einen liegenden losgetrennten Kalkkeil dar, auf welchen sich die Marbre bâtardschichten der oben erwähnten Mulde aufgeschoben haben. Durch den Vorgang der Überschiebung wurde einerseits der liegende Valangienkeil selbst auf den unterteufenden Purbeckmergeln bewegt und quetschte diese teilweise aus (Prof. 9, Taf. V), andererseits wurden durch die Bewegung die auf diesen Kalkkeil aufgeschobenen untern Valangiensichten zu dieser Mulde geformt (Prof. 8, Taf. V).

Im Wiesengelände südlich von Tschüpeli kann auch im untern Portlandkalk eine Änderung der Streichrichtung beobachtet werden. Die allgemeine Streichrichtung des Fleckenkalkes im Kleinhölzli, wie auch im Walde südlich Tschüpeli beträgt N 45° E. In dem mit Gras bewachsenen, zwischenliegenden Stücke biegen die Fleckenkalkbänke des Hügels Kleinhölzli nach S aus in die Streichrichtung N 25° E. Die Streichänderung weist auf eine tektonische Störung hin (Taf. IV). Leider stellt sich die Moränenbedeckung der Untersuchung hindernd in den Weg. Eine schwache, süd-nördlich verlaufende Terrainsenke deutet wohl die Richtung der Störung an. Ich vermute, dass bei der beschriebenen Schuppung des untern Valangienkalkes der Druck auf die liegenden Schichten so kräftig wurde, dass die Bewegung auf die tiefern Portlandhorizonte übersprang und in diesen ebenfalls eine Schuppung auslöste, die die Überschiebung des Kleinhölzli reaktivierte. Sie wäre die Kompensation der südlich gelegenen Marbre bâtardschuppung, für deren Fortsetzung nach E tatsächlich keine Anhaltspunkte mehr zu finden sind.

Zusammenfassung. Die Tangentialbewegung hat bei Twann im S der ältern Seekette die jüngere Kapfantiklinale geformt, die ihre Selbständigkeit jedoch nach kaum 2 km Erstreckung wieder einbüsst, indem sie im Südschenkel der Hauptkette ausklingt (Junkerholz). Die kräftige Antiklinalbildung war auch für die Gestaltung des Seekettesüdschenkels im Abschnitte Twann-Gaicht von Bedeutung. Die durch den Faltungsprozess verursachten Spannungen lösten eine Serie von horizontalen Transversalverschiebungen aus, die die gegenseitige, innige tektonische Koaptation zwischen Kapfantiklinale und Seekette-

südschenkel herstellten. Die Gefolgschaft lokal begrenzter, disharmonischer Faltungen und Überschiebungen hat ihrerseits die feinere Gestaltung des Gebietes moduliert. Auch die Fältelung des kretazischen Kapfsüdschenkels ist in diese Gruppe tektonischer Anomalien zu stellen, immerhin mit dem Unterschiede, dass die auslösende Ursache ein präglacialer oder interglacialer Kreidebergsturz gewesen ist.

Ueber die Entstehung der sog. Hauterivientaschen am linken Bielerseeufer.

Die Überreste des Kreidemantels der Seekette zeigen am Bielerseeufer merkwürdige, lokale Lagerungsstörungen: jüngere, kretazische Schichten finden sich zwischen Valangienkalk geschaltet. Diese anormalen Lagerungsverhältnisse sind mit dem Namen Hauterivientaschen bezeichnet worden. Die Frage nach ihrer Entstehung und ihrem Alter hat im Laufe der Jahre verschiedene Geologen beschäftigt, deren Untersuchungen ebenso viele Lösungsmöglichkeiten der Frage ergaben. Im folgenden Kapitel wird versucht, die wichtigsten Resultate über das Taschenproblem in geschichtlicher Reihenfolge zusammenzustellen.

A. Bisherige Untersuchungen über die Hauterivientaschen.

Lehrer HISELY in Neuenstadt hat erstmals in den 60er Jahren bei Ligerz diese eigentümlichen Lagerungsverhältnisse in der untern Kreide wahrgenommen. Durch ihn wurden GILLIÉRON und J.-B. GREPPIN auf die Erscheinung aufmerksam gemacht.

GILLIÉRON entdeckte des fernern die Taschen im Ruselsteinbruch. Seine Beobachtungen hat er im Jahre 1869 veröffentlicht (Lit. 24, S. 104—105). Er betrachtete die Hauterivezwischen-schaltungen im Zusammenhang mit der Bildung der Siderolith-taschen. Die Taschen seien der Eocaenzeit angehörende, durch Thermalquellen im Kalkstein ausgelaugte Spalten und Höhlungen, welche nachträglich von Hauterivienmergel angefüllt wurden, sofern sie nicht schon von den Auflösungsrückständen des Kalksteines erfüllt gewesen seien.

J.-B. GREPPIN (Lit. 19, S. 249—251) macht speziell auf die steile Lage der Valangiensichten dem Seeufer entlang aufmerksam; von ihnen hätten sich Fetzen losgelöst, wären abgeglitten und hätten die Hauteriviemergel überschoben. Er

erwähnt speziell die Taschen östlich Ligerz und an der Tessenbergstrasse.

Die Frage der Bildung der Hauterivientaschen wurde erst wieder im Jahre 1888 aufgegriffen (Lit. 30, S. 166—168). Damals besuchte die schweizerische geologische Gesellschaft das Gebiet des linken Bielerseeufers. ROLLIER vertrat die Ansicht, die Hauterivienmergel hätten sich in submarin-erodierte Höhlen des untern Valangien abgelagert, deren Bildung in die Limonizeit (oberes Valangien) falle. SCHARDT wollte ihre Entstehung zurückführen auf das Abgleiten von Hauterivienfetzen in Spalten des untern Valangien, welche letztere ein Produkt der Faltung darstellen. Er wurde von ISCHER und LANG unterstützt, die noch speziell auf die eigenartige Fauteuilbildung der Kreideschichten aufmerksam machten, die eine solche Dislokation erleichtern würden. RENEVIER verwies auf die Möglichkeit, dass diese Einschaltungen „Kolonien“ seien, also vorläufige Hauteriveansiedlungen zur Valangienzeit.

In einer spätern Publikation bekennt sich ROLLIER (Lit. 32, S. 125, 138—144) zur Ansicht von GILLIÉRON, wonach die Bildung der Hauterivientaschen in enger Beziehung mit der Bildung des Terrain sidérolitique stehen soll. Sickerwasser und z. T. Thermalwasser hätten die Limonitkalke des obern Valangien, das untere Hauterivien und die Pierre de Neuchâtel umgearbeitet zum gelben und roten Bolus der Bohnerzformation. Die Hauterivientaschen betrachtet ROLLIER nunmehr als diejenigen Punkte, an denen die Umarbeitung des Materials zu Bolus unterbunden und verhindert wurde.

Im Jahre 1895 erschien eine Arbeit von BAUMBERGER (Lit. 4, 5), welche sich mit dem Problem beschäftigt. Es werden darin zwei neue Taschen angeführt, eine westlich, die andere östlich des Ruselsteinbruches. Die Bildung der Taschen wird der erodierenden Tätigkeit des Oberflächenwassers zugeschrieben, das die steilstehenden Schichten längs den Schichtflächen von oben nach unten angriff. Die Füllung habe durch Wassertransport stattgefunden und zwar vor Ablagerung des Cenoman, da letzteres in der Füllmasse nicht vertreten sei. Diese bestehe jedoch aus älterem Material, vornehmlich Hauteriviemergel und Blöcken von Calcaire roux. BAUMBERGER hat dann vor Abschluss seiner Arbeit mit SCHARDT die Aufschlüsse nochmals besucht, worauf als Resultat ihrer Untersuchungen folgendes festgestellt wurde: die eingelagerten Hauteriviemergel zeigen keine sekundäre Schichtung, wie sie in eingeschwemmtem Material unbedingt auftreten müsste. Die Fossilien

sind nicht gerollt, sondern stecken im ursprünglichen Gestein. Nirgends konnte aber auch eine allmähliche, transgredierende Überlagerung von Hauterivemergel auf unteres Valangien festgestellt werden, was für eine normale Ablagerung von Hauterivien in Erosionsnischen gedeutet werden könnte. Der Kontakt ist schroff und plötzlich, mit gegenseitiger Verzahnung; der Valangienkalk ist an den Kontaktstellen abgerundet, geschliffen und geschrammt. Die Mergel dringen apophysenartig in Risse und Vertiefungen des Kalkes, als ob sie hineingepresst worden wären. Die Mergeleinlagerungen zeigen geradlinige und sich kreuzende Blätterdurchgänge, wie sie gepressten Mergeln zukommen. Des fernern fand sich in der Tasche, am östlichen Ende des Dorfes Ligerz, an der Basis der Hauterivemergel und im Valangien eine Dislokationsbreccie. Die Folgerungen aus den Beobachtungen führten SCHARDT und BAUMBERGER zum Schlusse, diese anormalen Lagerungsverhältnisse einer tektonischen Ursache zuzuschreiben, indem Hauterivienfetzen zur Zeit der Gebirgsbildung in Höhlungen des untern Valangienkalkes hineingerutscht seien und nachher noch zusammengepresst wurden.

Diese Beobachtungsergebnisse wurden in einer späteren Publikation von den beiden Autoren ergänzt und ausgebaut (Lit. 42, 43). Jede einzelne Hauterivientasche erfährt eine detaillierte Untersuchung; jeder ist eine Liste der Fossilfunde beigegeben. Als von besonderer Bedeutung für die Entstehung der Taschen wird die knieförmige Abbiegung (fauteuil) des Seekettesüdschenkels angesehen. Des fernern beschäftigt sich die Arbeit eingehend mit der strukturellen Veränderung der Mergeleinlagerungen, die als Folge der mechanischen Zusammenpressung angesehen wird. Die Blätterdurchgänge der Mergel entsprechen Gleitflächen, die eine Keilstruktur bedingt haben. Am Kontakt mit dem einschliessenden Valangienkalk sind die Mergel durch die starke Pressung blättrig geworden; die Kontaktfläche des Valangienkalkes ist uneben, abgerieben und lässt Gleitflächen erkennen. Von neuem wird ganz besonders auf das Auftreten von Dislokationsbreccien hingewiesen. Die Autoren kommen zum Resultat, folgende Entstehungsweise anzunehmen: Die Hauterivienmergel (eventuell auch oberes Valangien) seien abgeglitten in klaffende Längsspalten des untern Valangienkalkes, die bei der Bildung der knieförmigen Abbiegung der Schichten entstanden seien. Bildung und Füllung der Hauterivientaschen hätten demnach während der Auffaltung der Seekette stattgefunden. Für die geschlossenen Taschen wird nachgewiesen, dass nach der Füllung der Spalte

eine Partie von höher gelegenem Valangienkalk durch Abgleiten die Öffnung der Hauterivientasche verschlossen hat.

Im Jahre 1898 erschien ROLLIER's Deuxième Supplément à la description géologique de la partie jurassienne de la feuille VII (Lit. 33). Der Verfasser widmet wiederum den Hauterivientaschen ein besonderes Kapitel (S. 63—72). Seinen früher geäußerten Anschauungen (Lit. 32) stimmt er nicht mehr zu. Besonders aber tritt er den Ausführungen von SCHARDT und BAUMBERGER entgegen. Er beschäftigt sich jedoch in seiner Mitteilung nur mit der Entstehungsart der Hauterivientaschen, ohne auf deren Alter näher einzutreten. Das Hauptargument gegen die Schardt-Baumberger'sche Auffassung liefere die Form der Taschen. Wenn diese klaffenden bei der Faltung entstandenen Längsspalten entsprechen würden, müssten sie eine beträchtlichere Länge in der Streichrichtung der Schichten besitzen. Zudem müssten sie sich auch in andern Gebieten finden lassen, wo die Neigung der Schichten ebenso stark ausgeprägt sei. Er hält an seiner früher geäußerten Ansicht fest, dass die Taschen auf Erosionstätigkeit zurückzuführen seien, analog den Siderolithaschen, ohne jedoch ihre Bildungszeit mit derjenigen der Bolus-taschen zu identifizieren. Die Breccien seien keine Dislokationsbreccien, vielmehr handle es sich nur um Verwitterungsmaterial. Auch die Gleitflächen und Rutschspiegel scheinen ihm nicht beweisend für mechanische Bildungsweise; solche können überall in den gefalteten Schichten auftreten. Diese Ansicht vertritt ROLLIER auch in der Notiz „Les surfaces de roches polies et striées par dislocations“ (Lit. 35). Das Phänomen der Hauterivientaschen sei übrigens nicht auf das linke Bielerseeufer beschränkt, vielmehr lassen sich solche Taschen auch im St. Imiertal, bei La Chaux-de-Fonds, Le Locle und an andern Orten feststellen.

Eine neue Hypothese stellte dann STEINMANN im Jahr 1899 auf (Lit. 53). Für ihn hängt die Bildung der Hauterivientaschen von äussern Einflüssen ab. Die Verknüpfung mit dem Faltungsprozess, wie das SCHARDT und BAUMBERGER annehmen, wird verneint. Dem Autor scheinen die durchaus oberflächlichen, intensiven Lagerungsanomalien mit ihrem lokal-begrenzten Auftreten nicht in Einklang zu stehen mit der geringen Faltungsintensität der Seekette. Desgleichen wird die Ansicht, die geschlossenen Taschen seien durch nachträgliches Abgleiten von Valangienkalkfetzen entstanden, verworfen: Da die Bildung der Taschen in die Zeit der Jurafaltung verlegt werde, also in die Zeit, in welcher der mächtige Molassekomplex die kretazischen und jurassischen Gesteine noch überlagerte, sei ein Dislokations-

vorgang, wie ihn SCHARDT und BAUMBERGER annehmen, unter der Molassedecke kaum denkbar. Hätte er tatsächlich stattgefunden, so müsste er auch an andern Orten nachzuweisen sein. Es bestehe nun aber gerade die merkwürdige Tatsache, dass die Hauterivientaschen auf das linke Bielerseeufer beschränkt seien, auf ein Gebiet, das im Bereiche der letzten alpinen Vereisung und in einem besonders ausgezeichneten Bezirke derselben liege. STEINMANN erklärt sich das Taschenphänomen durch Eisdruck. Der Rhoneeisstrom habe in der letzten Glacialzeit den südlichen Abhang der Seekette eingedrückt, wodurch Knickungen entstanden seien, welche ihrerseits radiale Längsspalten und Abhübe im Valangienkalk verursachten. Der wachsende Eisdruck habe hierauf die Hauterivienmergel in die Spalten hineingepresst. Das Fehlen von glacialem Füllmaterial sei leicht erklärlich; die Taschen seien eben schon von plastischen Hauteriviemergeln vollgestopft gewesen.

Durch den Abbau der Cementmergel des Hauterivien in der Grube von Cressier wurde ein im Mergel steckender Cenomanfetzen blossgelegt. SCHARDT hat die Lagerungsverhältnisse untersucht (Lit. 45, 46 S. 62). Die Lagerungsstörung wird erklärt durch das Abgleiten eines Fetzen von Cenomankalk (Rotomagien) in die normale Hauteriviencombe. Das Cenoman sei an dieser Stelle transgressiv auf Hauteriviemergel und oberes Valangien abgelagert worden und habe dieselben vor der Denudation geschützt. Nach der Auffaltung der Schichten wirkte der Schutz weiter, doch habe die Denudation sonst überall die normale Hauteriviencombe gebildet, in welche das Cenoman infolge der Steilstellung mit einem Teil der liegenden Hauterivienmergel hineinrutschte. Bei der Bewegung wurde ein Fetzen von oberem Valangien mitgerissen, der sich über das Cenoman legte. Auch bei „Bellevue“, zwischen Cressier und Landeron-Combe, erfolgte eine Gleitung der Pierre de Neuchâtel auf den liegenden Hauteriviemergeln, infolge Einwirkung der Schwerkraft auf die steilstehenden Schichten. Der Dislokationsvorgang bei der Bildung dieser Cenomaneinlagerung, und derjenigen bei der Bildung der Hauterivientaschen seien identisch.

Bei Besprechung des Programms für die Exkurion der Schweizerischen geologischen Gesellschaft im Sommer 1899 betont SCHARDT (Lit. 46, S. 60—61) von neuem den tektonischen Charakter der Hauterivientaschen, die durch Abgleiten von Hauterivienfetzen in Höhlungen des Valangienkalkes entstanden seien. Die Taschen selbst seien durch das Eindringen der ab-

gleitenden Mergel klaffend geworden, z. T. aber auch durch Erosion vorher gebildet worden.

Am 6. April 1902 erfolgte im Steinbruch Goldberg bei Vingelz eine Rutschung. ROLLIER und JUILLERAT (Lit. 37, S. 59—68) besuchten die Stelle kurze Zeit nach dem Vorfall und entdeckten eine Tasche in analoger tektonischer und stratigraphischer Lage, wie die Hauterivientaschen. An der Zusammensetzung des Füllmaterials beteiligten sich ausser Hauterivemergel in hervorragendem Masse das Cenoman und Albien. Das letztere ist hauptsächlich durch Phosphoritknollen und phosphoritisierte Fossilien charakterisiert. Dazu gesellen sich zahlreiche, kleine und grosse Blöcke von oolithischem und spätig-glaukonitischem Hauterivienkalk. Diese Materialien liegen in mehr oder weniger stark zersetzten und oxydiertem bolusartigem Lehm, wie er für die Siderolithfacies eigentümlich ist. Die Tasche ist unzweifelhaft durch Auslaugung entstanden, wie jede andere Bolustasche. Die Untersuchungsergebnisse zusammenfassend wird einmal mehr darauf hingewiesen, welche wichtige Rolle die Kreideschichten als Lieferanten der Terra-rossamaterialien der Bohnerzformation spielen. Die gleiche Ansicht vertritt ROLLIER noch in zwei weiteren Publikationen (Lit. 39, 38, S. 293—294). Das Füllmaterial der Albientasche, wie auch der zahlreichen Hauterivientaschen sei unzertrennlich mit der Siderolithbildung verbunden, mit dem Unterschiede, dass die Umwandlung des Taschenmaterials zu Bolus in den Hauterivientaschen unterbunden worden sei. Damit werde aber auch die Zurückführung des Taschenphänomens auf mechanische Vorgänge hinfällig.

In einer Arbeit über die Kreidebildungen auf dem Tessenberg und im Jorat erwähnt BAUMBERGER im Jahre 1903 (Lit. 10) zwei neue Taschen. Die eine befindet sich in einem kleinen Steinbruche auf Pâturage-dessus westlich von Prêles und stellt eine Limonitkalktasche dar in schwach NW-fallenden untern Valangienbänken. Das einschliessende Valangien zeigt keine Gleiterscheinungen, und normale Mergelhorizonte sind nicht zu beobachten, die eine Parallelverschiebung von Schicht auf Schicht ermöglicht hätten. Bei der Bildung dieser Tasche scheint das tektonische Moment nicht in Frage zu kommen: denn in schwachgeneigten Schichten kann eine Gleitbewegung nicht stattfinden. — Die andere Hauterivienmergelzwischen-schaltung wird von der Strasse im Jorat angeschnitten. Nach ihrer tektonischen Lage liegt sie in den starkgeneigten untern Valangienbänken des Spitzbergsüdschenkels.

In den „Mélanges géologiques sur le Jura neuchâtelois et les régions limitrophes“ veröffentlicht SCHARDT 1905 eine ergänzende Mitteilung zum Taschenphänomen (Lit. 49, S. 81—98). Vor allem verwirft er die Hypothese von STEINMANN. Dagegen spreche das vollständige Fehlen von Gletschermaterial. Die Entstehung der Taschen falle in präglaciale Zeit. Die früher geäußerten Ansichten werden aufrecht erhalten. Die Taschen werden teilweise als Erosionshöhlen, teilweise als Schichtabhübe gedeutet. — In einer Profilserie vom Jahre 1915 (Lit. 46) zeichnet SCHARDT Erosionsnischen im untern Valangienkalk, in welche die Hauterivienmergel nachträglich hineingeglitten seien. — Besonders beweiskräftig für diesen Mechanismus seien die Taschen bei Ligerz („Holzplatz“), in der Haslen ob Twann (Tessenbergstrasse) und östlich Vuntelen, welche den anormalen Kontakt zwischen liegenden und hangenden verrutschten Valangienbänken, die Gleitflächen und die Reibungsbrecce besonders schön zeigen. Die Bildung der Taschen falle in die Zeit der Jurafaltung; die Taschen brauchen unter sich nicht gleichaltrig zu sein, immerhin seien sie alle präglacial. SCHARDT erklärt also das Taschenphänomen mit Felsrutschung. Die anormalen Lagerungsverhältnisse seien in diesem speziellen Falle die Folge von Gleitungen und verursacht durch die Wirkung der Schwerkraft auf Schichtpakete, welche infolge der Erosion in labile Gleichgewichtslage gebracht wurden. Allgemein gesprochen können anormale Lagerungsverhältnisse wohl ähnliches Aussehen und verwandtschaftliche Züge aufweisen, ihre unmittelbare Ursache und ihr Bildungsprozess könne jedoch von den verschiedenartigsten Umständen abhängig sein. So beobachtete SCHARDT an zwei Stellen an der Bahnlinie „aux Fahys“ bei Neuenburg in die Hauteriviencombe eingesunkene Schichtköpfe der hangenden Pierre de Neuchâtel; die Erscheinung wird als Folge der Erosion und Untergrabung der Schichtbänke gedeutet, wobei das Eigengewicht der Kalksteine diese zum Abbrechen brachte. Zwischen den beiden Stellen findet sich im Hauterivienkalk ein durch Erosion entstandenes Kamin, das von rotem und braunem, mergelig-lehmigem Albien, vermengt mit Rotomagien- und Hauterivienkalkblöcken erfüllt wird. (Die Tasche ist heute infolge Abbaues für die Verbreiterung des Bahnhofareals von Neuenburg verschwunden). Wahrscheinlich sei das Füllmaterial in die Aushöhlung der Pierre de Neuchâtel hineingestürzt. Das Kamin sei während einer der Kontinentalperioden, die dem Cenomanmeere und dem Miocaenmeere folgten, entstanden. Seine Decke sei unter dem Gewichte der auflastenden

transgredierenden Cenoman- und Albienschichten eingebrochen, wobei Cenoman und Albien in die Aushöhlung stürzten. Eine analoge Entstehungsart dürfe auch für die von BAUMBERGER beschriebene Limonitkaltasche von Prêles angenommen werden. — In der gleichen Arbeit werden ergänzende Mitteilungen über die Hauterivientaschen von Ligerz, Vuntelen, Steinbruch Rusel, Pasquart bei Biel und der Tasche zwischen Rusel und Bahnübergang „Schlössli“ gemacht. Diese Taschen gehören zu den geschlossenen Hauterivieneinschaltungen. Der Mechanismus ihrer Bildungsweise sei besonders schön zu sehen: Abgleiten von Hauterivemergel und Calcaire roux-Blockmaterial in Aushöhlungen und nachträglicher Schluss der Tasche durch einen Marbre bâtarddeckel.

Eine weitere eingehende Betrachtung erfährt die Streitfrage in ROLLIER, Troisième supplément à la description géologique de la partie jurassienne de la feuille VII (Lit. 41, S. 1—20). Die Genesis der Hauterivientaschen am Bielerseeufer ist kein Problem für sich, sondern bildet einen Bestandteil des Gesamtproblems der Herkunft und Bildungsart der anormalen Neocomlagerungen im Juragebirge überhaupt. Die Albientasche in der Combe des Epines, die Hauterivientaschen am Bielerseeufer, im St. Immortal und bei La Chaux-de-Fonds, wie auch die Neocom- und Albientaschen im Goldberg, bei Fuet und Lengnau, sowie die Füllung der Taschen aux Fahys (Neuenburg) und bei Hauterive, werden vom Autor zu den Siderolithbildungen gerechnet. Das Füllmaterial aller dieser Taschen zeige alle Zustände und Übergänge der Zersetzung und Aufarbeitung bis zur Umwandlung in den eigentlichen Bolus. Damit ist die Entstehung der Taschen fixiert, bezüglich ihres eocaenen Alters, bezüglich der Korrosion der Höhlungen und bezüglich des zur Siderolithformation gehörenden Füllmaterials. Die tektonischen Merkmale: Frictionsbreccie, Rutschschrammen, Harnische und Gleitflächen, welche für SCHARDT die Beweise für mechanische Bildung der Taschen darstellen, seien ebenso gut im einschliessenden Gestein zu finden und haben sich während der Jurafaltung gebildet; sie stehen infolgedessen in keiner Beziehung zum Füllungsprozess der Hauterivientaschen, der älter sei als die Faltung.

Eine neue Deutung des Taschenproblems gibt ALB. HEIM in der Vierteljahresschrift der naturforschenden Gesellschaft in Zürich (Lit. 21, S. 611—620) und im I. Bande der „Geologie der Schweiz“ (Lit. 22, S. 608—609). Er erklärt die Beobachtungen von SCHARDT für zutreffend und betont, dass die anormalen Lagerungsverhältnisse ausschliesslich zwischen Va-

langien einerseits und unterem Hauterivien andererseits auftreten; sowohl älteres Gestein (Portlandien und Kimeridgien), wie auch jüngeres Material (Hauterivienkalk, Urgonien, mittlere und obere Kreide, Bohnerz und Glacialschutt) fehlen vollständig in der Füllmasse. Auch er bestreitet die Verschwemmung der taschenfüllenden Hauteriviemergel, diese zeigen vielmehr Knetstruktur. Aus diesen Gründen sei eine Verknüpfung der Hauterivientaschen mit der Bohnerzformation, wie sie ROLLIER annahme, nicht möglich. Ferner besitzen die Hauterivientaschen keine Formähnlichkeit, noch irgend welche Verbindung mit dem Bildungsprozess der Bohnerztaschen. Obwohl also HEIM's Beobachtungen mit denen von SCHARDT übereinstimmen, divergieren die Ansichten der beiden Autoren doch in der Deutung des Problems. Die Bildung der Taschen und die Füllung derselben mit Hauterivienmergel sind für HEIM zwei verschiedene Vorgänge, die nicht durch denselben Dislokationsvorgang erklärt werden können, vielmehr gehören die beiden zwei verschiedenen Epochen der Erdgeschichte an. Die Lücken im Valangienkalk seien Höhlen, Schlote und Taschen, die durch unterirdische Wassergerinne während der Eocaenzeit entstanden seien. Ein Anfüllen derselben durch Terra-rossa sei wegen den überlagernden Hauterivienmergeln nicht möglich gewesen. Die Herbeiziehung der zahlreichen Rutschflächen als Beweise einer rein mechanischen Entstehung sei unmöglich; denn, rauhstreifige Rutschflächen, die durch Bewegung von Kalk auf Kalk hervorgerufen werden, kommen in jedem dislozierten Kalkstein vor — auf Schichtfugen, Querbrüchen und Dislokationsbreccien — unabhängig von den Taschen. In diesen treten sie nur zufällig und lokal an der Grenze zwischen Valangien und eingeschaltetem Hauteriviemergel auf. Von den rauhstreifigen Rutschflächen werden die Abrundungen, Glättungen und schwachen Streifen an den Wandungen des einschliessenden Valangienkalkes, sowie an den im Mergel auftretenden Blöcken scharf unterschieden. Diese sind entstanden durch das Hineinpressen der Hauterivienmergel in die zur Eocaenzeit gebildeten Höhlungen des Valangienkalkes. Dieser Vorgang sei jedoch nur möglich gewesen in einem geschlossenen Gebirge, unter der gewaltigen, auflastenden Molassedecke und habe sich im Gebirgsinnern während der postmio-caenen Jurafaltung abgespielt. Die von SCHARDT angeführten Dislokationsbreccien werden als Höhlenschutt gedeutet. — Auch der Ansicht, die Hauterivientaschen seien zu deuten als Felsschlipfe in frei an der Oberfläche des Gebirges entstandene Erosionsnischen, wie sie die Profile von SCHARDT aus den

Jahren 1899—1915 darstellen, tritt HEIM entgegen. Er macht geltend, dass auch die Unterseite der Deckel Korrosionsflächen aufweisen. Des fernern müssten die Nischenwänden durch Temperaturwechsel mechanisch gesplitterte Flächen besitzen, tatsächlich aber zeigen die meisten Korrosionsspuren. Äussere Abrutschungen würden auch schwerlich einen lückenlosen Verschluss der Taschen verursacht und Auflösung der abrutschenden Valangienkalkfetzen in Bergsturstrümmern zur Folge gehabt haben. In der Tat hätten diese aber ihren Zusammenhang bewahrt. Unerklärlich wäre überdies die Tatsache, dass in den Nischen keine älteren und jüngeren Gesteine auftreten. Auch sei nicht einzusehen, warum ein solcher Vorgang auf das linke Bielerseeufer beschränkt, im übrigen Juragebirge aber fehlen sollte. HEIM fasst seine Anschauung über das Taschenproblem in folgendem Satze zusammen: „Hauterivienmergel durch postmiocaene Dislokation im Gebirgsinnern, sind eingepresst worden in Höhlungen des unterliegenden, schon vorher (wahrscheinlich eocaen) durchkarsteten Valangienkalkes.“

Aus dem Literaturstudium ergibt sich, dass die Ansichten über diesen Fragenkomplex stark divergieren. Ich wage es, mich an der Diskussion zu beteiligen, weil es mir geglückt ist, neues Beobachtungsmaterial zu sammeln. Um Wiederholungen in der Beschreibung der einzelnen Taschen zu vermeiden, werde ich mich nur mit denjenigen beschäftigen, in denen ich neue Beobachtungen habe machen können.

B. Beschreibung der Hauterivientaschen.

I. Hauterivientasche im Goldberg zwischen Biel und Vingelz.

Sie findet sich etwa 160 m östlich vom verlassenen Steinbruch Goldberg, unmittelbar an der Bahnlinie. Schon GILLIÉRON (Lit. 24) hat sie gezeichnet. Eine Profilskizze der Tasche findet man in der Arbeit von SCHARDT und BAUMBERGER (Lit. 42, 43).

Die Darstellung der Lagerungsverhältnisse, wie sie SCHARDT in seinen Zeichnungen gibt, kann ich im Allgemeinen bestätigen; im Einzelnen habe ich einige kleine Korrekturen anzubringen. Es betrifft dies vor allem die verrutschten Bänke des untern Valangien (Fig. 6: No. 3 und 4), die sich auf dem grünlich-grauen und rostgelbgefleckten, knolligen untersten Mergelkalkhorizont des Valangien bewegt haben. Diese Bänke sind in der obern und untern Partie des Aufschlusses in eine Blockmasse aufgelöst, bestehend aus gelben, oolithischen und weiss-

lichen Kalkblöcken, vermenget mit Brocken von Mergel und gelbem Mergelkalk (Fig. 6: No. 3). Das Ganze ist wirr durcheinander geknetet und wird von zahlreichen Rutschflächen und Schrammen, sowie Kalzitharnischen durchzogen. In der mittleren Partie dagegen ist die Schichtung erhalten geblieben, die Kalkbänke sind intakt, ohne irgendwelche Zerrüttung

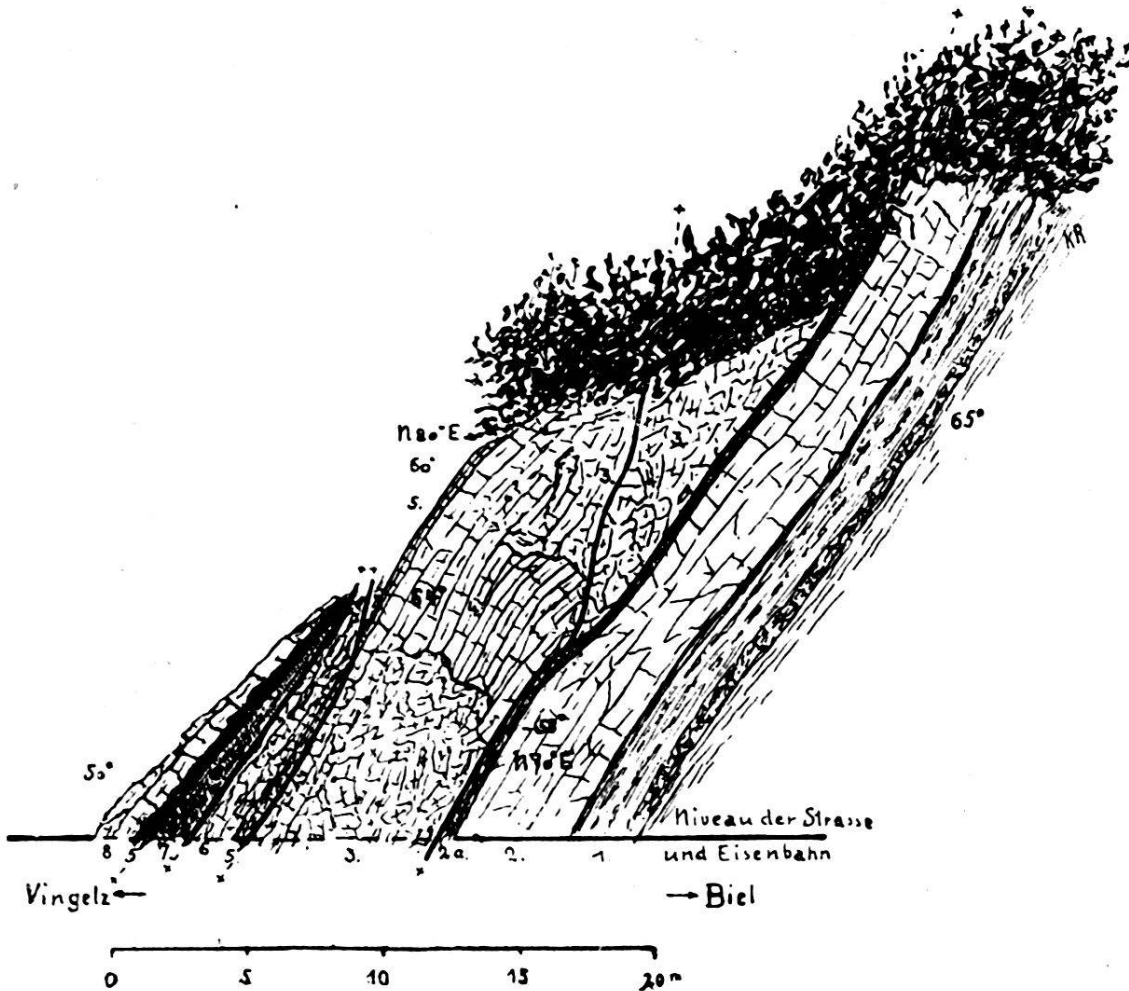


Fig. 6. Tasche im Goldberg bei Biel.

1. Purbeckien. 2. Unt. Kalk des Valangien. 3. Verrutschte, in Blockmasse aufgelöste Valangienkalke. 4. Verrutschte zusammenhängende Valangienkalkschichten. 5. Mittlere Mergel des unt. Valangien. 6. Verrutschte Valangienblockmasse. 7. Hauterivienmergel. 8. Verrutschter oberer Kalk des Marbre bâtarde.

(Fig. 6: No. 4). Die Messung der Streichrichtungen der Kalkbänke beidseitig der Gleitfläche ergibt eine Richtungsdifferenz von 10° ; die intakten Gesteinsbänke (No. 2) streichen $N 70^\circ E$, die verrutschten (No. 4) dagegen $N 80^\circ E$; ein bedeutender Unterschied für unmittelbar aufeinander folgende Schichtbänke einer normalen Sedimentationsserie. Er lässt sich nur durch Bewegung von Schicht auf Schicht erklären. Der Gesteinshorizont No. 5 der Figur stellt die Mergel und Mergel-

kalke mit *Toxaster granosus* und *Terebratula valdensis* des Marbre bâtard dar. Sie haben eine zweite Gleitung ermöglicht. In ihrer oberen Partie ist die Schichtung ebenfalls mehr oder weniger erhalten, doch sind ihre Schichtflächen von Rutschstreifen und Harnischen bedeckt. An der Bahnlinie jedoch vermengen sie sich mit der hangenden, verstürzten Masse von gelben oolithischen Kalken, Mergelkalken, grauen und gelben Mergeln (Fig. 6: No. 6). Über diesen dislozierten Horizont glitten verquetschte Hauterivienmergel (No. 7), die ihrerseits von verrutschtem Valangienkalk (No. 8) überlagert werden, an dessen Basis noch Spuren des Mergelkalkhorizontes (No. 5) zu finden sind.

Gleiterscheinungen sind auch im Valangien der östlichen Wand des Goldbergsteinbruches zu beobachten. Die obere Partie der Kalkbänke verrutschte auf steil 80° SE-fallenden Purbeckschichten. Deutlich ist das tektonische Auskeilen des obersten grünlichgrauen und gelben Mergelhorizontes der Purbeckserie zu sehen. Die untere Partie der Marbre bâtard-Bänke dagegen ist knieförmig verbogen. Zwischen bewegte und verbogene Kalkmasse zwängt sich eine schmale Zone zerrütteter, brecciöser Kalkbrocken, die den Verlauf der Gleitfläche anzeigt. Immerhin ist die Bewegung nicht gross, die Dislokation ist in ihrem Anfangsstadium stecken geblieben und hat die vollständige Durchscherung der untern Valangien-schichten nicht erzwingen können, doch zeigen die beiden Teile der Kalkmasse verschiedene Streichrichtung: dislozierte Zone: N 70-bis 80° E, verbogene Zone: N 60° E.

II. Hauterivientasche zwischen Bahnübergang „Schlössli“ und Steinbruch im Rusel.

Diese Tasche wird erstmals 1894 erwähnt von BAUMBERGER in der Arbeit „Über die geologischen Verhältnisse am linken Bielerseeufer“ (Lit. 4, 5). Detailliertere Angaben mit Zeichnungen enthalten die Arbeiten von SCHARDT und BAUMBERGER (Lit. 42, 43), von ROLLIER (Lit. 53) und die ergänzenden Mitteilungen über das Taschenproblem von SCHARDT (Lit. 49).

Die Tasche ist eine Erosionscaverne im untern Valangienkalk (Fig. 7). Eine deutliche Aufschubung der Valangienkalkbänke auf die Füllmasse der Tasche ist im westlichen Teil des Aufschlusses nicht zu beobachten. Umso besser ist eine Rutschung in der östlichen Partie festzustellen (Fig. 8), deren Folgen in den Felsen, der Strasse entlang nach E, auf

gut 100 m Länge zu sehen sind: überall ist der untere Teil zerrüttet, nirgends ist eine Schichtung wahrnehmbar, in auffallendem Gegensatz zu den gut geschichteten Bänken der hangenden Felspartie. Auch hier ergeben sich Abweichungen in der Streichrichtung übereinanderliegender Sedimentationshorizonte. Im Wege unmittelbar über der Tasche beträgt die Streichrichtung der Marbre bâlard-Schichten $N 45^{\circ} E$, die

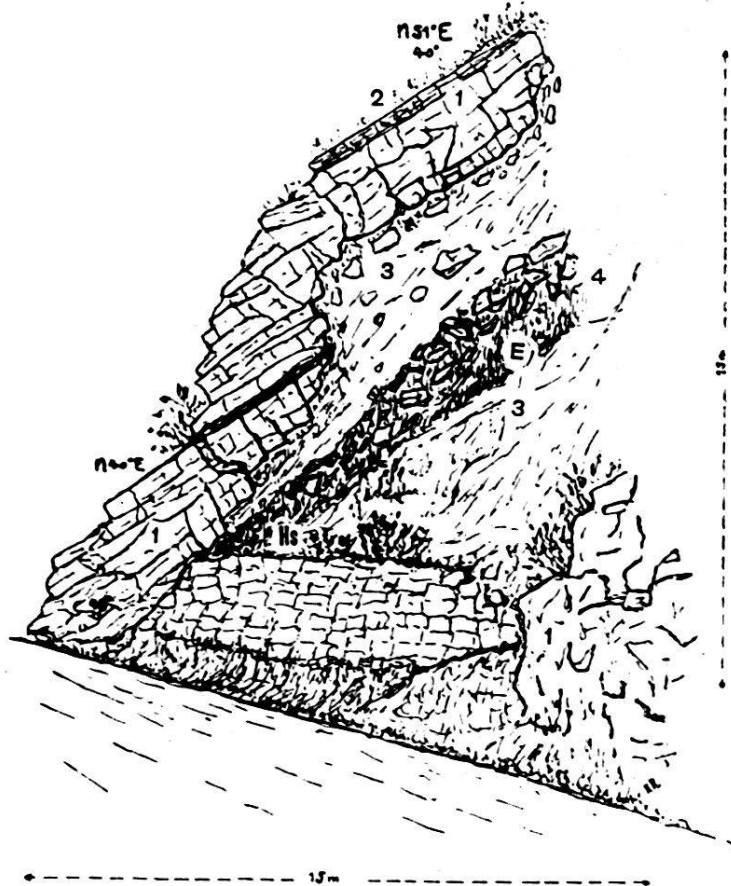


Fig. 7. Tasche südwestlich vom Bahnübergang „Schlössli“; SW-Teil des Aufschlusses.

1. Marbre bâlard. 2. Oolith. gelber Mergelkalkhorizont des untern Valangien. 3. Hauterivienmergel. 4. Brecciöser Horizont von Marbre bâlard, oberm Valangien, Hauterivien-spatkalk (Hs) mit Glacialgeschiebe (E).

Kalkbänke des Taschenschlusses, die dem gleichen Horizont angehören, streichen $N 51^{\circ} E$ und an der Kantonsstrasse ist das Streichen $N 40^{\circ} E$.

Von ganz besonderem Interesse ist die Zusammensetzung und die Anordnung des Füllmaterials. Die Hauptmasse liefert das fossilreiche untere Hauterivien (Fig. 7 und 8: No. 3). In dieses eingeknetet finden sich: zahlreiche grössere und kleinere Marbre bâlard-Blöcke, viel Limonitkalk und Calcaire roux (Fig. 8: No. 5), Blöcke von rostgelbem bis braunem, spätigem,

glaukonitischem Hauterivienkalk (Fig. 7 und 8: No. 4) und ein faustgrosses Glacialgeschiebe (Fig. 7: E in No. 4), das vermutlich aus alpinem Dogger stammt. Die Verteilung dieser Bestandteile in den Hauteriviemergeln ist nicht regellos, sondern in Zonen angeordnet. Eine solche zerteilt die Mergelmasse in Form eines 60—80 cm mächtigen, brecciösen Horizontes (Fig.

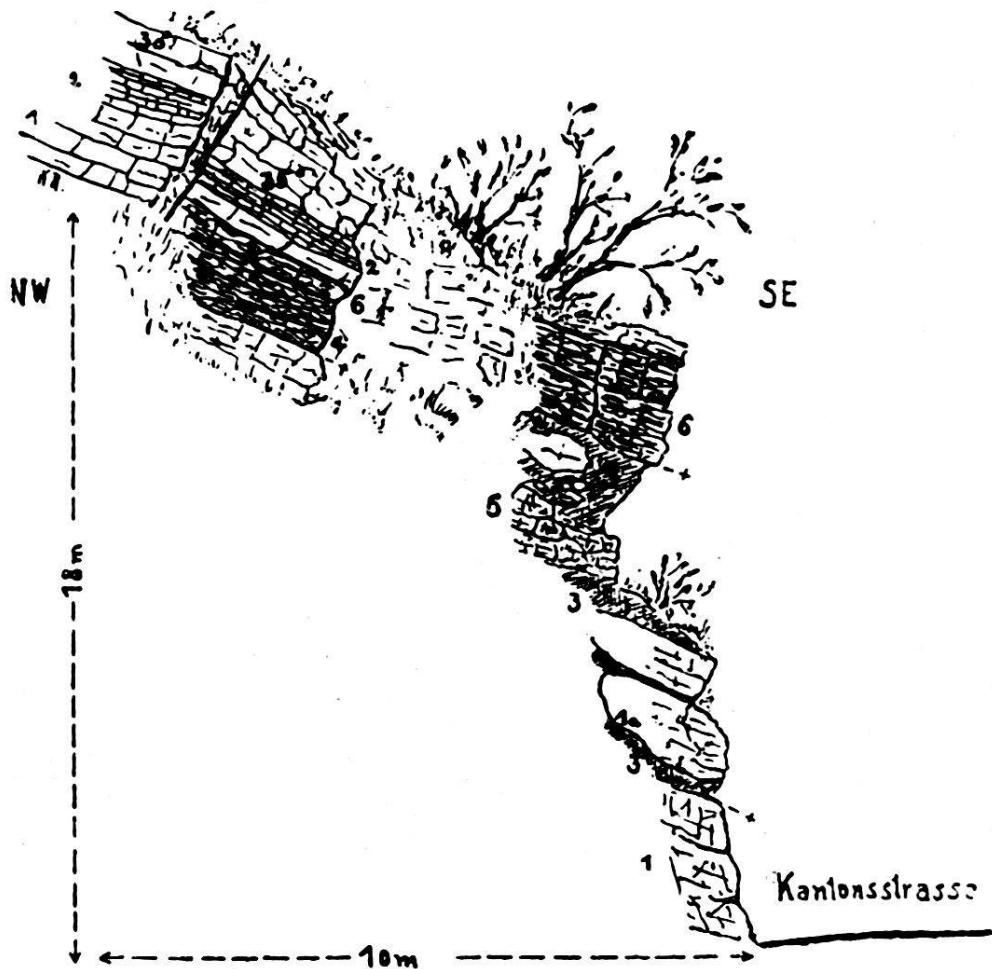


Fig. 8. Tasche südwestlich vom Bahnübergang „Schlössli“; NE-Teil des Aufschlusses.

1. Marbre bâtard. 2. Oolith. gelber Mergelkalkhorizont des Marbre bâtard. 3. Hauterivienmergel. 4. Brecciöser Horizont von Marbre bâtard, oberem Valangien, Hauterivienspatkalk. 5. Horizont von Calcaire roux-Blöcken. 6. Horizont von verkitteten, eckigen Valangien-Kalktrümmer.

7 und 8: No. 4) bestehend aus Marbre bâtard, Limonitkalk und Calcaire roux, Hauterivienspatkalk; in ihr lag das Glacialgeröll. Sie gehört in der westlichen Taschenpartie (Fig. 7) zum tiefern Teil des Füllmaterials, steigt ostwärts an, sodass sie in der östlichen Taschenpartie (Fig. 8) in den obern Teil des Füllmaterials zu liegen kommt. Besonders die östliche Taschenseite gewährt einen Einblick in die zonare Anordnung der Hauterivienmergel (Fig. 8: No. 3), welchen zwischenge-

schaltet sind: eine Blockmasse von fast ausschliesslich Calcaire roux (Fig. 8: No. 5) sowie zerrüttete Marbre bâtard-Schichten (Fig. 8: No. 1a). Die Zone von Hauterivekalk (Fig. 8: No. 4) wird überlagert von einem 30 cm messenden Horizont von verkitteten, eckigen untern Valangienkalkstücken (Fig. 8: No. 6), welche in der Taschenpartie über der Strasse auch die Hauterivemergel überdeckt, hier aber in einer Mächtigkeit von 2 m. Vorwiegend dieser Horizont weist zahlreiche Rutschflächen auf und ist nach E der Strasse entlang verfolgbar

III. Hauterivientaschen im Steinbruch Rusel.

Aus der Vergleichung des heutigen Zustandes mit den Zeichnungen von ROLLIER (Lit. 33) und von SCHARDT und BAUMBERGER (Lit. 42, 43) ergeben sich wesentliche Veränderungen. So ist z. B. die Tasche der östlichen Steinbruchwand vollständig abgetragen worden. Dafür fand ich mitten in der Grube, am Fusse der abgebauten Valangienkalke, im knolligen grau- und gelbgefleckten Mergel- und Mergelkalkhorizont des untersten Marbre bâtard durcheinander geknetet: Bruchstücke der bunten Purbeckbreccie, dunkle Purbeckmergel, rosafarbene und gelbe oolithische Valangienblöcke, Limonitkalk und gelbe Hauterivemergel. In letztern sammelte ich *Toxaster complanatus* und *Rhynchonella multiformis*.

Die mächtigste Hauterivieneinschaltung im untern Valangien des Bielerseegebietes überhaupt findet sich in der westlichen Steinbruchwand (Fig. 9); sie ist auf eine Länge von 55 m der Beobachtung zugänglich. In der Skizze von BAUMBERGER (Lit. 42, 43) sind zwei Taschen gezeichnet; allerdings wird im Texte die Möglichkeit, es handle sich nur um eine Tasche, nicht von der Hand gewiesen. Ich stehe nicht an, hier nur eine Tasche anzunehmen. In der obern, nördlichen Taschenpartie erreichen die eingelagerten gelben und graublauen Hauterivemergel eine Mächtigkeit bis zu 4 m; sie füllen hier fast ausschliesslich die Aushöhlung im Marbre bâtard und enthalten zahlreiche Fossilien. Nur vereinzelte Blöcke von unterem und oberem Valangien sind in der Mergelmasse eingebettet. In der südlichen Taschenpartie dagegen dominieren das untere und obere Valangien. Die Hauterivemergel füllen bloss die Klüfte, Spalten und Hohlräume zwischen den stark zerrütteten Kalkmassen aus. Die Verteilung des Valangien lässt deutlich eine zonare Wechsellagerung zwischen verwitterbarem Calcaire roux und Limonitkalk einerseits (mit *Terebratula valdensis* de Lor. und

Pholadomya Scheuchzeri Ag.) und Marbre bâtardblockhorizonten andererseits erkennen.

Der ganze Komplex der kompakten Marbre bâtardkalkbänke, welcher die Hauterivienmergel überlagert, ist stark zerrüttet; in der mittleren Taschenpartie sogar in Fetzen aufgelöst, welche in den Hauterivienmergeln zu schwimmen scheinen (Fig. 9). Ausserhalb der grossen Tasche lassen sich überhaupt im Steinbruche zahlreiche sich kreuzende Rutschflächen konstatieren, die durch Verschiebungen und Verwerfungen der

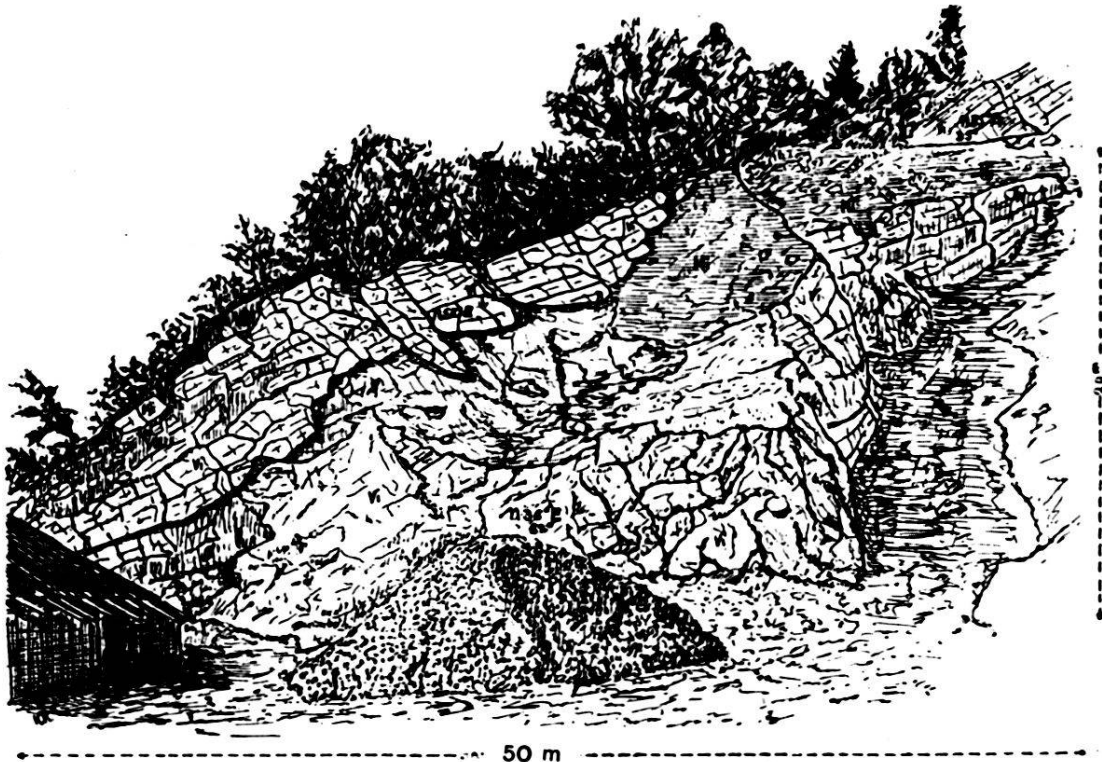


Fig. 9. Tasche im Steinbruch Rusel.

Vi. Marbre bâtard. Vs. Oberes Valangien. Hi. Hauterivienmergel. S. Schutt.
R-R. Rutschfläche.

Valangiensichten hervorgerufen sind. Es muss demnach eine kräftige Zerrüttung des Gebietes stattgefunden haben, die übrigens auch durch die häufige Änderung der Streichrichtung angezeigt wird. So ergaben die Messungen für die Schichten der westlichen Steinbruchwandung folgende Zahlen: nördliche obere Partie: N 55° E; mittlere Partie: Marbre bâtard im Liegenden der Hauterivienmergel: N 36° E, im Hangenden der Hauterivienmergel: N 58° E; Valangien am „Franzosenweg“ und an der Kantonsstrasse: N 36° E.

IV. Hauterivientasche zwischen den Steinbrüchen im Rusel und Vuntelen.

In der obern Partie dieser Tasche fand ich als Liegendes der Hauterivienmergel, jedoch ebenfalls zum Füllmaterial gehörend, eine Zone von weissem, feinoolithischem Kalk. Er gehört der linsenförmigen Einlagerung des Marbre bâtard an, die von BAUMBERGER am „Franzosenweg“, also ungefähr 60 m über der Tasche, als anstehend erwähnt wird (Lit. 8) und weder im Ruselsteinbruch, noch an der Kantonsstrasse gefunden werden konnte (S. 11). Es handelt sich hier ebenfalls um Einlagerung von ortsfremdem Gestein. Dann zeigen sich auch hier wieder Unterschiede in der Streichrichtung der hangenden gegenüber den liegenden Kalkbänken: Streichen des liegenden Valangien an der Kantonsstrasse N 37° E, Fallen 46°; Streichen des Valangienkalkdeckels N 55° E, Fallen 40°. Zudem lassen die Valangienkalke östlich der Tasche, unmittelbar an der Strasse auf 10 m Länge, eine starke Zerrüttung erkennen.

Eine Eigentümlichkeit dieser Hauteriveeinlagerung, die auch in derjenigen im Pasquart bei Biel beobachtet werden kann, ist zuerst von Herrn Prof. SCHARDT festgestellt worden. Nämlich das Auftreten von zwei Marbre bâtardkalkmassen innerhalb der eingelagerten Hauterivemergel. Es handelt sich um losgebrochene Kalksteinmassen, die nacheinander in die Mergel abglitten, bevor der definitiv schliessende Deckel von Marbre bâtard sich in Bewegung setzte.

V. Hauterivientasche im Steinbruch Vuntelen.

Eine kleine Hauterivienmergeleinlagerung zeigt sich in den Marbre bâtardbänken am obern Rande des Steinbruches Vuntelen (Fig. 10). Eine 2 m mächtige, 3 m breite Mergelschicht von gelbem und grauem unterem Hauterivien, mit den typischen Faciesfossilien: *Rhynchonella multiformis* und *Terebratula acuta*, lagert auf einer Schichtfläche des mit 40° nach SE-fallenden untern Valangien der Steinbruchwandung (Fig. 10: No. 2). Marbre bâtard bildet auch die westliche Taschenwand (Fig. 10: No. 1), die zahlreiche Rutschschrammen parallel dem Einfallen der Schichten aufweist. Die Mergel zeigen an der Kontaktfläche mit dem Kalkstein blättrige Struktur und schmiegen sich allen Unebenheiten der Kalkwand an. Sie werden durchzogen von sich kreuzenden Kalzit-harnischen. Die östliche Taschenwand ist nicht mehr vorhanden;

wahrscheinlich ist sie durch den Steinbruchbetrieb zerstört worden, wie überhaupt der Aufschluss das Relikt einer früher ausgedehnteren Hauterivieneinlagerung darstellt. Eine scharfe Trennungsfläche scheidet die Hauterivienmergel von der auflastenden Würmmoräne (Fig. 10: No. 3).

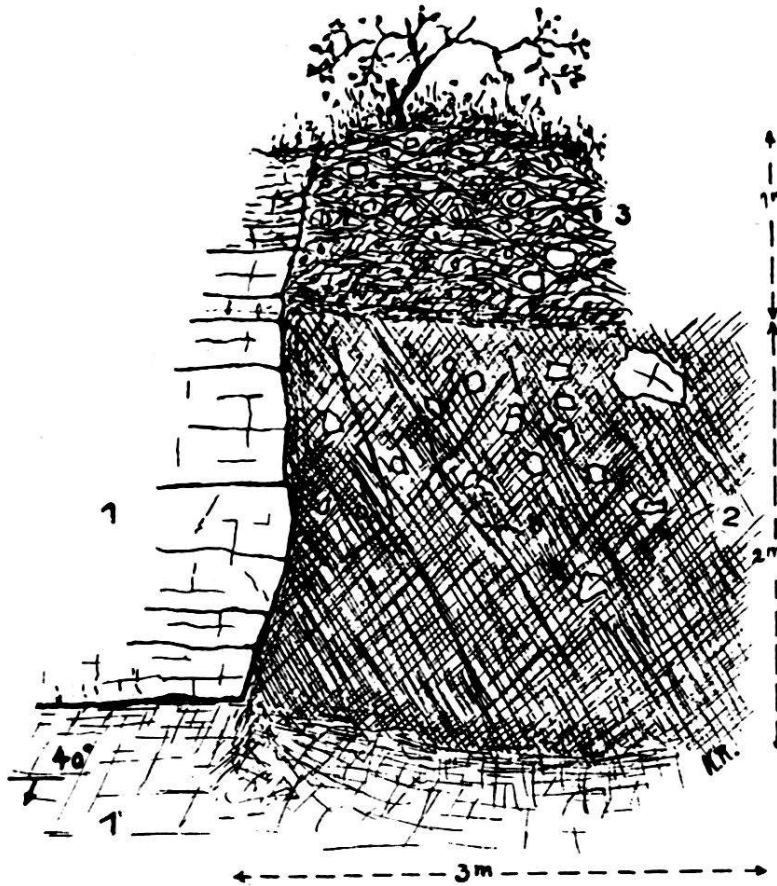


Fig. 10. Tasche im Steinbruch Vuntelen.

1. Unteres Valangien. 2. Gelbe und graue Hauterivienmergel. 3. Würmmoräne.

VI. Hauterivientaschen zwischen Vuntelen und Alfermée.

Die zwei Taschen liegen an der Kantonsstrasse, unmittelbar östlich von Alfermée, in einem gegenseitigen horizontalen Abstände von 50 m und reichen bis an den Eisenbahneinschnitt hinunter. Sie weisen verschiedene wechselseitige Beziehungen auf, sowohl in ihrer stratigraphischen, wie tektonischen Lage: in beiden liegt das Hauterivien auf dem Mergelhorizont mit *Pterocera Jaccardi* des untersten Valangien (Fig. 11: No. 2) und beide sind von der gleichen Valangienkalkmasse eingedeckt (Fig. 11: No. 5). Offenbar verdanken sie ihre Entstehung ein und demselben mechanischen Vorgang.

Verschiedenheiten zeigen sich jedoch im Füllmaterial. In der östlichen der beiden Taschen (Fig. 11 c) besteht dasselbe aus einer Anhäufung von Blöcken des Marbre bâlard, Calcaire roux und Limonitkalkes, die bis 50 cm Durchmesser erreichen; glaukonitischen, spätigen Hauterivienkalkstücken und Mergeln mit *Rhynchonella multiformis*; und gelblich-weißen, faustgrossen Bruchstücken von Cenomankalk. Der Aufschluss ist klein und der Kontakt mit dem einschliessenden

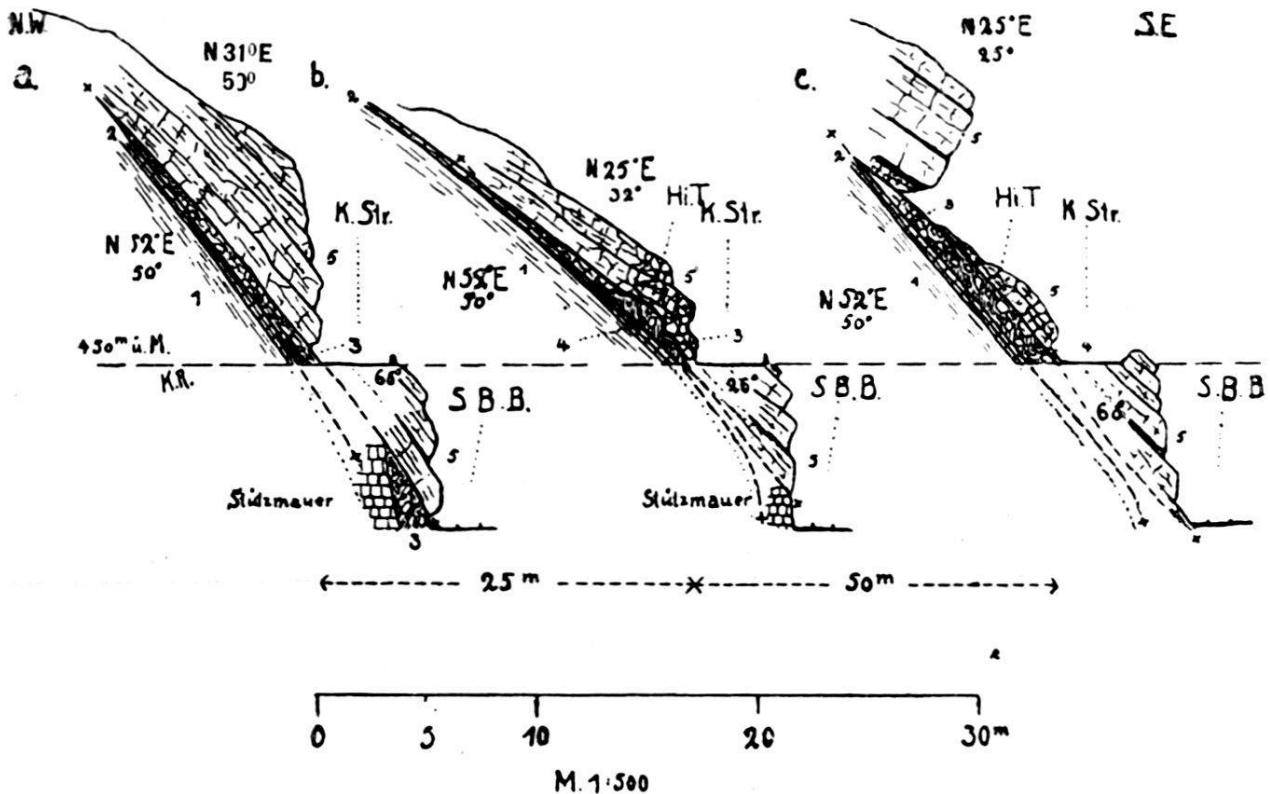


Fig. 11. Taschen bei Alfermée.

1. Purbeckien. 2. Unt. Valangienmergel mit *Pterocera Jaccardi*. 3. Brecciöse Mergel und Kalke des unt. Valangien, ob. Valangien, Hauterivienmergel, Hauterivienkalk, bei c) Cenomankalk (Rotomagien). 5. Verrutschter Marbre bâlard.

Marbre bâlard nicht deutlich sichtbar. Von dem Valangien-deckel (Fig. 11: No. 5) sind nur noch Reste vorhanden. Sie sind stark zerrüttet, lassen aber noch eine gewisse Schichtung erkennen.

Das Füllmaterial der westlichen Tasche an der sog. „Nasenfluh“, bei der Wirtschaft „Laube“ in Alfermée (Fig. 11 b), besteht ausschliesslich aus Hauteriviemergeln mit *Rhynchonella multiformis*, die Marbre bâlard- und Limonitkalkblöcke einschliessen. Hier ist eine deutliche Auflagerung von unteren Hauterivien auf eine Schichtfläche des untern Va-

langienmergelhorizontes zu konstatieren. Durch einen Ausbruch in den hangenden Kalksteinbänken ist in der Felswand eine Nische entstanden, die einen Einblick in die Tasche gewährt, und gleichzeitig eine Fossilfundstelle in den fossilreichen untern Valangienmergeln blosslegt. ROLLIER gibt im Deuxième Supplément (Lit. 33) auf Seite 69 die Skizze einer Hauterivientasche im westlichen Teil der Nische. Danach wäre die mit gelben Neocommergeln angefüllt, die *Trigonia caudata* führen. Ich habe dort weder Hauterivemergel, noch Fossilien finden können. Dagegen ist im östlichen Nischenteil eine taschenförmige, 80 cm starke Partie von unterem Hauterivien mit *Trigonia caudata*, *Rhynchonella multiformis* und *Terebratula acuta* aufgeschlossen. Die hangenden untern Valangienkalkbänke (Fig. 11: No. 5) sind im oberen Teil der Nische gut geschichtet, an der Kantonsstrasse jedoch in eine brecciöse Kalksteinmasse mit Gleitflächen und Rutschschrammen umgewandelt. Auch die westliche Nischenwand, (Fig. 11 a), in einer Mächtigkeit von gut 10 m, besteht aus einer, von Gleitflächen durchsetzten, verkitteten Blockmasse, verrutscht auf den unterteufenden untern Valangienmergeln. Ähnliches ist an der Bahnlinie zu beobachten: in der Taschenzone zeigen sich besonders kräftige Gleiterscheinungen (Kalk auf Mergel oder auf Kalk). Überall wird die Felsbewegung dokumentiert durch die Änderung der Streichrichtung: Streichen des Mergelhorizontes mit *Pterocera Jaccardi* im ganzen Areal der beiden Aufschlüsse: N 52° E, Fallen 50°; Streichen der verrutschten hangenden Marbre bâtardschichten: N 25—31° E, Fallen 35—70°.

VII. Limonitkalktaschen beim Bahnhof von Tüscherz und „Auf der Fluh“, westlich Tüscherz.

Seite 25 wurde auf den Unterbruch im Kreidemantel zwischen Alfermée und Tüscherz, sowie bei der Lokalität „Auf der Fluh“ (westlich Tüscherz) hingewiesen. Es wurde dort darauf aufmerksam gemacht, dass in dieser Region alle Bedingungen zur Auslösung von Felsschlipfen erfüllt werden: Übergang der stabilen Lage eines Kalkgesteinkomplexes in die labile Lage infolge Erosion und daraus resultierender Unterbrechung der Kontinuität des Mantels, Steilstellung der Schichten, Anwesenheit von unterteufenden Mergelschichten (Purbeckien), die als Gleithorizont und Schmiermittel funktionieren (S. 8 und 25). Unter diesen Bedingungen haben sich die beiden bis jetzt noch nicht beschriebenen Limonitkalktaschen an der Kantonsstrasse bei Tüscherz gebildet, von denen sich die eine

250 m östlich vom Bahnhof Tüscherz, die andere westlich von Tüscherz, in den Felsen „Auf der Fluh“ befindet. Beiderorts stossen Purbeckien und oberes Portlandien ans Seeufer vor, und beiderorts ist das zwischengeschaltete Material Calcaire roux und Limonitkalk; aber die stratigraphische Lage der Taschen ist verschieden: die östliche Tasche liegt in Purbeck-schichten, die westliche dagegen in unterem Valangienkalk.

Durch den Felsschliff vom 15. April 1903 (S. 8) wurden die Purbeckenschichten auf 100 m längs der Kantonsstrasse blossgelegt; so wurde die Limonitkalkeinlagerung der Beobachtung zugänglich (Fig. 12). Sie befindet sich unmittelbar neben dem östlichen Stützpfiler, der erbaut wurde, um weitere

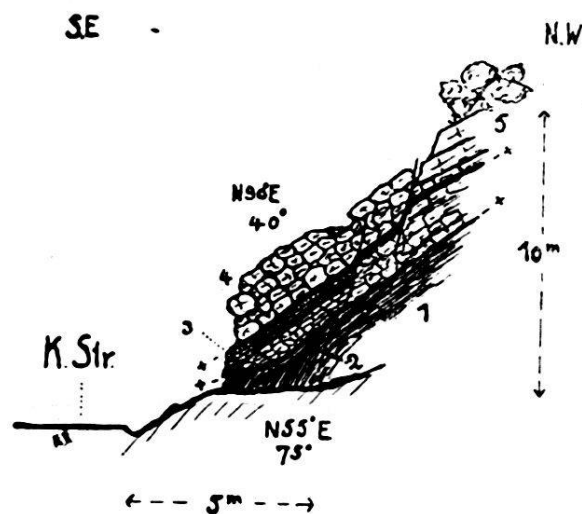


Fig. 12. Tasche beim Bahnhof Tüscherz.

1. Graue, gelbgefleckte Purbeckienmergel. 2. Dünnbankiger, gelber Calcaire roux.
3. Blättrige, graue und rötliche Purbeckienmergel mit Kalkbank. 4. Zerrüttete untere Valangienkalkmasse.

Felsschliffe zu verhindern. Das Liegende bilden graue, rostig-gelb gefleckte Purbeckienmergel, die in kubische Stücke zerfallen und N 55° E streichend, mit 75° nach SE fallen (Fig. 12: No. 1); aufgeschlossen sind 2 m. Darauf liegt eine geknetete, 70 cm mächtige Masse von dünnbankigem, gelbem Calcaire roux (Fig. 12: No. 2); die liegenden Mergel quellen an der Kontaktfläche unter dem Valangienfetzen hervor. Das Hangende ist eine 80 cm messende Schicht von blättrigepressten grauen und rötlichen Mergeln mit einer 20 cm dicken Kalksteinbank (Fig. 12: No. 3); typisches Purbeckien, das von zwei kleinen Verwerfungen durchschnitten und nach oben ausgequetscht ist. Das Purbeckien wird überlastet von 3—4 m unterem Valangienkalk; seine Schichtung ist infolge Gleitbewegung zerrüttet:

die Kalke haben sich in eine Blockmasse aufgelöst (Fig. 12: No. 4).

Es liegen hier ähnliche Verhältnisse vor, wie sie von SCHARDT in der Zementgrube von Cressier beobachtet wurden (Lit. 45). Ein Fetzen von oberem Valangien ist in die Purbeckmergel hineingestürzt, wie dort ein solcher von Cenomankalk in das untere Hauterivien. Bei einem später erfolgten Felsschlipf schob sich hierauf der Marbre bâtard darüber. Die Purbeckienserie beim Bahnhof Tüscherz zeigt überaus deutliche Fältelung, Stauchung und Auswalzung der Mergelbänkchen, Knickung und Zerreiſung der Kalksteinschichten.

Ein solcher Felsschlipf führte auch zur Bildung der Limonitkalktasche im Marbre bâtard der Felsen „Auf der Fluh“. Auch hier hat der Unterbruch im Kreidemantel die Vorbedingung für die Dislokation geschaffen. Die Valangienfluh weist überall Merkmale der Gleitbewegung auf. Die Mergelhorizonte sind stellenweise ausgewalzt, stellenweise infolge Stauchung verdickt; die Kalksteinschichten zerklüftet und von Rutschflächen durchzogen, die oft von Reibungsbreccien begleitet werden. Die markanteste derselben ist am „Fluhwegli“, in unmittelbarer Nähe der Kantonsstrasse, zu sehen. Eine 4 m mächtige Marbre bâtardkalksteinmasse wird von den liegenden Kalkschichten durch eine Schicht klümperige, gelbfleckige Mergel getrennt, die prächtige Gleitflächen aufweist und im untern Teil brecciös ausgebildet ist. Diese Mergelschicht entspricht wahrscheinlich den mittleren Mergeln des untern Valangien. Die Lagerungsverhältnisse an dieser Stelle veranschaulicht Fig. 21 in der Arbeit über die Hauterivientaschen von SCHARDT und BAUMBERGER (Lit. 43). In der westlichen Fortsetzung dieses Gleithorizontes beobachtete ich linker Hand des „Fluhwegli“ das verrutschte obere Valangien mit *Terebratula valdensis*, aufruhend auf brecciösen Kalken des untern Valangien und auf gelben Mergeln, die ihrerseits von normalgeschichteten untern Valangienkalken unterteuft werden. Am „Fluhwegli“ streichen die liegenden Bänke N 30° E, die hangenden N 45° E. Auch in den obern Felspartien der Fluh zeigen sich ähnliche Streichanomalien.

VIII. Hauterivientasche im Engtale des Jorat.

Diese Hauterivientasche ist schon in der Arbeit von BAUMBERGER „Über die Kreidebildungen auf dem Tessenberg und im Jorat“ erwähnt (Lit. 10). Herr Dr. ANTENEN in Biel hatte die Freundlichkeit, mir die Lage der Tasche näher zu be-

schreiben, sodass mir das Auffinden derselben erleichtert wurde. Sie wird von der Verbindungsstrasse des Vallon d'Orvin mit der Montagne de Diesse ungefähr im ersten Drittel des Engtales (Höhe 840 m) angeschnitten. Zwischen steil 70—80° SE-fallende, helle, gelbgefleckte Kalke des untern Valangien des Spitzbergsüdschenkels schalten sich 80 cm untere Hauterivienmergel mit *Toxaster complanatus* und *Terebratula acuta*. Die Tasche liegt im untern Kalksteinkomplex des Valangien, wie sich aus der tektonischen Lage des mittleren Mergelhorizontes mit *Toxaster granosus* erkennen lässt, der ungefähr 100 m östlich an derselben Strasse blossgelegt ist. Die Lagerungsanomalie ist hier nicht so deutlich wahrnehmbar wie bei den Hauterivientaschen am Südschenkel der Seekette; durch die Strassenanlage ist vermutlich der grössere Teil der Hauteriveinschaltung abgebaut worden, sodass nur noch spärliche Reste von diesen Lagerungsanomalien Kunde geben.

IX. Uebrige Hauterivientaschen.

Schliesslich sind noch fünf weitere Hauterivientaschen zu erwähnen, die in den Arbeiten von SCHARDT und BAUMBERGER über die Hauterivientaschen (Lit. 42, 43) und in den ergänzenden Mitteilungen über das Taschenproblem von SCHARDT (Lit. 49) eingehend beschrieben worden sind. Es sind die Taschen im Pasquart bei Biel, in der Kros nördlich Twann, in der Haslen nördlich Twann, bei „la Baume“ und beim Holzschuppen des Herrn Schmidlin bei Ligerz.

C. Mechanismus der Taschenbildung.

Meine Beobachtungen im Felde haben in mir den Gedanken zur Reife gebracht, die Entstehung der Taschen sei mit *Felsschlipfen* in Zusammenhang zu bringen. In der Tat müssen solche zu interglacialer Zeit im Gebiete des linken Bielerseeufers eine ganz bedeutende Rolle gespielt haben. Zahlreiche Umstände stratigraphischer und tektonischer Art vereinigen sich hier um Gleitbewegungen in den Kreideschichten vorzubereiten. Sie schufen die Grundlage der Bewegungen, während deren Auslösung der Erosionstätigkeit gut geschrieben werden muss.

Das Bielerseegebiet hat wiederholt im Bereiche von Transgressionen gelegen (Portland- und Neocomzeit). Dementsprechend charakterisiert sich das Purbeckien durch seine vorwiegend mergeligen sandigen Ablagerungen (S. 8), die

untere Kreide durch den häufigen Wechsel von Mergeln, Mergelkalken und zoogenen Kalken (S. 10, 11). Diese, zwischen die Kalksteinschichten geschalteten Mergelhorizonte, sowie die mergelige Purbeckserie sind typische Gleithorizonte und funktionieren als Schmiermittel. In tektonischer Hinsicht sind die Undulationen des Südschenkels von Wichtigkeit, die ihrerseits eine starke Zerklüftung der Kalksteinschichten verursachten. Im Übrigen weist die geographische Lage der bis jetzt bekannten Taschen auf Beziehungen des Taschenphänomens zum tektonischen Bau der Seekettesüdflanke: Sie finden sich ausschliesslich in der Steilzone des Antiklinalschenkels, und zwar gerade an den Stellen, die dank den lokalen Lagerungseigentümlichkeiten als Rutschgebiete prädestiniert sind.

Eine wichtige und ausschlaggebende Rolle spielte die Denudation. Das Bielerseegebiet war dreimal dem Regime der abtragenden Kräfte unterworfen. Erstmals in vorcenomaner Zeit, ein zweites Mal während der Eocaenzeit und ein drittes Mal vom Pontien bis auf den heutigen Tag. Das Resultat war Abtrag der Molasse, intensive Zerstückelung des Kreidemantels, und verursachte eine so weitgehende Schwächung desselben, dass die geneigten Kreidesedimente in eine mehr oder weniger labile Lage gebracht wurden. Die geringste Störung des Gleichgewichtes musste ein Abgleiten bewirken.

Vorhandensein von Mergelbänken, Steillage der Schichten und deren Zerklüftung, sowie weitgehende Denudation sind die Umstände, die hier Gleitungen von Schicht auf Schicht ausserordentlich begünstigen.

Die unmittelbare Ursache war jedoch die interglaciale Erosion, wodurch tiefgelegene Teile des Antiklinalschenkels blossgelegt und so den höhergelegenen die natürliche Stütze entzogen wurde. In der langdauernden Interglacialzeit nach den ersten beiden Eiszeiten ist in unserm Gebiete zum ersten Male eine bedeutende Vertiefung der Täler möglich gewesen. Darauf folgte die Überflutung des Rhonegletschers der grössten Vereisung (Riss), dessen Schmelzwasser die Relikte von Hauterivien und Cenoman durchtränkten und für Rutschungen vorbereiteten. Unmittelbar nach dem Rückzuge des Gletschers sind diese Relikte dann abgeglitten. Bei diesem Vorgang füllte ein Teil des verstürzten Materials die Erosionsnischen des Marbre bâtard an. Infolge der erneut einsetzenden Erosion wurden nun auch Kalkbänke des untern Valangien für Felschlipfe vorbereitet. Dadurch, dass diese sich dann ereigneten, kam da, wo Fetzen von Hauterivienmergel und Bruchstücke

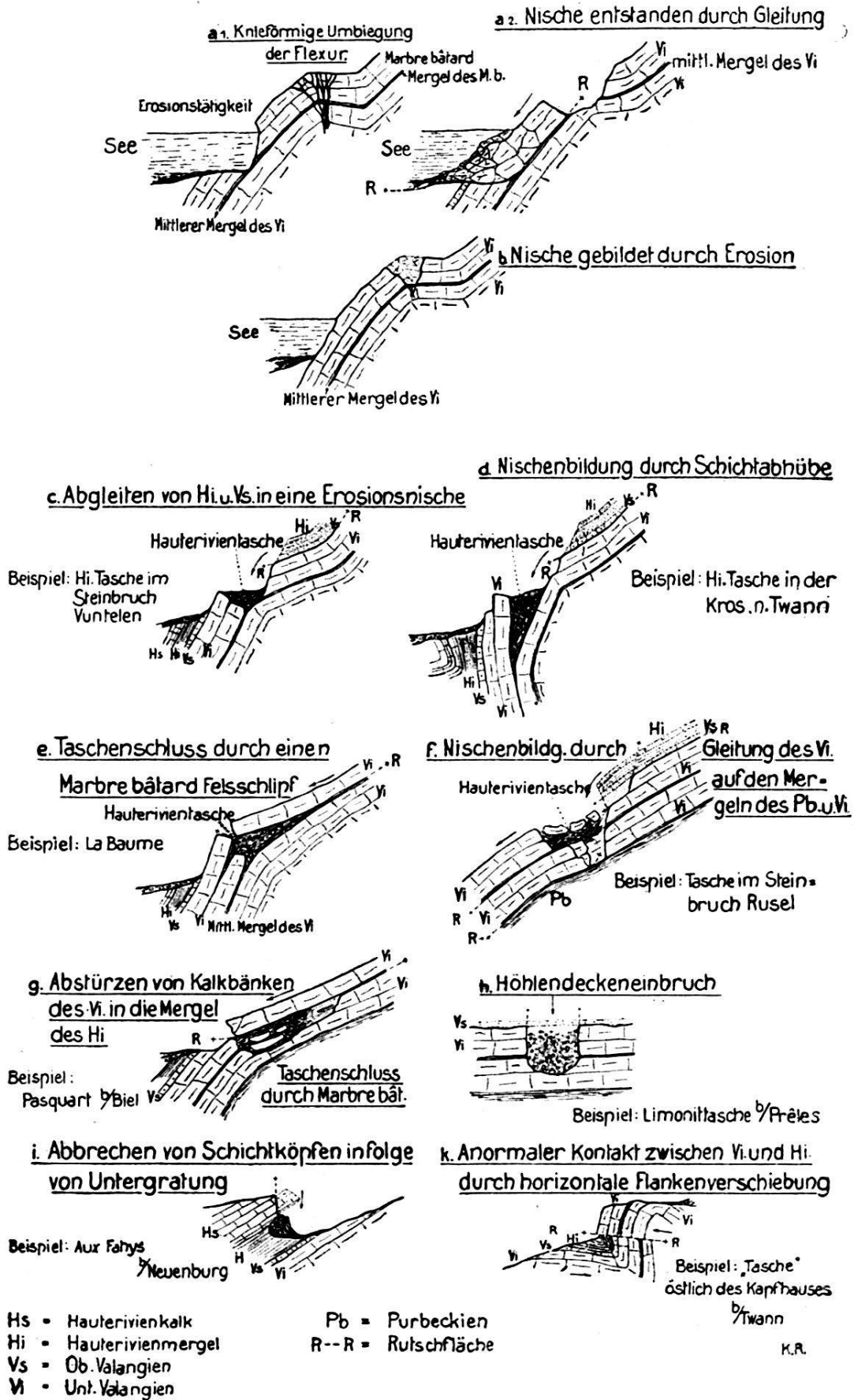


Fig. 13. Illustrationen zur Bildung der anomalen Kreidelagerungen.

von Hauterivien- und Cenomankalk die Nischen des untern Valangien angefüllt hatten, der ältere Marbre bâtard auf diese verstürzten jüngern Gebilde zu liegen. Das schönste Beispiel eines solchen Marbre bâtardfelsenschliffes fand ich südlich der Nidaubergstrasse (Höhe 590 m), im Walde oberhalb Alfermée (S. 25). Dort ist die Abrisstelle als Fluh sichtbar. Die Kalksteinschichten der abgerutschten Masse sind mehr oder weniger zusammenhängend geblieben, wenigstens in ihren höher gelegenen Partien. Die tiefer gelegenen Partien, die sich in einen Schuttstrom aufgelöst haben, sind zum grossen Teil der Erosion anheim gefallen oder vom Würmgletscher weggeschafft worden. Zum Teil mögen Reste davon auf dem Grunde des heutigen Bielersees liegen.

Die Verhältnisse lassen sich, was Ursache und Alter betrifft, mit denen des Bergsturzgebietes von Lostorf vergleichen (Lit. 20). Währenddem jedoch dort Malm und oberer Dogger als einheitliche Masse auf den Mergeln des untern Doggers abrutschten, erfolgten am Bielersee zahlreiche aber viel kleinere Rutschungen von Kreidebildungen.

Die speziellen Untersuchungen der Hauterivientaschen bestätigen und ergänzen die Resultate, welche sich aus der Allgemeinuntersuchung des Seekettesüdschenkels zwischen Biel und Ligerz ergeben haben. Bei allen Lagerungsanomalien der untern Kreide zeigt sich eine Differenz der Streichrichtung zwischen dem liegenden und hangenden verrutschten Marbre bâtard. Diese Abweichungen im Streichen treten unvermittelt auf und sind lokaler Natur. Sie sind die Folge davon, dass nicht anstehender (abgeschliffener) Fels an anstehenden Fels angrenzt. Nach stratigraphischer Lage sind die Taschen auf Purbeckien und unteres Valangien beschränkt. Immer sind sie an einen der Mergelhorizonte gebunden, die den Kalkbänken des untern Valangien als Gleithorizont dienen. Dementsprechend stehen die Taschen in Beziehung entweder zum Purbeckien, oder zum untern oder mittlern Mergelhorizont des untern Valangien. Die zahlreichen Rutschschrammen sind wohl z. T. vor der Taschenbildung, z. T. aber während dieser entstanden; auch die Pressung der Mergel und die Breccienbildung sind durch die Gleitung verursacht worden. Das Taschenfüllmaterial setzt sich zusammen aus unterm und oberem Valangien, Hauterivienmergel, Hauterivienkalk und Cenoman. Der Fund eines Geschiebes von alpinem Doggerkalk im Aufschlusse östlich dem Ruselsteinbruch (S. 58—59) spricht mit Wahrscheinlichkeit für Beteiligung von erratischem Material. Das Auftreten von Hauterivienkalk und Rotomagien-

trümmern im Füllmaterial einzelner Taschen beweist, dass die Entstehung derselben weder durch tektonische Einpressung (Lit. 21, 22), noch durch Gletscherstauchung (Lit. 53) erklärt werden kann: denn es könnten so nur Hauterivienmergel nebst Trümmern der liegenden Valangienkalke in Frage kommen.

Die Tatsache, dass die Füllungen stellenweise Valangienkalktrümmer in sehr grosser Menge, ja sogar vorherrschend enthalten, führt zum Schlusse, dass die bisher gebräuchliche Bezeichnung „Hauterivientaschen“ ungerechtfertigt ist. Die Benennung „Einrutschungen“ erscheint mir richtiger für diese anormalen Lagerstätten und zugleich unzweideutig in bezug auf die Genesis.

Zum Schlusse möchte ich nochmals alle Beobachtungen über das Taschenproblem zusammenfassen: wir haben es mit *interglacial, vorwiegend postrissisch erfolgten Felsschlipfen zu tun, deren Bildung durch stratigraphische und tektonische Eigenheiten, sowie wiederholte Denudationsperioden begünstigt wurde.*

D. Einteilung der Taschen nach ihrer mechanischen Entstehungsweise.

Die Erosion hat die Rutschungen in den Kreideschichten ausgelöst. Zuerst untergrub sie den Gewölbefuss und verursachte so das Abgleiten der höheren Schenkelpartien des Marbre bâlard auf den zwischengelagerten Mergelhorizonten oder den Purbeckmergeln. Von der Bewegung wurden vorwiegend Kalksteinschichten erfasst, welche nach oben bis zur ersten knieförmigen Umbiegung reichten: dort sind Kalkbänke infolge der Biegung von Längsrissen durchsetzt. Diese Risse wurden Abrisstellen der Felsschlipfe. Damit erklärt sich auch der mit der Streichrichtung parallele Verlauf der Nischen. Auf eine solche Entstehungsart führe ich einzelne Nischen im Marbre bâlard zurück, wie z. B. im Steinbruch Rusel. In den beiden Zeichnungen a1 und a2 der Fig. 13 ist die Bildung von Nischen durch Gleitung zur Darstellung gebracht. Eine zweite Art der Nischenbildung kommt zustande dadurch, dass die von Rissen durchsetzten Marbre bâlardbänke an den knieförmigen Umbiegungen am schnellsten der Erosion anheim fielen. Sie ist in Fig. 13b veranschaulicht.

Nach lokalen stratigraphischen und tektonischen Verhältnissen können folgende Typen der Taschenbildung unterschieden werden:

1. Abgleiten von Hauterivienmergel in erodierte Nischen des Marbre bâtard (Fig. 13c). Hauterivientasche im Steinbruch Vuntelen.

2. Abheben von Marbre bâtardschichten an Stellen starker Auffaltung. Abgleiten von Hauterivienmergeln und von Calcaire roux- und Marbre bâtardblöcken in die Schichtspalten (Fig. 13d). Hauterivientasche in der Kros nördlich Twann.

3. Abrutschen von Hauterivienmergeln, von Calcaire roux- und Marbre bâtardblöcken, eventuell auch von Hauterivien- und Cenomankalkblöcken in Nischen, worauf ein Schlipf von Marbre bâtard die mit jenem Material angefüllten Nischen schloss. Als Gleitmittel funktionierten entweder Purbeckien oder untere respektive mittlere Mergel des Marbre bâtard (die letzteren am häufigsten, Fig. 13e). Taschen im Goldberg, zwischen Bahnübergang „Schlössli“ und Steinbruch Rusel, bei Alferméc, „Auf der Fluh“ bei Tüscherz, in der Haslen bei Twann, im Joratengtale, „la Baume“ und Holzschuppen Schmidlin bei Ligerz.

4. Abgleiten des Marbre bâtard auf den Purbeckmergeln, wie das in den Zeichnungen a 1 und a 2 der Fig. 13 veranschaulicht wird. An den Marbre bâtardbänken im Liegenden der Hauterivieneinlagerung lassen sich Rutschstreifen einer Blattverschiebung feststellen, längs welcher sich der Abriss vermutlich vollzogen hat. In die Nische verstürzte unteres Hauterivien und Calcaire rouxblöcke. Spätere Abbrüche im höher gelegenen Marbre bâtard führten zur Überlagerung der Hauterivienmergel durch grössere und kleinere Marbre bâtardschollen (Fig. 13 f). Steinbruch Rusel.

5. Abgleiten von Hauterivienmergel und Calcaire roux in eine Erosionsnische mit nachfolgenden kleineren Abbrüchen in der höher gelegenen Partie des Marbre bâtard. Die abgebrochenen Marbre bâtardbänke gleiten in die Mergelmasse. Als Abschluss der Bewegung wird ein Marbre bâtarddeckel über die angefüllte Nische geschoben (Fig. 13 g). Aufschlüsse im Pasquart bei Biel, zwischen den Steinbrüchen Rusel und Vuntelen.

Es sei noch auf einige anormale Lagerstätten in der untern Kreide hingewiesen, deren Entstehungen nicht auf Felsschlipfe zurückgeführt werden kann. Ihr Aussehen ist deshalb sehr verschieden von demjenigen der besprochenen Lagerungsanomalien. Dazu gehören die Limonitkalktasche auf Pâturage dessus westlich von Prêles (Lit. 10), und eine Tasche in der Pierre de Neuchâtel „aux Fahys“ bei Neuenburg. Letztere ist mit

Albienmergel, Rotomagien- und Hauterivienkalkblöcken gefüllt (Lit. 49). Diese beiden Kreidevorkommnisse verdanken ihre anormale Lage dem Einbruche von Höhlendecken, infolge fortschreitender Verwitterung, bei welchem Vorgang Partien der hangenden Sedimente in die Höhlungen hinunterstürzten (Fig. 13h, Lit. 49).

Die von SCHARDT (Lit. 49) am gleichen Orte beobachtete Lagerungsanomalie zwischen der Pierre de Neuchâtel und Hauterivienmergel ist hervorgerufen durch den Umstand, dass von der Erosion unterminierte Schichtköpfe der hangenden Pierre de Neuchâtel in die Hauteriviencombe stürzten (Fig. 13i).

An Felsschlipfe auf weicher Unterlage ist angesichts der tektonischen Struktur in diesen Fällen nicht zu denken.

In den Reben ca. 200 m östlich dem Kapfhause täuschen die eigenartigen tektonischen Verhältnisse eine Hauterivien-tasche vor. In den Marbre bâtardschenkel von kleinen Kreidemulden haben horizontale Flankenverschiebungen Marbre bâtard und Hauterivien in anormalen Kontakt gebracht (vgl. S. 35–37, sowie Fig. 13k). Die anormale Lagerung ist hier somit auf tektonische Erscheinungen zurückzuführen, die ihrerseits wiederum durch die Rutschungen in den Kreideschichten ausgelöst wurden.

Literaturverzeichnis.

1. AEBERHARDT, X., Les Gorges de la Suze. Beil. z. Jahresbericht d. Gymnasiums Biel 1906/07.
2. ANTENEN, F., Beitrag zur Kenntnis d. Alluvialbildungen am untern Ende des Bielersees. Ecl. geol. Helv. Vol. VIII. No. 4. 1905.
3. ANTENEN, F., Beitrag zur Quartärforschung des Seelandes. Ecl. geol. Helv. Vol. XIII. No. 2. 1914.
4. BAUMBERGER, E., Über die geol. Verhältnisse am linken Bielerseeufer. Mitteil. d. naturf. Ges. Bern. 1895.
5. BAUMBERGER, E., Geol. Karte der Umgebung von Twann 1:25000. Mitteil. d. naturf. Ges. Bern. 1895.
6. BAUMBERGER, E., und H. MOULIN, La Série néocomienne à Valangin. Bull. soc. neuchât. de sc. natur. t. 26. 1898.
7. BAUMBERGER, E., Die Felsenheide am Bielersee. Wissensch. Beil. z. Ber. d. Töchterschule Basel. 1901.
8. BAUMBERGER, E., Über Facies und Transgressionen der unt. Kreide am Nordrande der mediterrano-helvetischen Bucht. Wissensch. Beil. z. Ber. d. Töchterschule Basel. 1900/01.
9. BAUMBERGER, E., Fauna der unt. Kreide im westschweiz. Jura, 1. Teil. Stratigraphische Einleitung. Diss. 1903.
10. BAUMBERGER, E., Beiträge zur Kenntnis der Kreidebildungen auf dem Tessenberg und im Jorat. Mitteil. d. naturf. Ges. Bern. 1903.

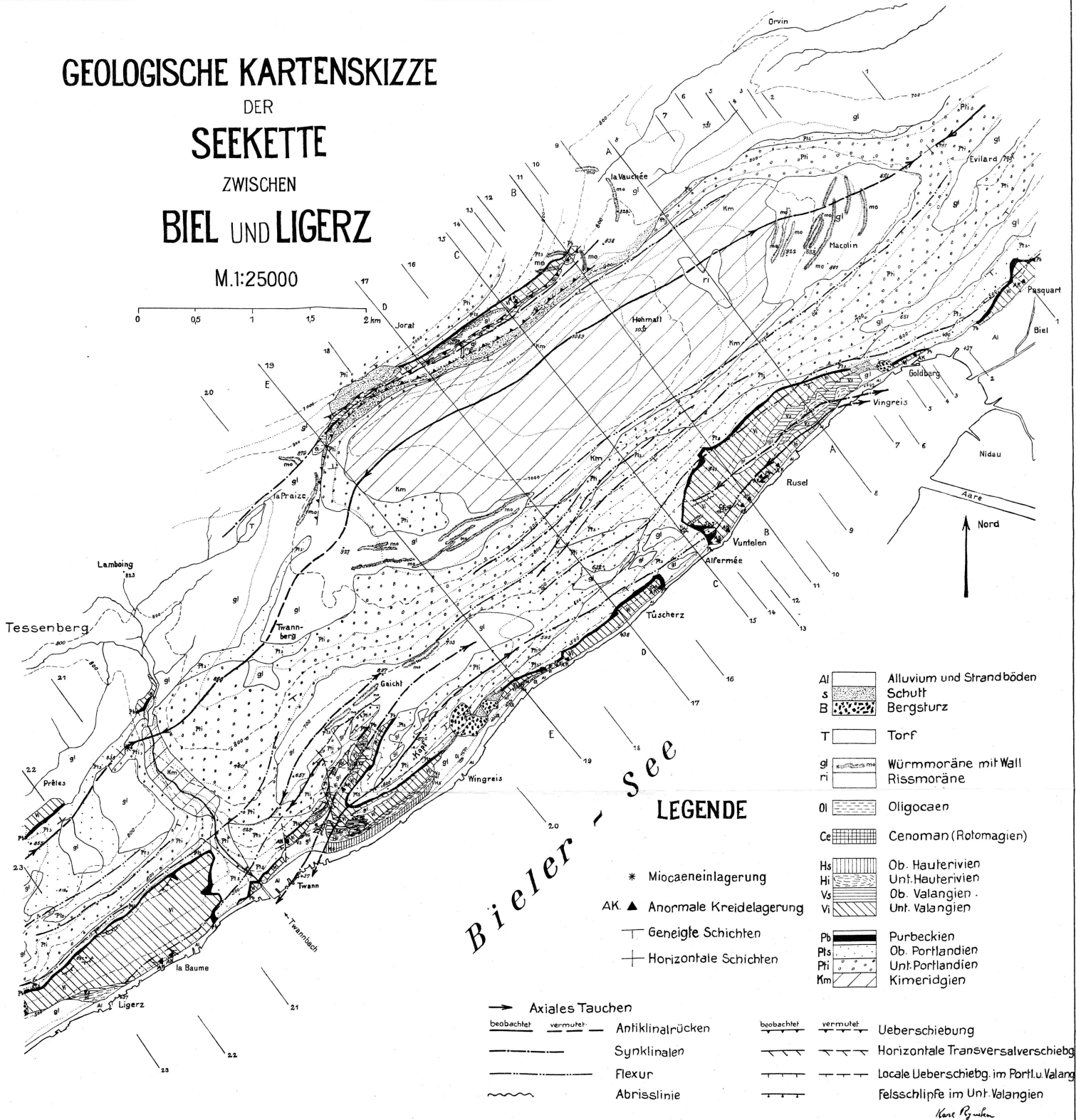
11. BAUMBERGER, E., Die Eisenerze im Schweizerjura. *Mitteil. d. naturf. Ges. Bern.* 1907.
12. BAUMBERGER, E., Beiträge zur Geologie der Umgebung von Biel und Grenchen. *Verh. d. naturf. Ges. Basel.* Bd. 26. 1915.
13. BÉGUIN, F., Un pli-faille à Chatollion. *Bullet. d. l. Soc. neuchât. d. sc. natur.* t. 28. 1899/1900.
14. BUNTORF, A., Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letztern für die Geologie des Juragebirges. *Verh. d. naturf. Ges. Basel.* Bd. 27. 1916.
15. DESOR, E., Quelques mots sur l'Étage inf. du groupe néocomien (Étage Valangien). 1854.
16. DESOR, E. et A. GRESSLY, *Etudes géologiques sur le Jura neuchâtelois.* 1859.
17. DUBOIS, A., Les Nérinées du Crêt de l'Anneau. *Rameau de Sapin.* No. 11. 1908.
18. DUBOIS, A., Une nouvelle poche à fossiles albiens au pied sud de la Montagne de Boudry. *Bullet. soc. neuchât. d. sc. natur.* t. 42. 1917.
19. GREPPIN, J.-B., Description géologique du Jura bernois et de quelques districts adjacents. *Matér. p. l. carte géol. Suisse.* livr. VIII. 1870.
20. HARTMANN, A., Chemische und geologische Verhältnisse der Quellen von Lostorf und anderer Mineralquellen des östlichen Juras. *Mitteil. d. aarg. naturf. Ges.* Heft 14. 1917.
21. HEIM, ALB., Gedanken zur Entstehung der Hauterivientaschen im Valangienkalke am Bielersee. *Viertelj. Schrift d. naturf. Ges. Zürich.* Jahrg. 60, 1915.
22. HEIM, ALB., *Geologie der Schweiz, Das Juragebirge.* Bd. 1. 1919.
23. JACCARD, A., *Jura vaudois et neuchâtelois.* *Matér. p. l. carte géol. de la Suisse.* six. livr. 1869.
24. DE LORIOI, P. et V. GILLIÉRON, *Monographie paléontologique et stratigraphique de l'Étage Urgonien inf. du Landeron.* 1869.
25. MAILLARD, G., *Etude sur l'Étage purbeckienne dans le Jura.* *Diss.* 1884.
26. MAILLARD, G., Quelques mots sur le Purbeckien du Jura. *Bullet. soc. vaud. d. sc. natur.* t. 21. 1885.
27. MAILLARD, G., *Invertébrés du Purbeckien du Jura.* *Mémoire d. l. soc. paléont. Suisse.* Vol. 11. 1884.
28. MAILLARD, G., Note sur le Purbeckien du Jura. *Bullet. d. l. soc. géol. de France; troisième série,* t. 13. 1886.
29. MÖSCH, C., *Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz.* 4. Lief. 1867.
30. ROLLIER, L., Excursion de la Soc. géol. Suisse au Weissenstein et dans le Jura bernois du 8. au 11. août 1888. *Verh. d. schweiz. naturf. Ges.* in Solothurn 1888. *id. Ecl. géol. Helv.* Vol. I. 1888.
31. ROLLIER, L., Les Facies du Malm jurassien. *Ecl. géol. Helv.* Bd. 1. 1889/90.
32. ROLLIER, L., Premier Supplément à la *descript. géol. d. l. partie jurass. d. l. feuille VII.* *Matér. p. l. carte géol. d. l. Suisse.* VIII livr. 1893.
33. ROLLIER, L., Deuxième Supplément à la *descript. géol. d. l. partie jurass. d. l. feuille VII.* *Matér. p. l. carte géol. d. l. Suisse.* VIII livr. 1898.
34. ROLLIER, L., Une poche d'Albien dans les Gorges de la Reuse. *Bullet. soc. neuchât. d. sc. natur.* t. 26. 1898.

35. ROLLIER, L., Note sur les surfaces de roches polies et striées par dislocation. *Bullet. soc. neuchât. d. sc. natur.* t. 26. 1898.
 36. ROLLIER, L., Poche d'Albien dans le Néocomien de Neuchâtel. *Ecl. geol. Helv.* Vol. V. 1898.
 37. ROLLIER, L. et E. JUILLERAT, Sur une nouvelle poche sidérolitique à fossiles albiens. *Arch. sc. phys. et natur. Genève.* t. 14. 1902.
 38. ROLLIER, L., Sur les relations du Sidérolitique avec le Hils et l'Albien. *Arch. sc. phys. et natur. Genève.* t. 18. 1904.
 39. ROLLIER, L., La poche sidérolitique du Fuet (Jura bernois) contient un lambeau de Néocomien fossilifère. *Bullet. soc. neuchât. d. sc. natur.* t. 34. 1904.
 40. ROLLIER, L. et E. KISSLING, *Geol. Karte der Schweiz 1:100000. Blatt VII. 2. Aufl.* 1904.
 41. ROLLIER, L., Troisième Supplément à la *descript. géol. d. l. partie jurass. d. l. feuille VII. Matér. p. l. carte géol. d. l. Suisse. XXV. livr.* 1910.
 42. SCHARDT, H. et E. BAUMBERGER, *Études sur l'origine des poches hauteriviennes dans le Valangien inf. entre Gléresse et Bienne, Bullet. soc. vaud. sc. natur.* 31. 1895.
 43. SCHARDT, H. und E. BAUMBERGER, *Über die Entstehung der Haute-rivientaschen im unt. Valangien zwischen Ligerz und Biel. Ecl. geol. Helv. Vol. V.* 1897.
 44. SCHARDT, H., *Filons et remplissages sidérolitiques dans la pierre jaune à Gibraltar (Neuchâtel). Rameau de Sapin, No. 6.* 1899.
 45. SCHARDT, H., *Sur un lambeau de calcaire cénomanien dans le Néocomien à Cressier. Bullet. soc. neuchât. d. sc. natur.* t. 26. 1898.
 46. SCHARDT, H., *Programme et compte-rendu des excursions d. l. soc. géol. Suisse. Ecl. geol. Helv. Vol. VI. No. 1.* 1899.
 47. SCHARDT, H., *Une poche hauterivienne dans le Valangien. Bullet. soc. neuchât. d. sc. natur.* t. 28. 1899/1900.
 48. SCHARDT, H., *Observations géol. sur la Montagne de Diesse. Bullet. soc. neuchât. d. sc. natur.* t. 32. 1903/04.
 49. SCHARDT, H., *Sur divers gisements anormaux du Crétacique. Bullet. soc. neuchât. d. sc. natur.* t. 32. 1903/04.
 50. SCHARDT, H., *Crevasses sidérolitiques avec nodules phosphatés et fossiles remaniés dans la pierre jaune de Hauterive. Bullet. soc. neuchât. d. sc. natur.* t. 34. 1905/07.
 51. SCHARDT, H., *Sur l'avenir de l'exploitation de la pierre jaune de Hauterive. Bullet. soc. neuchât. d. sc. natur.* t. 34. 1905/07.
 52. SCHARDT, H., *Sur le resultat de sondages dans le Néocomien au Vausseyon et le profil géol. d'une nouvelle percée pour le détournement du Seyon. Bullet. soc. neuchât. d. sc. natur.* t. 34. 1905/07.
 53. STEINMANN, G., *Über glaciale Stauchungserscheinungen (sog. Taschen) am Bielersee. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Jahrg. 1899. Bd. 1.*
 54. THURMANN, J., *Esquisses orographiques de la chaîne du Jura.* 1852.
 55. WALTHER, J., *Über die Lebensweise fossiler Meerestiere. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Heft 2.* 1897.
-

GEOLOGISCHE KARTENSKIZZE DER SEEKETTE ZWISCHEN BIEL UND LIGERZ

M.1:25000

0 0,5 1 1,5 2 km



Bieler - See

LEGENDE

- * Miocaeneinlagerung
- AK ▲ Anormale Kreidelagerung
- /— Geneigte Schichten
- + Horizontale Schichten

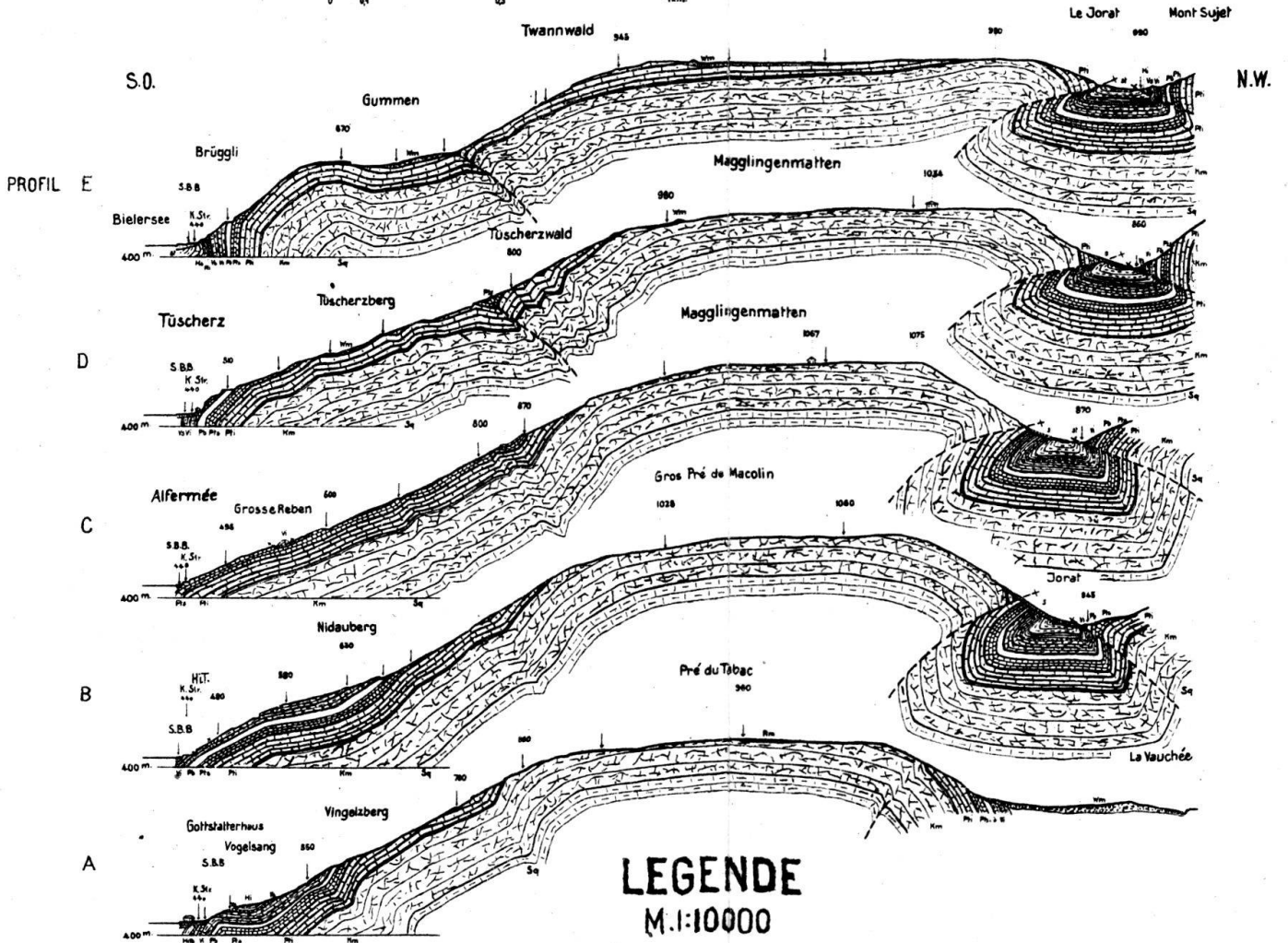
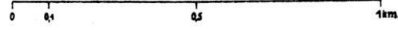
- Al Alluvium und Strandböden
- s Schutt
- B Bergsturz
- T Torf
- gl Wümmoräne mit Wall
- ri Rissmoräne
- Ol Oligocaen
- Ce Cenoman (Rotomagien)
- Hs Ob. Hauterivien
- Hi Unt. Hauterivien
- Vs Ob. Valangien
- Vi Unt. Valangien
- Pb Purbeckien
- Pls Ob. Portlandien
- Ph Unt. Portlandien
- Km Kimeridgien

- Axiales Tauchen
- /— beobachtet / —/— vermutet Antiklinalrücken
- /— beobachtet / —/— vermutet Ueberschiebung
- /— beobachtet / —/— vermutet Horizontale Transversalverschiebung
- /— beobachtet / —/— vermutet Lokale Ueberschiebung im Portl.u. Valangien
- /— beobachtet / —/— vermutet Felsschlipfe im Unt. Valangien
- /— beobachtet / —/— vermutet Synklinalen
- /— beobachtet / —/— vermutet Flexur
- /— beobachtet / —/— vermutet Abrisslinie

Karl P. ...

GEOLOGISCHE PROFILE DURCH DIE SEEKETTE ZWISCHEN BIEL UND LIGERZ

M 1:25000



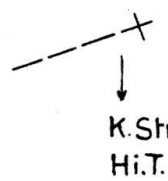
LEGENDE M. 1:10000

| | |
|---------|-----|
| Quartär | |
| Tertiär | St. |
| Kreide | Hs. |
| | Hi. |
| | Vi. |

Schutt
Alluvium
Moränen (Riss)
Stampien
Ob. Hauterivien
Unt. Hauterivien
Ob. Valangien
Unt. Valangien

| | | |
|------|-----|--|
| Jura | Pb | |
| | Pfs | |
| | Pri | |
| | Km | |
| | | |
| | | |
| | Sq | |

Purbeckien
Ob. Portlandien
Unt. Portlandien
Kimmeridgien
Sequan



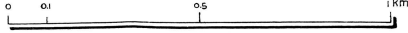
Überschiebung
Wege
K.Str. Kantonsstrasse
Hi.T. Hauterivientasche

Karl Ryniker

GEOLOGISCHE PROFILE IN DER UMGEBUNG

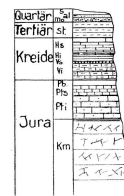
VON TWANN UND GAICHT

M 1:10000



LEGENDE

M 1:10000



- Alluvium
- Nordsee
- Schotter
- Ob. Hauteriviens
- Unt. Hauteriviens
- Ob. Jura
- Unt. Jura
- Furcaschichten
- Ob. Portlandien
- Unt. Portlandien
- Hi.T. = Hauteriviens
- T.Str. = Tessenbergstrasse
- K.Str. = Kantonsstrasse
- G.Str. = Gaichterstrasse
- ↓ = Wege

Kimmeridgien

Ueberschiebung u. Querverschiebung

