Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 59 (1966)

Heft: 2

Artikel: Die Jura/Kreide-Grenzschichten im Bielerseegebiet (Kt. Bern)

Autor: Häfeli, Charles

Kapitel: 1: Stratigraphie und Tektonik des Gebietes zwischen Taubenloch und Twannbachschlucht

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-163389

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: 16.12.2025

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

Den Weisungen der «International Subcommission on stratigraphic Terminology» (1961, 19) entsprechend, sind diese mit «Formation» zu bezeichnen. Die bis dahin im zentralen Jura nicht immer einheitlich verwendeten Stufenbezeichnungen «Kimmeridgien» und «Portlandien» entsprechen annähernd der neugeschaffenen Reuchenette- und Twannbachformation. Da das «Purbeckien» nur fazielle Bedeutung hat (vgl. Abschnitt 4.1) wurde die lithostratigraphische Einheit «Goldbergformation» eingeführt.

Über die stratigraphischen Beziehungen, das Ablagerungsmilieu und die Lithofazies in unserem Untersuchungsgebiet vermittelt vorangehende Tab. 1 einen Überblick.

Zur lithologischen Beschreibung der Detailprofile wurden folgende Einteilungen und Bezeichnungen verwendet:

Einteilung nach dem Karbonatgehalt (vereinfacht nach F. J. PETTIJOHN 1956, 410):

Kalke	90–100 %	Karbonatgehalt
Mergelkalke	70– 90 %	,,
Mergel	30– 70 %	,,
tonige Mergel	10– 30 %	,,
Tone	0– 10 %	,,

Einteilung nach dem Dolomitgehalt (F. J. PETTIJOHN 1956, 418):

Kalke	0– 10 %	Dolomitgehalt
dolomitische Kalke	10– 50 %	,,
kalkige Dolomite	50– 90 %	,,
Dolomite	90–100 %	,,

Bezeichnung der Schichtmächtigkeit (nach Shell Standard Legend):

dickbankig	100 cm
bankig	30–100 cm
dünnbankig	10– 30 cm
plattig	3– 10 cm
dünnplattig	1– 3 cm
blättrig	0,3– 1 cm
dünnblättrig	0,3 cm

Korngrösse der Karbonatkristalle:

makrokristallin	0,1 mm
mikrokristallin	0,01–0,1 mm
kryptokristallin	0,01 mm

1. STRATIGRAPHIE UND TEKTONIK DES GEBIETES ZWISCHEN TAUBENLOCH- UND TWANNBACHSCHLUCHT

1.1 Malm

1.1.1 Bisherige Untersuchungen

In der ersten Karte von J. THURMANN (1836) wird die gesamte Seekette als «Groupe portlandien» (vgl. Abschnitt 113) ausgeschieden. In der nachfolgenden (1852a) zählt J. THURMANN die Antiklinale zum «Terrain Portlandien und Corailien», d. h. nach der heutigen Bezeichnung zum «Portlandien» und «Kimmeridgien».

Auf der geologischen Karte Porrentruy–Solothurn (J. B. GREPPIN 1870) wird der gesamte Rücken der Seekette durch das «Portlandien» und «Virgulien» gebildet.

L. ROLLIER (1888, 4) verdanken wir eine erste Detailbeschreibung des Portlandien aus unserem Untersuchungsgebiet (Tab. 2).

Die erste detaillierte geologische Aufnahme im Gebiet zwischen Biel und Ligerz wurde durch E. BAUMBERGER (1894, 148) ausgeführt. Leider werden in der Karte das «Portlandien» und «Kimmeridgien» nicht getrennt. – Eingehend beschreibt er die Dolomies portlandiennes (Tab. 2), die in vier Horizonte unterteilt werden:

1. Calcaire âpre
2. Dunkelgraue, dolomitische, plattige Kalke
3. Weisse, spatreiche, kompakte Kalke mit Ganoidenzähnen
4. Calcaire en plaquettes oder Krebsscherenplatten.

1904, in der zweiten Ausgabe des Blattes VII von L. ROLLIER wird das «Kimmeridgien» erstmals in der Twannbach- und Taubenlochschlucht sowie auf den Höhen von Magglingen und Evilard ausgeschieden.

Die schematische Kartierung der östlichen Hälfte unseres Untersuchungsgebietes durch A. AEBERHARDT (1907) gibt als neue Ergebnisse die genaue Grenze «Portlandien»/«Kimmeridgien» in der Taubenlochschlucht, sowie die Schichtmächtigkeit der beiden Stufen in diesem Gebiet. Für das «Portlandien» wird eine Mächtigkeit von 76,5 m, für das «Kimmeridgien» eine solche von 139 m genannt. Aus seinem Detailprofil ist jedoch ersichtlich, dass die obersten Schichten des «Portlandien» nicht berücksichtigt sind.

Das Gebiet zwischen Ligerz und Evilard erfährt 1923 durch K. RYNIKER eine Neukartierung. Erstmals wird dabei das «Kimmeridgien» auf dem Antiklinalrücken zwischen Magglingen und Twannberg ausgeschieden. Wie schon BAUMBERGER, konnte auch er die Mergelschicht mit *Exogyra virgula* in der Twannbachschlucht nicht finden. Das untere Portlandien wird als ein 50 m mächtiger Gesteinkomplex beschrieben, der aus wechsellagernden, harten, massigen, gefleckten Kalkbänken und grauen, gefleckten Mergelkalken besteht. Dem gesamten Schichtverband gibt er die Bezeichnung Fleckenkalke. Das obere «Portlandien», das den Dolomies portlandiennes entspricht, teilt er ähnlich wie E. BAUMBERGER auf (Tab. 2).

1.1.2 Reuchenetteformation («Kimmeridgien»)

Lithostratotyp

Definition: Die Reuchetteformation ist eine lithostratigraphische Einheit, die die Schichten zwischen dem Verena-«Oolith» und dem Dach der Grenznerineenbank umfasst (vgl. H. THALMANN 1965, Diss. Bern).

Typlokalität: Reuchenette, Steinbrüche der Ciment Vigier SA, LK-Blatt 1126, Koordinaten der Basis: 585.840/226.240, Koordinaten der Dachfläche: 585.730/226.470.

Mächtigkeit: 158 ± 10 m

Detailbeschreibung: Siehe H. THALMANN (1965, Diss. Bern).

Verbreitung, Übersicht der lithofaziellen Ausbildung

Die durchgehend kalkige Reuchenetteformation tritt auf dem Seerücken zwischen Magglingen und dem Twannberg, sowie in der Twannbach- und Taubenlochschlucht

zutage (vgl. Karte). Die Twannbachschlucht schneidet 70 m, die Taubenlochschlucht 110 m in diese Gesteinsserie.

In unserem Untersuchungsgebiet besteht die Grenznerineenbank aus einem meist typisch dunkelgelben, arenitischen Kalk, der massenhaft bis 15 cm grosse Nerineen enthält. Nicht selten ist das Dach der Bank von Bohrgängen durchsetzt, die mit gelbem, mergeligem Kalk angefüllt sind. Wiederholt kann unmittelbar über der Grenznerineenbank ein Schalenpflaster von *Exogyra virgula* beobachtet werden (Steinbruch bei der Strassengabelung Taubenlochschlucht–Magglingen, Koord. 586.650/223.020; Steinbruch bei der Taubenlochbrücke. Koord. 586.470/223.380; und bei End der Welt, Koord. 581.950/221,110). Die Mächtigkeit der Grenznerineenbank beträgt 1,0–1,8 m. Wie die umgebenden Schichten wittert sie meist hellgrau an und ist dann schlecht erkennbar.

Stratigraphisch tiefer als die Grenznerineenbank treten in den obersten 30 bis 60 m der Reuchenetteformation verschiedene weitere Nerineenbänke auf. Diese sind jedoch meist beige bis graubeige gefärbt und enthalten weniger, sowie in der Regel kleinere Nerineen. Sie besitzen keine grosse laterale Ausdehnung und können daher nicht als Leithorizonte verwendet werden. Kalke mit *Cladocoropsis mirabilis* Felix («Bryozoen») kommen in den obersten 40 m der Reuchenetteformation vor. Sie sind in der Taubenloch- und Twannbachschlucht, im obersten Antiklinalschenkel nördlich der Hohmatt, sowie im Tüscherzwald vereinzelt zu beobachten. Eigentlicher Cladocoropsis-Kalk konnte nur bei der Taubenlochbrücke (Koord. 586.530/223.360) ca. 20 m unterhalb der Grenznerineenbank festgestellt werden. Der von E. Baumberger (1894, 188) beobachtete, annähernd in derselben stratigraphischen Position liegende «Bryozoenkalk» in der Twannbachschlucht blieb unauffindbar.

Lithologisch lassen sich die Kalke der oberen Reuchenetteformation im allgemeinen nicht von denjenigen der unteren Twannbachformation unterscheiden.

1.1.3 Twannbachformation («Portlandien»)

Historische Übersicht zum «Portlandien» im zentralen Schweizer Jura

Erstmals verwendet J. Thurmann (1832, 9) die Bezeichnung «Portlandien» im schweizerischen Jura mit folgender Gliederung:

1er Division: Calcaire portlandien
2e Division: Marnes kimméridgiennes.

Die Einteilung war durch rein lithologische Merkmale begründet. In der Folge wurde der Ausdruck «Portlandien» von den meisten Geologen übernommen. Die Festsetzung der Obergrenze erfolgte nach dem Auffinden der «Purbeckien»-Mergel durch Pidancet (Pidancet u. Lory 1847, 5).

Später versuchten J. Thurmann und A. Étallon (1861-64, 21) eine paläontologisch begründete Aufteilung des Malm. Sie erweiterten Thurmanns «Groupe Portlandien» bis an die Untergrenze des «Astartien» (Séquanien). Der «Calcaire portlandien» wurde zum «Epivirgulien», die «Marnes kimméridgiennes» zur «Zone virgulienne», ein Teil der darunterliegenden Kalke des Ptérocerine («Kimmeridgien» wurde «Hypovirgulien» genannt. Die drei neuen Einheiten bildeten das «Virgulien», das jedoch in diesem Umfang keinen Bestand hatte. Dagegen konnte sich die «Zone virgulienne» als Kartier- und Grenzhorizont halten.

Tab. 2. Vergleichende stratigraphische Übersicht zum «Portlandien» im Berner und Neuenburger Jura

A.Jaccard (1869,174) Jura vaudois et neuchâtelois	L.Rollier (1888,4) Chaîne du lac (lac de Bienne)	K.Ryniker (1923,6) Seekette (Bielersee)	E.Frei (1925,13) Südöstlicher Neuenburger-Jura	Ph.Bourquin (1946,11) La Chaux-de-Fonds - St.-Imier	P.A.Ziegler (1956,11) Courtelary (Berner-Jura)
Purbeckien moyen	Purbeckien	Purbeckien	Purbeckien	Purbeckien	Purbeckien
Purbeckien inf. – Dolomies portlandiennes: Dolomie celluleuse	Portlandien: 1. Calcaires gris saccharoïdes; 2. Dolomies terreuses à cristaux et fragments de quartz; 3. Jaluzes	ob. Portlandien: Calcaire âpre	ob. Portlandien: Calcaire âpre	Portlandien sup.: Calcaire dolomitiques et saccharoïdes	ob. Portlandien: Dolomitisch, rekristallisierte Kalke und Oolithe
Purbeckien inf. – Dolomies portlandiennes: Dolomie sacharoïde		ob. Portlandien: Calcaire saccharoïde	ob. Portlandien: Dolomies saccharoïdes		
	4. Calcaires blanchâtres, compacts, à dents de Ganoïdes	ob. Portlandien: Weissgraue, dolomitische Platten			
Purbeckien inf. – Dolomies portlandiennes: Calcaires à plaquettes	5. Calcaires en plaquettes (Krebsscherenplatten)	unt. Portlandien: Plattenkalke	unt. Portlandien: Krebsscherenplatten	P. m.: Calcaire dolomitiques en plaquettes; "Calcaire en plaquettes"	m.P.: "Krebsscherenplatten"
P. sup.: Calcaires marneux et dolomiques, jaluses, facies vaseux	6. Calcaires jaunes, concrétionnés, argileux, à Natica Marcousana; 7. Calcaires subcompacts	unt. Portlandien: Fleckenkalke	unt. Portlandien: Fleckenkalke	Portlandien inf.: Calcaires à taches rousses; "Calcaire flambé"	unt. Portlandien: (Fleckenkalke); Dichte bis mergelige Kalke
Portlandien inf.: Calcaire compacte à dents de poisson, Nérinées, etc.	8. Calcaires blancs à Nérinées (Macolin); 9. Calcaires jaune pâle à Terebratula subsella; 10. Calcaire feuilletés à Exogyra virgula (?)				
	Kimmeridgien	Kimmeridgien	Kimmeridgien	Kimmeridgien	Kimmeridgien
Ptérocérien					

Nachdem A. JACCARD (1869, 178) zahlreiche nichtmarine Fossilien in den Dolomie portlandiennes fand, zählte er diese Schichten zum Purbeckien, (Tab. 2), eine Einteilung, die sich aber nicht durchzusetzen vermochte. Auch das «Portlandien» von J. B. GREPPIN (1870, 210), das die Calcaires en plaquettes und die Calcaire compactes umfasste, fand in dieser Form keine Verwendung. L. ROLLIER (1888, 9–59) begrenzte die Portlandstufe ähnlich wie J. THURMANN: Oben durch die Purbeckmergel, unten durch die dem «Kimmeridgien» angehörende Virgulazone. Im allgemeinen wurde diese Einteilung bis heute verwendet.

Da der Virgulahorizont im südlichen Neuenburger und Berner Jura schlecht oder überhaupt nicht ausgebildet ist, war eine exakte untere Abgrenzung in diesem Gebiet lange Zeit schwierig (E. DÉSOR, A. GRESSLY 1859, 63). E. FREI (1925, 9) fand jedoch mit der Grenznerineenbank einen Leithorizont von grosser Ausdehnung zur Feststellung der «Kimmeridge/Portlandgrenze».

Zur Unterteilung des «Portlandien»

Da die «Portlandkalke» häufig steril sind und keine Leitfossilien mit grosser räumlicher Verbreitung aufweisen, erfolgte die Unterteilung, mit einigen Ausnahmen (vgl. vorangehender Abschnitt), stets nach lithologischen Gesichtspunkten. Auf den Ursprung der immer wieder verwendeten lithostratigraphischen Bezeichnungen sei kurz eingegangen.

Calcaire âpre (A. JACCARD 1869, 179)

A. JACCARD bezeichnet damit die obersten Schichten der «Dolomies portlandiennes» (= Purbeckien inf. nach JACCARD) in Villers-le-Lac: «Au-dessous des marnes noires à cristaux de quartz, apparaît un massif de calcaire de 4 à 5 mètres de puissance, à stratification un peu confuse. Dans la partie supérieure, on distingue quelques feuillets onduleux et lamelleux; peu à peu les feuillets se confondent, la masse devient terne rugueuse, des vacuoles, plus ou moins nombreuses, donnent à la roche un aspect tuffacé ou scoriacé; ces vacuoles sont en outre remplies d'une poudre ou sable jaune de même nature que la roche».

Dolomie saccharoïde (A. JACCARD 1865, 75)

Mit diesem Namen bezeichnet A. JACCARD eine 1–2 m mächtige Schicht, die das Liegende des Calcaire âpre bildet. Die Dolomie saccharoïde wird in Villers-le-Lac als ein weisser, mehr oder weniger harter, grobkörniger, zeitweise oolithischer (?) Kalk mit holperiger Bruchfläche beschrieben. Fossilien: *Cardium villersense*, *Corbula inflexa*.

Calcaires à plaquettes (A. JACCARD 1865, 75)

Ein 8–10 m mächtiger Schichtverband wurde ebenfalls erstmals in Villers-le-Lac mit diesem Ausdruck bezeichnet. Die Calcaires à plaquettes folgen auf die Dolomies portlandiennes. Ihre lithologische Beschreibung geht jedoch auf CH. LORY (1857, 8) zurück:

«Ils se composent de couches très-nettes et très-minces, ayant un ou deux décimètres d'épaisseur, et souvent moins. Ces couches sont fréquentment rubonnées, fissiles, presque schistoides. On remarque des dentrites très-nombreuses soit à la surface des feuillets, soit sur les plans de clivage. Leur structure est parfaitement homogène, leur pâte fine, souvent a demi cristalline, ou bien tout à fait compacte,

d'apparence lithographique. Leur teinte est gris clair, tirant sur le jaunâtre, souvent variée de taches rousses ou verdâtres.»

Dolomies portlandiennes (?A. SAUTIER 1854, 40)

Die Dolomies portlandiennes umfassen den Calcaire âpre, die Dolomie saccharoïde und die Calcaires à plaquettes. Der Begriff fand im NW französischen Jura Verwendung, möglicherweise zuerst durch A. SAUTIER; später wurde er von A. JACCARD (1865, 73) übernommen.

Krebsscherenplatten (A. QUENSTEDT 1858, 790)

Damit wird der schwäbische Weisse Jura zeta nach dem Vorkommen von kleinen Krebsscheren (*Pagurus suprajurensis*) bezeichnet. C. MOESCH (1867, 201) korreliert die Plattenkalke des argovischen Juras mit QUENSTENDTS Krebsscherenplatten; F. SCHALCH (1919, 79) bestätigt die Richtigkeit. Obwohl nach unserem Wissen im westschweizerischen Portlandien nirgends Krebsscheren gefunden wurden, wird die Bezeichnung äquivalent zu den Calcaires à plaquettes verwendet. Erstmals tritt sie im Profil der Seekette von L. ROLLIER (1888, 4) auf, wird später von E. BAUMBERGER (1894, 76) übernommen und in der Folge immer wieder verwendet (Tab. 2). L. ROLLIER (1894, 342, Tab. 1) parallelisiert die Plattenkalke am Randen mit der Basis des Portlandien im zentralen Jura. Sollte diese Annahme richtig sein, so wären die Calcaires à plaquettes stratigraphisch deutlich über den Plattenkalken einzuordnen. Mangels geeigneter Fossilien ist jedoch eine genaue Korrelation schwierig. Die Calcaires à plaquettes dürften aber höchstens einen Teil der Plattenkalke und der Krebsscherenplatten (A. QUENSTEDT) darstellen. Die Begriffe Plattenkalke oder Krebsscherenplatten sollten daher im westschweizerischen und zentralen Jura nicht mehr verwendet werden.

Fleckenkalk (K. RYNIKER 1923, 6)

K. RYNIKER bezeichnet damit die teilweise gelbgefleckten, zwischen den Calcaires à plaquettes und dem Virgulahorizont (Tab. 2) liegenden Kalke am Bielersee.

Calcaire compacte à dents de poisson (A. JACCARD 1869, 185)

Der Calcaire compacte umfasst die Schichten zwischen dem Calcaire à plaquettes und dem Ptérocérien im Waadtländer Jura (Tab. 2). Namengebend sind die darin vorhandenen Fischschuppen und -zähne (vgl. Tab. 2 und Stratigraphisches Lexikon Fasc. 7a, 1960, 74).

Lithostratotyp

Definition: Die Twannbachformation ist eine lithostratigraphische Einheit, welche die Schichten vom Dach der Grenznerineenbank bis zum Dach des Calcaire âpre umfasst.

Typlokalität: Twannbachschlucht ob Twann, Bielersee, Kt. Bern, LK-Blatt 1145. Lage der Grenznerineenbank: Twannbachschlucht, Koord. 577.850/216.420 (vgl. Fig. 4). Lage des Calcaire âpre: Zwischen Tüscherz und Wingreis, Koord. 580.850/217.780 (vgl. Fig. 7).

Mächtigkeit: 102 ± 5 m

Beschreibung: Ein vollständiges, zusammenhängendes Profil besteht in der Gegend des Bielersees nicht. Die Twannbachschlucht ist die einzige Loka-

lität, wo die Schichten mit einigen Unterbrüchen von der Grenznerineenbank bis gegen den Calcaire âpre verfolgt werden können. Die obersten 1 ± 0,5 m sind nicht aufgeschlossen; der Übergang zur Goldbergformation ist jedoch 3 Km NE Twann zwischen Tüscherz und Wingreis zu beobachten. (Vgl. Abschnitt 4.2.2, Profil Fl). Der mittlere Teil der Twannbachformation wurde in den Steinbrüchen hinter der Burgfluh (Profil Bn und Bu, Fig. 5 u. 6) ob Twann aufgenommen. Damit konnte, abgesehen von einer 4,5 m grossen Lücke, ein durchgehendes Profil der oberen 64 ± 2 m erhalten werden. Eine Detailbeschreibung zum unteren Drittel der Twannbachformation gibt H. THALMANN (1965, Diss. Bern) 13 Km NE von Twann bei Reuchenette (LK-Blatt 1126, Koord. 585.730/226.470). Da die Twannbachformation keine Leithorizonte von grosser lateraler Ausdehnung aufweist, ist eine Korrelation einzelner Schichtglieder mit dem Profil bei Reuchette nicht möglich.

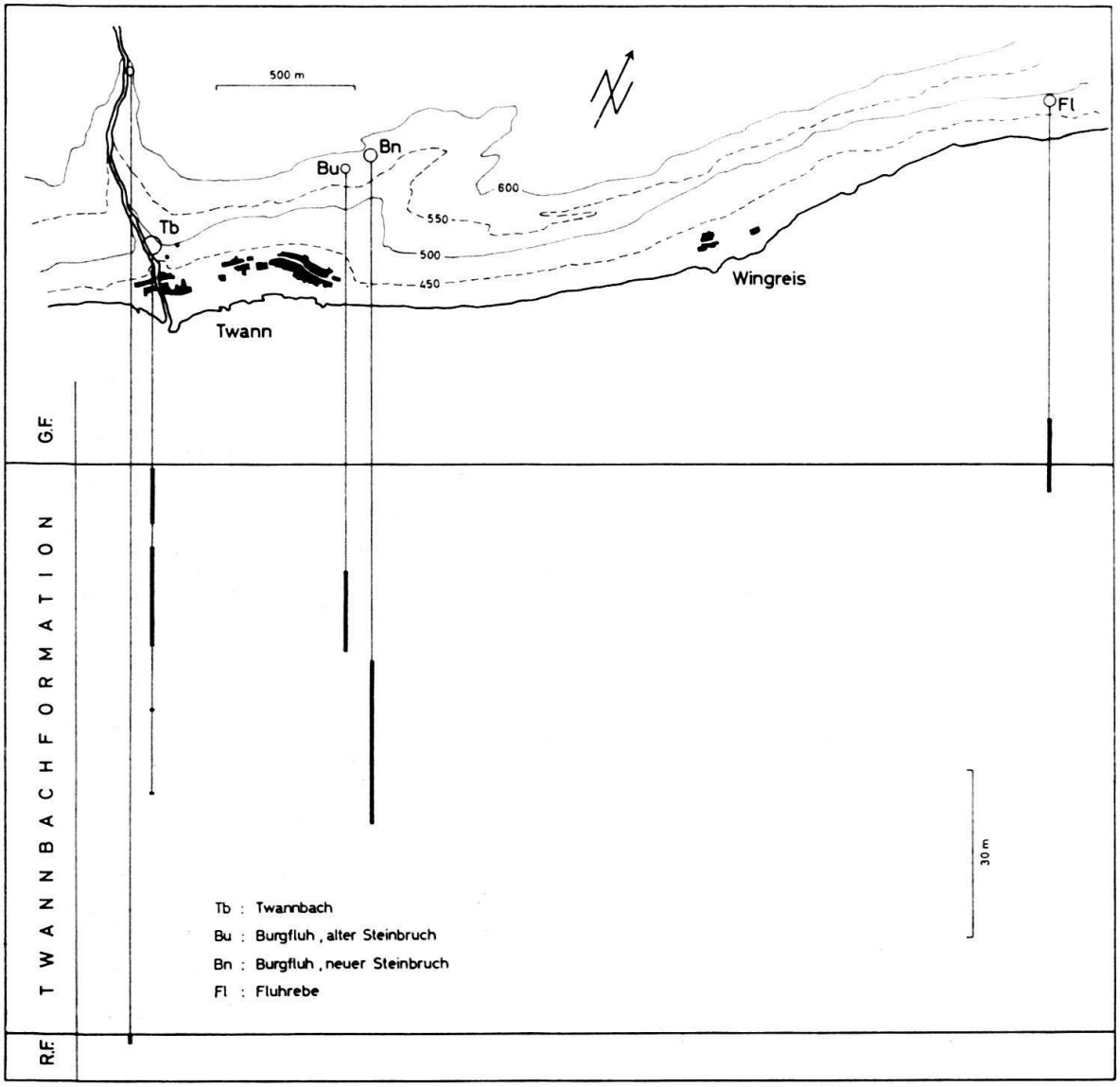

Fig. 2. Situation der Profile aus der Twannbachformation.
(R.F. = Reuchenetteformation, G.F. = Goldbergformation).

Detailprofile

Profil Twannbach (Tb)

Twannbachschlucht, LK-Blatt 1145; die Grenze Reuchenetteformation/Twannbachformation ist in der Schluchtmitte beim Koordinatenpunkt 577.850/216.420 aufgeschlossen.

Reuchenetteformation:

6.0	x + 0,5 m	Beiger, dunkelgelb gefleckter, mikrokristalliner Kalk.
6.1	1,3 m	Grenznerineenbank; dunkelgelber, leicht beige gefleckter, arenitischer Nerineenkalk.

Twannbachformation:

6.2	0,5 + x m	Beige/dunkelgelb gesprenkelter, arenitischer Kalk.

71 ± 3 m über der Grenznerineenbank (vgl. Fig. 4):

1.–4.	x + 4,3 m	Graubeiger, dunkelgelb gefleckter, kryptokristalliner bis leicht arenitischer Kalk, teilweise mit feinen Dendriten; dünnplattig bis plattig.
5.	0,8 m	Beiger, kryptokristalliner, harter Kalk; bankig.
6.	0,5 m	Graubeiger, kryptokristalliner Kalk, typisch hellgelb, kreidig verwitternd; plattig bis dünnbankig.
7.–8.	3,6 m	Graubeiger, teilweise dunkelgelb gefleckter, mikrokristalliner Kalk bis dolomitischer Kalk, dünnplattig bis bankig.
9.	0,15 m	«Brèche multicolore»; beige, mikrokristalline Grundmasse, graubeige und schwarze, kryptokristalline, vollständig eckige Komponenten bis zu 7 cm Grösse. Die Cailloux noirs sind zuoberst angereichert (vgl. Fig. 23, Abschnitt 3.4.2).
10.	0,3 m	Grau-hellbeige gebänderter, mikrokristalliner Kalk, gegen unten in Nr. 9 übergehend.
11.	0,7 m	Graubeiger, krypto- bis makrokristalliner, derber Kalk, z. T. mit Dendriten; bankig.

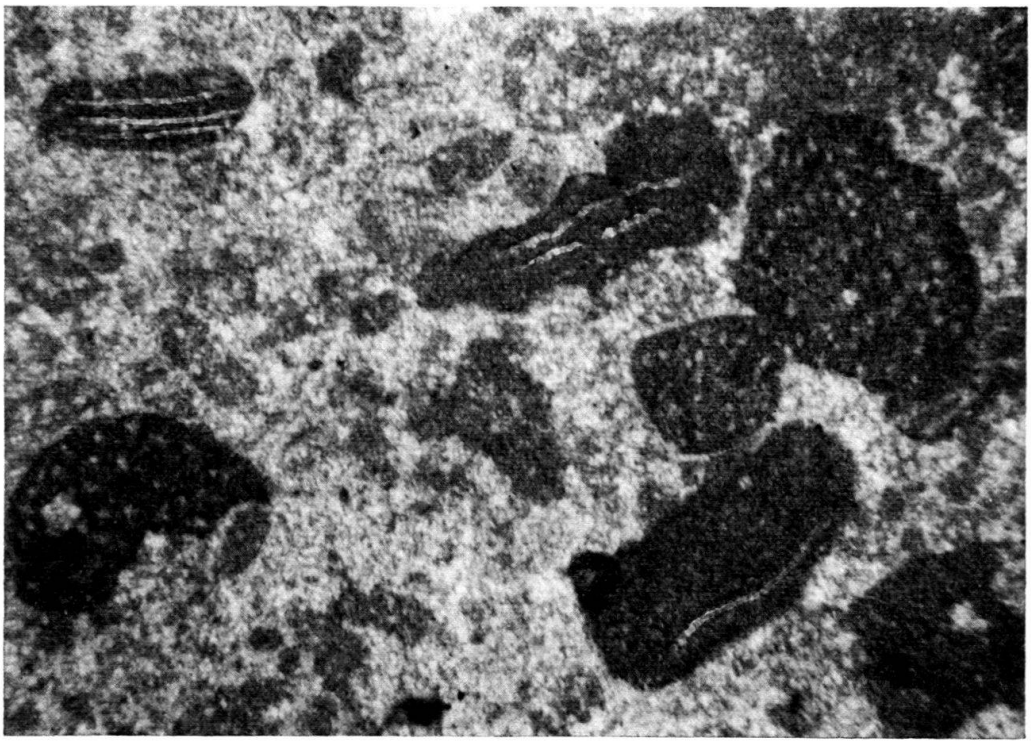

Fig. 3. Coprolithus salevensis Paréjas in mikrokristallinem Kalk der obersten Twannbachformation (Profil Twannbach, Tb). (Vergrösserung 50 ×),

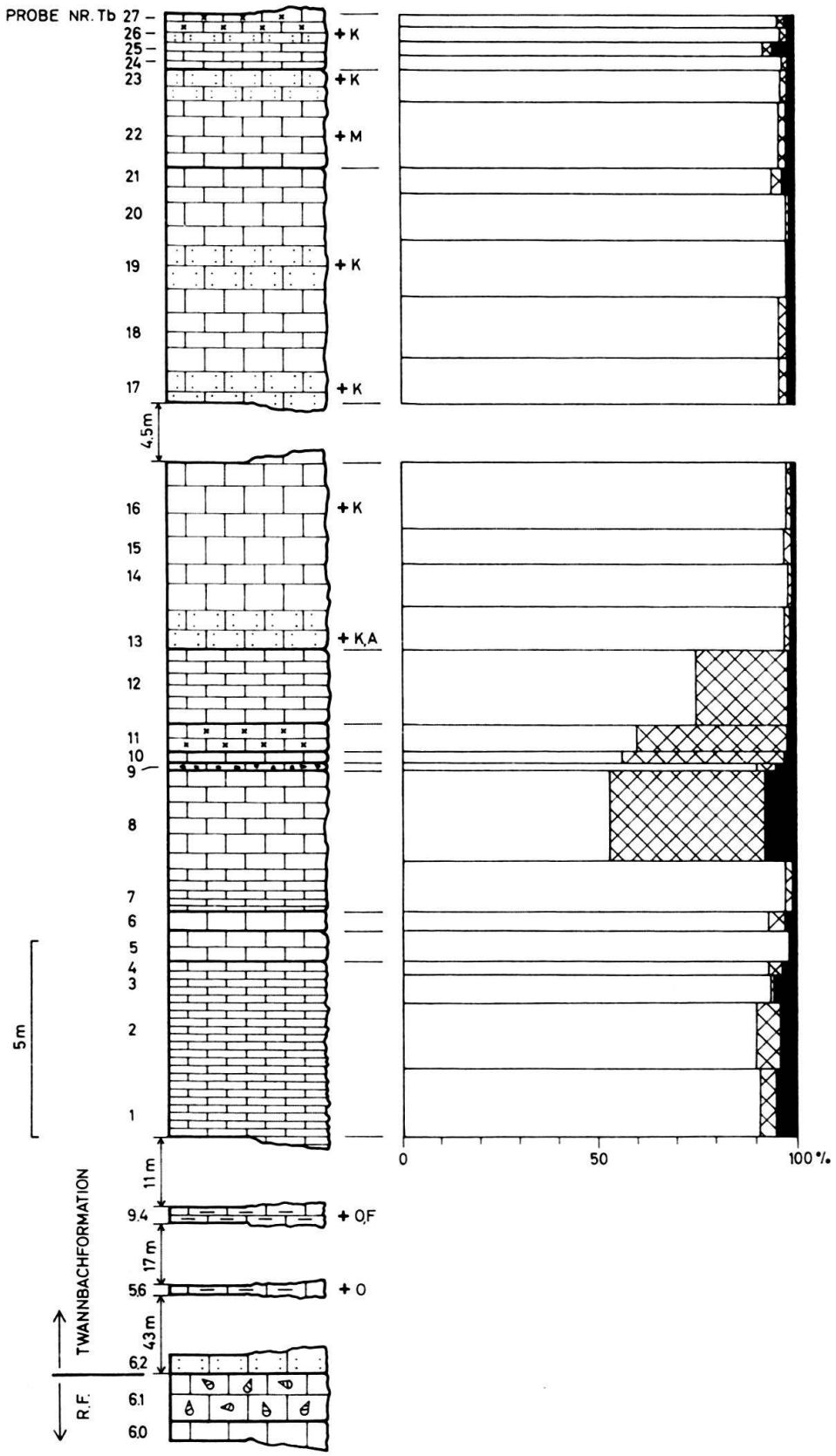

Fig. 4. Profil Twannbach (Tb) (Legende siehe Fig. 5).

12.	1,9 m	Beiger, kryptokristalliner, dolomitischer Kalk, kreidig verwitternd; plattig bis dünnbankig.
13.–16.	4,8 m	Beiger bis graubeiger, kryptokristalliner und arenitischer Kalk; bankig bis dickbankig. *Coprolithus* sp. (bis 20 % Anteil am Gestein).

Die folgenden 4,5 ± 0,5 m sind nicht aufgeschlossen.

17.–21.	6,0 m	Grau- bis bräunlich-beiger, arenitischer und mikro-bis kryptokristalliner Kalk; dünnbankig bis bankig. *Coprolithus salevensis* PARÉJAS 1948.
22.–23.	2,5 m	Hellbeiger bis beiger, arenitischer und kryptokristalliner Kalk; dünnbankig bis bankig. *Coprolithus* sp., Schalentrümmer von Mollusken.
24.–27.	1,4 + x m	Hellgrauer bis grauer, z. T. krypto-, mikro-, makrokristalliner und arenitischer Kalk; plattig bis dünnbankig. *Coprolithus salevensis* PARÉJAS 1948.

Dach des Profils: Koord. 578.280/215.900.

Aus zwei mergeligen Lagen konnten in der Twannbachformation Mikrofossilien isoliert werden:

Probe Tb 5.6:	Koordinaten 577.880/216.320; 43 ± 2 m über der Grenznerineenbank. *Macrodentina* (*M.*) *klingleri* MALZ.
Probe Tb 9.4:	Koordinaten 578.040/216.025; 60 ± 3 m über der Grenznerineenbank, entspricht Horizont Bn 18 im Profil Burgfluh (Bn). Brackische bis marine nicht genau identifizierbare Ostrakoden.

Profil Burgfluh, neuer Steinbruch (Bn)

Steinbruch nördlich der Burgfluh ob Twann, LK-Blatt 1145, Koord. 578.775/216.530.

10.	x + 4,0 m	Graubeiger, dunkelgelb gefleckter, kryptokristalliner Kalk; plattig bis bankig. Vereinzelte Schalentrümmer von Mollusken.
11.	0,4 m	Hellgrau-beiger, feinbrekziöser, kalkiger Dolomit mit kryptokristalliner Grundmasse, kreidig verwitternd.
12.	2,7 m	Graubeiger, dunkelgelb gefleckter, kryptokristalliner Kalk; plattig bis dünnbankig.
13.	0,45 m	Hellbeiger, arenitischer Kalk. Milioliden, Schalentrümmer von Mollusken.
14.	6,2 m	Graubeiger, dunkelgelb gefleckter, mikrokristalliner Kalk; plattig bis bankig. Schalentrümmer von Mollusken.
15.	0,3 m	Hellbeiger, kryptokristalliner, harter, kalkiger Dolomit, kreidig verwitternd, zuoberst zwei graugrünliche Mergelbändchen von max. 1 cm Dicke. Die Mergel enthalten vereinzelte, schlecht erhaltene, nicht näher bestimmbare brackische bis marine Ostrakoden.
16.	2.0 m	Graubeiger, dunkelgelb gefleckter, mikro- bis kryptokristalliner dolomitischer Kalk; dünnbankig.
17.	3,9 m	Beiger, kryptokristalliner, leicht zoogendetritischer, harter Kalk; bankig bis dickbankig. Milioliden, kleine Gastropoden, Schalentrümmer von Mollusken und Echiniden.
18.	0,25 m	Beiger, von dunkelgelben, regellosen Mergellagen durchzogener Kalk. Echiniden-Stacheln, unbestimmbare Ostrakoden. Diese Schicht entspricht Tb 9.4 des Profils Twannbachschlucht.
19.	1,6 m	Graubeiger, kryptokristalliner Kalk, von dünnen, grünlichen Tonhäuten durchzogen, plattig.
20.	7,0 + x m	Beiger bis graubeiger, kryptokristalliner, z. T. arenitischer Kalk, von grünlichen Tonhäuten durchzogen; bankig bis dickbankig. Milioliden, kleine Gastropoden, Schalentrümmer von Mollusken und Echiniden.

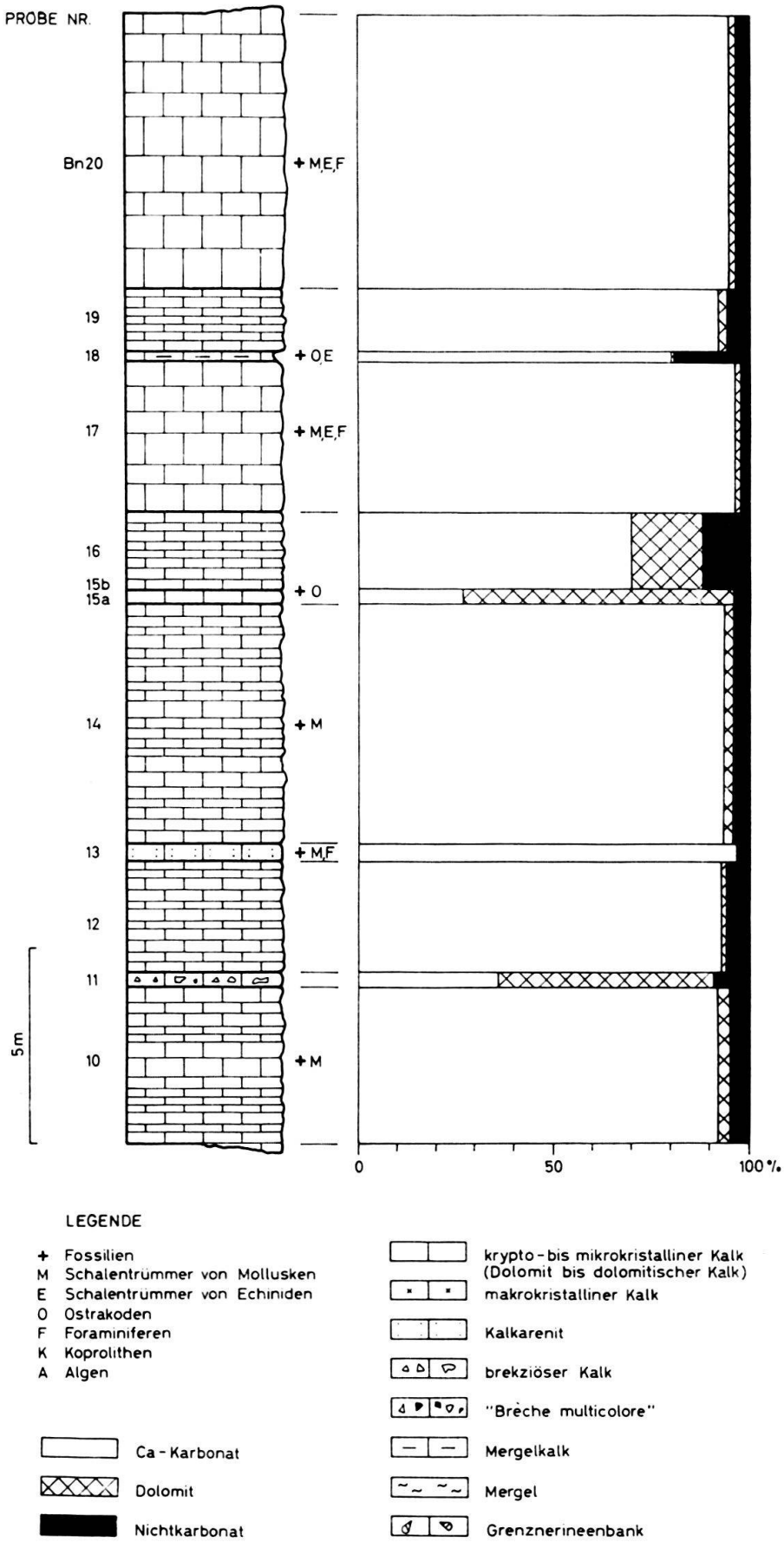

Fig. 5. Profil Burgfluh, neuer Steinbruch (Bn). Legende gültig für Fig. 4 und 5.

Profil Burgfluh, alter Steinbruch (Bu)

Steinbruch nordwestlich der Burgfluh ob Twann, LK-Blatt 1145, Koord. 578. 720/216.440. Fortsetzung von Profil Bn (Lücke zwischen Bn 20 und Bu 1: 2 ± 1 m).

Twannbachformation:

1.	x + 0,7 m	Graubeiger, dunkelgelb gefleckter, kryptokristalliner Kalk, z. T. von sehr feinen, grünlichen Tonhäuten durchzogen; schlecht gebankt, plattig bis dünnbankig. Milioliden, Schalentrümmer von Mollusken und Echiniden.
2.	0,02 m	Dunkelgelbe, mergelige Lage; steril.
3.	2,1 m	Graubeiger, dunkelgelb gefleckter, kryptokristalliner Kalk, von unregelmässigen, grauoliven, feinen Tonlagen durchzogen; schlecht gebankt, plattig bis dünnbankig. Milioliden, Schalentrümmer von Echiniden und Mollusken.
4.	0,001–0,005 m	Graue, mergelige Lage.
5.	0,85 m	Graubeiger, dunkelgelb gefleckter, kryptokristalliner Kalk, teilweise mit schwarzen undeutlichen Dendriten; gut blätterig aufspaltbar, dünnplattig bis dünnbankig.
6.	0,2 m	Graubeiger, dunkelgelb gefleckter, kryptokristalliner Kalk, z. T. mit schwarzen Dendriten; schlecht gebankt, plattig bis bankig. Vereinzelte Schalentrümmer von Mollusken.

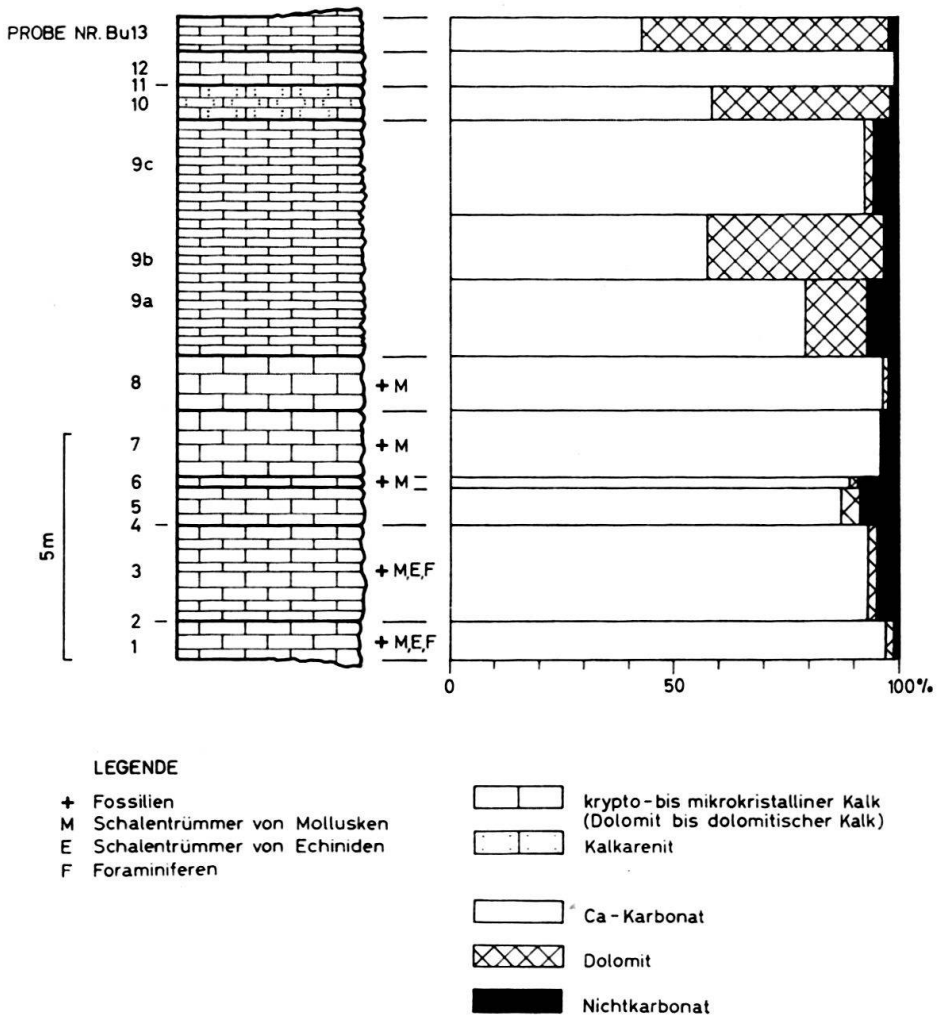

Fig. 6. Profil Burgfluh, alter Steinbruch (Bu).

8.	1,2 m	Graubeiger, dunkelgelb gefleckter, kryptokristalliner Kalk; bankig. Vereinzelte Schalentrümmer von Mollusken.
9a–9c	5,3 m	Graubeiger, dunkelgelb gefleckter, kryptokristalliner Kalk bis dolomitischer Kalk, blättrig bis dünnbankig.
10.	0,8 m	Grauer, dunkelgelb gefleckter, arenitischer, dolomitischer Kalk; dünnbankig.
11.	0,02 m	Dunkelgelbe Mergellage, steril.
12.	0,7 m	Beiger, dunkelgelb gefleckter, kryptokristalliner Kalk, z. T. mit schwarzen Dendriten; plattig bis dünnbankig.
13.	0,8 + x m	Beiger, kryptokristalliner, harter, kalkiger Dolomit, hellgrau-weiss, kreidig anwitternd, z. T. mit schwarzen Dendriten; dünnplattig bis plattig.

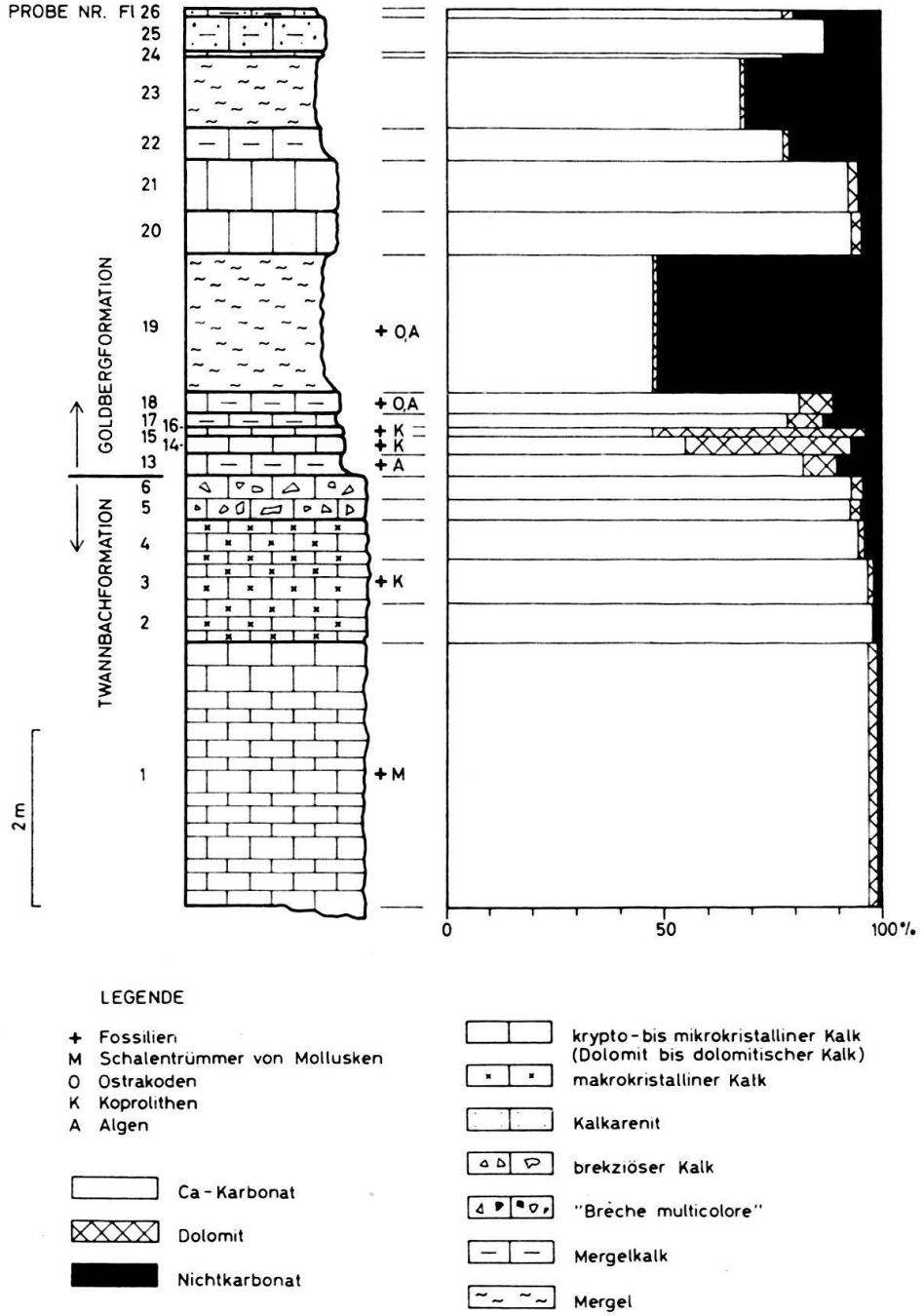

Fig. 7. Profil Fluhrebe (Fl).

Profil Fluhrebe (Fl)

Weganschnitt und alter Steinbruch zwischen Tüscherz und Wingreis, LK-Blatt 1145, Koordinaten 580.850/217.780.

Twannbachformation (Weganschnitt):

1.	x + 3,0 m	Hellbeiger, kryptokristalliner Kalk; plattig bis bankig. Schalentrümmer von Mollusken, möglicherweise von Ostrakoden.
2.–4.	1,4 m	Dunkelgrauer, gegen unten allmählich heller werdender makro- z. T. mikrokristalliner, harter Kalk; plattig bis dünnbankig. *Coprolithus salevensis* PARÉJAS 1948.
5.–6.	0,5 m	Harte Brekzie mit Komponenten aus dunkelgrauem, makrokristallinem und dunkelgelbem mikrokristallinem Kalk, nach oben gelbe, gegen unten graue Bestandteile vorherrschend, Quarzgehalt bis zu 3 %.

Fortsetzung des Profils: Abschnitt 4.2.1 Profil Fl.

Dolomitgehalt

Wie die Karbonatbestimmungen zeigen, besteht der Begriff «Dolomies portlandiennes» für die obere Twannbachformation in unserem Untersuchungsgebiet zu Unrecht. Nebst zwei geringmächtigen, kalkigen Dolomitbänken im mittleren Teil der Twannbachformation und einer 20–30 m unterhalb der Obergrenze liegenden dolomitischen Kalkzone, treten nur Kalke mit meist weniger als 5 % Dolomitgehalt auf. – Zwei Analysen von E. FREI (1925, 21) aus dem südöstlichen Neuenburger Jura, sowie einige Bestimmungen durch P. A. ZIEGLER (1956, 13) aus dem Vallon de St. Imier ergaben für den oberen Teil der Twannbachformation meist Dolomitgehalte unter 10 %. – Wir möchten daher anregen, die Bezeichnung «Dolomies portlandiennes» fallen zu lassen.

Am frischen Handstück ist der dolomitische Charakter nicht zu erkennen; dagegen besitzen sämtliche kreidig anwitternden Horizonte einen Dolomitgehalt von mindestens 20 %. Wie die Dünnschliffuntersuchungen zeigen, tritt der Dolomit nicht in Form von grösseren Sammelkristallen auf, sondern granoblastisch, krypto- bis mikrokristallin der Grundmasse entsprechend. Idiomorphe Kristalle sind keine erkennbar. – Es ist anzunehmen, dass die Dolomitisierung früh- bis spätdiagenetisch, metasomatisch erfolgt ist (P. und F. NIGGLI 1952, 445; F. J. PETTIJOHN 1956, 421). Eine den metasomatischen Vorgang begünstigende Anreicherung von Magnesiumionen erfolgt durch Verdunstung von Meerwasser in abgeschlossenen Becken (P. und F. NIGGLI 1952, 445). Die dolomitischen Zonen in der Twannbach- und an der Basis der Goldbergformation könnten daher möglicherweise vier lagunäre Phasen darstellen. Das Auftreten der nichtmarinen, dolomitarmen «Brèche multicolore» Tb 9 inmitten einer dolomitischen Zone und die biofaziellen Ergebnisse sprechen für diese Annahme.

Lithofazieller Überblick

Wie aus den Detailaufnahmen ersichtlich ist, lassen die lithologischen Verhältnisse in unserem Untersuchungsgebiet keine Unterteilung der Twannbachformation zu. Der Calcaire âpre, eine sedimentäre Brekzie und der Calcaire saccharoïde, ein makrokristalliner Kalk, sind die einzigen Horizonte mit konstanter räumlicher Verbreitung. Sie nehmen die obersten zwei bis drei Meter der Twannbachformation ein.

Die Calcaires à plaquettes stellen keine lithostratigraphische Einheit dar. Die häufig blättrig aufspaltbaren, dünnplattigen Kalke können 20 bis 35 m unterhalb der Obergrenze einsetzen und als bis acht Meter mächtige Schichtpakete wiederholt bis zur Grenznerineenbank auftreten (vgl. z. B. Fig. 8).

Nur von lokaler Bedeutung dürfte der 0,2 bis 0,5 m mächtige dunkelgelbe Mergelkalkhorizont Tb 9 respektive Bu 18 sein. Im Gebiet der Twannbachschlucht bildet er eine willkommene Leitschicht. E. BAUMBERGER (1894, 188) fand darin *Thracia incerta* DESHAYES.

Verschiedentlich können in den untersten 35 m der Twannbachformation Bänke mit meist kleinen Nerineen auftreten. Eine derartige, 30 m über der Grenznerineenbank liegende Schicht, ist durch die gesamte Taubenlochschlucht zu verfolgen.

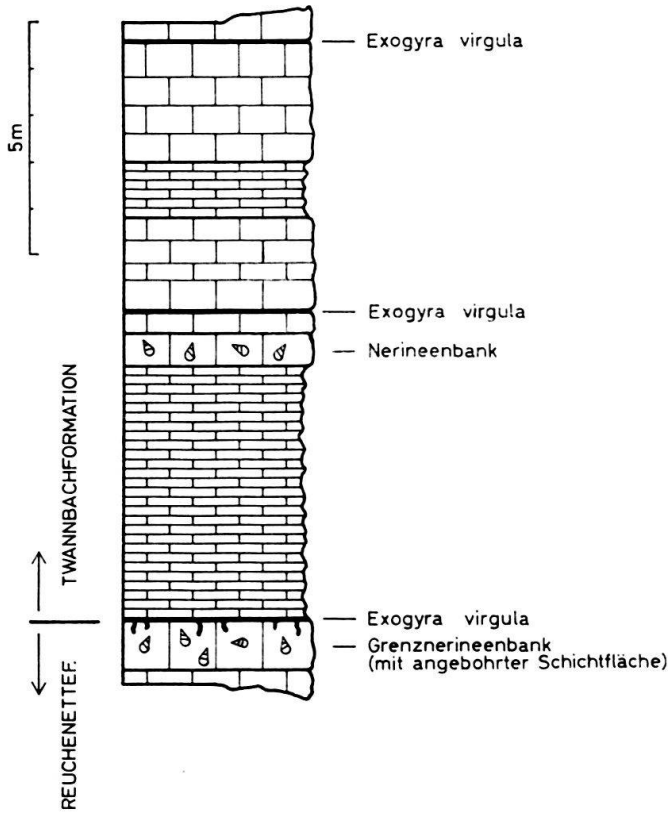

Fig. 8. Schichtfolge in der Grenzzone Reuchenette –/ Twannbachformation im Tüscherzwald (Koord. 581.740/218.890).

Besonders gut ist sie südlich Frinvillier (Koord. 586.310/223.910) ausgebildet. Eine ähnliche Schicht ist in der Twannbachschlucht ca. 25 m über der Grenznerineenbank zu beobachten. Sehr wahrscheinlich handelt es sich dabei um den von E. BAUMBERGER (1894, 188) festgestellten, gastropodenführenden, weissen Kalk.

Zur Verbreitung der dunkelgelb gefleckten Kalke gilt folgende allgemeine Regel: Die oberen 20 m der Twannbachformation sind beige bis graubeige gefärbt und ungefleckt, die darunter folgenden 50 m sind fast ohne Ausnahme gelbfleckig, die untersten 30 m weisen nur vereinzelt Gelbflecken auf. Der Ausdruck «Fleckenkalke» von K. RYNIKER (1923, 6) zur Bezeichnung der unteren Twannbachformation hat daher keinen lithostratigraphischen Wert.

Die eigentlichen Virgulamergel sind im Untersuchungsgebiet nicht ausgebildet. An ihrer Stelle treten teilweise millimeterdicke Schalenpflaster von *Exogyra virgula*, die an die untersten 15 m der Twannbachformation gebunden sind und öfters mehrere übereinanderliegende Horizonte bilden.

Ein Beispiel zur Schichtfolge in der Grenzzone Reuchenetteformation/Twannbachformation gibt vorangehendes schematisches Profil (Fig. 8) aus einem Wegeinschnitt im Tüscherzwald (LK-Blatt 1125, Koordinaten der Grenznerineenbank: 581.740/218.890).

Chronostratigraphische Stellung der Reuchenette-/Twannbachformation-Grenze

Am Jura-Kolloquium in Luxemburg (1962) konnte nicht entschieden werden, ob das Portlandien nach dem Typprofil in England mit *Zaraiskites albani* beginnen soll, oder der verbreiteten Gepflogenheit entsprechend (Tithonien, Volgien) mit *Gravesia gravesiana*. Im Anschluss an das Kolloquium wurde durch den Beschluss der britischen Kommission, das Portlandien mit *Gravesia gravesiana* beginnen zu lassen, die Frage entschieden.

In unserem Untersuchungsgebiet waren keine Ammoniten zu finden. Aus der Gegend Biel–Solothurn dagegen ist ein *Aulacostephanus* (*Pararasenia*) *quenstedti* Durand und eine *Gravesia* sp. bekannt (vgl. H. Thalmann 1965, Diss. Bern). Ersterer, der in der *Acanthicum*- und *Pseudomutabilis*-Zone auftritt, wurde nördlich von Solothurn im Steinbruch Bargetzi (LK-Blatt 1127, Koord. 607.150/230.000) ca. 20 m unterhalb der Grenznerineenbank gefunden. Die *Gravesia* stammt aus einer ca. 35 m über der Grenznerineenbank liegenden Schicht nördlich von Bözingen (LK-Blatt 1126, Koord. 586.890/222.770). Einen weiteren stratigraphischen Hinweis gibt uns *Macrodentina* (*M.*) *klingleri* Malz aus dem 43 $\pm$ 2 m über der Grenznerineenbank liegenden Horizont Tb 5.6 (vgl. Profil Tb, Fig. 4). Dieser Ostrakode ist für das Untere Portlandien leitend (H. J. Oertli, persönl. Mitteilung).

Auf Grund dieser Leitfossilien muss demnach die Grenze Reuchenette-/Twannbachformation im Grenzbereich «Kimmeridgien/Portlandien» (d. h. *A. autissiodorensis*/*G. gravesiana*) liegen. Weitere paläontologische Untersuchungen im zentralen Jura dürften möglicherweise eine noch genauere Korrelation ermöglichen.

1.2 Untere Kreide

1.2.1 Bisherige Untersuchungen

«Purbeckien»

Ch. Lory (1857, 2) beobachtet als erster die zwischen dem Valanginien und «Portlandien» liegenden Süsswasserschichten in der Gegend des Bielersees. V. Gilliéron (1865, 36) und J. B. Greppin (1867, 97) stellen das Fehlen der gipsführenden Zone in den inzwischen mit «Purbeckien» benannten Ablagerungen (vgl. Abschnitt 4.1) fest. Letzterer beschreibt von Riedli und Tüscherz folgende Makrofossilien: «*Physa wealdiana* Coq., *Planorbis lory* Coq., *Valvata helicoides* Forb».

G. Maillard (1884, 7) beschreibt das «Purbeckien» als eine 12–13 m mächtige nicht gliederbare, litorale Ablagerung. Ihm verdanken wir das erste Detailprofil aus

unserem Untersuchungsgebiet (Profil Riedli). Nebst den von J. B. GREPPIN genannten Fossilien findet G. MAILLARD an denselben Lokalitäten: «*Corbula forbesi* de LOR., *Lucina* cf. *plebeia* CONTEJEAN, *Megalostoma* sp. nov., *Cyrena*». Aus der Sammlung von V. GILLIÉRON bestimmt er zusätzlich: «*Cypris purbeckensis*, *Chara jaccardi*, *Lioplax* sp., *Megalostoma loryi* DE LOR.».

1888 findet H. ISCHER (L. ROLLIER 1888b, 165) einen silifizierten Baumstamm (Museum Schwab, Biel) beim Jägerstein nördlich Biel.

Zur Purbeckfazies bemerkt L. ROLLIER (1893, 112): «C'est une formation d'eau saumâtre d'une stérilité surprenante, remarqueable seulement par ses concrétions noires et par ses brèches».

Den Verlauf des «Purbeckien» zwischen Biel und Ligerz finden wir in der Karte von E. BAUMBERGER (1894, 148) eingezeichnet. In den basalen Schichten beobachtet er 1–1,5 mm grosse bipyarmidale Quarzkristalle, die nach G. MAILLARD (1884, 6) auftreten, wenn Gips fehlt. Die Mächtigkeit der «Purbecksedimente» wird von E. BAUMBERGER (1894, 48) mit 15–20 m angegeben. Ausser den bisher erwähnten Fossilien beschreibt er aus Riedli und Tüscherz: «*Planorbis coquandi*, *Bythinia sauthieri*».

K. RYNIKER (1923, 8) gibt zum «Purbeckien» folgende Beschreibung: «...reich an Kies und Sand, vermischt mit Konglomeratbänken und Mergeln, welche Ablagerungen wahrscheinlich von Wasserläufen mit starkem Gefälle herrühren».

Das Profil im Goldbergsteinbruch wird erstmals von A. CAROZZI (1948, 83) aufgenommen. Er beobachtet dabei in den meisten Schichten zahlreiche Ostrakoden und Characeen, sowie vereinzelte Dasycladaceen und Fucaceen. Folgende Spezies werden erwähnt: *Acicularia elongata* CAROZZI und *Eofucus fusiformis* CAROZZI.

F. BURRI (H. BARTENSTEIN und F. BURRI 1954, 426) bringt das von ihm erstmals beschriebene, über dem «Purbeckien» liegende Basiskonglomerat mit der unmittelbaren Nähe der «Transgressionsgrenze» «Purbeckien»/Valanginien in Zusammenhang.

Valanginien und Hauterivien

Nachdem 1828 A. DE MONTMOLLIN (1835, 49) als erster das Vorkommen basaler Kreide im Neuenburger Jura beobachtet hatte, hält er ihr Auftreten auch in der Gegend von Biel für wahrscheinlich. 1841 wird sie durch A. GRESSLY (1841, 247) mit Sicherheit zwischen Neuveville und Biel festgestellt. Auf Grund eines *Nucleolites* (*Catopygus*) *neocomensis* vermutet E. DÉSOR (1854, 7), dass die gelben Kreidekalke am Bielersee Valanginienalter besitzen.

Vermehrte Angaben über das Néocomien in unserem Untersuchungsgebiet vermittelt uns J. B. GREPPIN (1867, 103): Das Untere Valanginien tritt im Osten erstmals in Biel auf. Es bildet die zwei Kreidelappen nördlich und westlich der Stadt. Bis auf zwei Lücken bei Alfermée und Twann ist es sodann ununterbrochen bis nach Neuveville zu verfolgen. Das Obere Valanginien und die fossilreichen Hauterivienmergel reichen östlich bis nach Vingelz. Eine ausführliche Liste der Makrofossilien aus dem Unteren und Oberen Valanginien, sowie aus dem Hauterivien geben P. DE LORIOL und V. GILLIÉRON (1869, 116). Insgesamt werden über 50 Echiniden, Brachiopoden, Cephalopoden, Gastropoden und Pelecypoden angeführt.

Das scheinbare Fehlen der grauschwarzen Hauteriviensedimente östlich Twann begründen P. DE LORIOL und V. GILLIÉRON (1869, 112) durch litorale Sedimentationsverhältnisse im östlichen Bielerseegebiet. E. BAUMBERGER (1894, 160) entdeckt jedoch die dunkel gefärbten Schichten beim tiefen Umgraben in den Reben zwischen Wingreis und Twann.

Eine eingehende Beschreibung erfährt das Valanginien der Bielerseegegend durch E. BAUMBERGER (1894, 160). Das Untere Valanginien teilt er in die alternierenden Kalk- und Mergelschichten und den rein kalkigen Marbre bâtard ein. Für das Untere Valanginien (= Berriasien nach BAUMBERGER) gibt er (1903, 7) eine Mächtigkeit von 40–45 m, für das Obere Valanginien 6 m an. In den Haslen ob Twann und am Kapf wird eine über dem Marbre bâtard liegende 0,2–0,5 m mächtige Mergel- bis Mergelkalkschicht den Marnes d'Arzier gleichgesetzt, jedoch ohne ihre Zugehörigkeit mit Fossilien belegen zu können. An denselben Lokalitäten beobachtet E. BAUMBERGER im Übergang zum Hauterivien graue bis gelbe Bryozoenmergel (= Astieriaschicht). Aus dem Unteren Valanginien nennt er insgesamt 45 Echiniden-, Brachiopoden-, Gastropoden- (darunter *Natica leviathan*) und Pelecypoden-Arten; aus dem Oberen Valanginien werden 58 Makrofossil-Arten (darunter ein Cephalopode: *Ammonites thurmanni*) erwähnt, aus dem Hauterivien 46 (darunter verschiedene Cephalopoden-Arten).

Die gesamte Fauna der Unteren Kreide aus dem westschweizerischen Jura, insbesonders jedoch die Ammoniten werden durch E. BAUMBERGER (1903, 1905–1908, 1910) in sechs aufeinanderfolgenden Monographien beschrieben. J. H. BASCHONG (1921, 50) nennt aus der Gegend von Twann folgende Bryozoen: *Diastopora tubulosa* D'ORB. aus dem Valanginien und *Entalophora neocomiensis* D'ORB., *Spiropora verticillata* GOLDF., *Diastopora tubulosa* D'ORB., sowie *Heteropora arborea* K. und DUN. aus dem Hauterivien.

Ausser der sorgfältigen Detailkartierung von K. RYNIKER (1923) vermögen weitere Arbeiten (B. AEBERHARDT 1907, W. SCHUERER 1928, F. ANTENEN 1936) den eingehenden Untersuchungen BAUMBERGERS nichts mehr beizufügen.

Durch H. BARTENSTEIN und F. BURRI (1954, 426) werden erstmals in unserem Untersuchungsgebiet Mikrofossilien aus dem Valanginien bearbeitet. F. BURRI (1956, 613) verdanken wir die Aufnahme einer Anzahl sehr detaillierter Profile und die Bearbeitung folgender Rhynchonellen aus dem Hauterivien und Oberen Valanginien von Vingelz und Twann:

Sulcirhynchia valangiensis (DE LOR.)
Lamellaerhynchia desori (DE LOR.)
Lamellaerhynchia hauteriviensis BURRI
Plicarostrum hauteriviense BURRI
Plicarostrum aubersonense BURRI

Als *Feurtillia frequens* beschreibt W. MAYNC (1958, 1) eine neue Foraminiferen-Gattung und -Spezies aus der Mergel- und Kalk-Zone des Berriasien bei Twann. Aus dem Valanginien beim Gottstatterhaus gibt er (1959, 165) eine Beschreibung von *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA).

1.2.2 Goldbergformation («Purbeckien»)

Lythostratotyp

Definition: Die Goldbergformation ist eine lithostratigraphische Einheit, die die Schichten zwischen dem Calcaire âpre (unten) und dem Basiskonglomerat (oben) umfasst.

Typlokalität: Goldberg-Steinbruch, W. Biel, LK-Blatt 1125, Koord. 583.825/220.325.

An der Typlokalität sind die oberen 10,5 m mit dem hangenden Basiskonglomerat aufgeschlossen. Der untere Teil des Profils mit der Grenze zur Twannbachformation kann 4 Km SW vom Goldbergsteinbruch bei Fluhrebe (LK-Blatt 1145, Koord. 580.880/217.750) ergänzt werden.

Mächtigkeit: 14 ± 1 m

Detailbeschreibung: Siehe Abschnitt 4.2.1, Profil Go und Fl.

Verbreitung, lithofazieller Überblick

Die östlichsten Aufschlüsse der Goldbergformation im Jura liegen nördlich Biel (LK-Blatt 1126) beim Pasquart (vgl. Profil Pa, Abschnitt 4.2.1), SE Beaumont (Koord. 585.520/221.700) und hinter dem Gymnasium (Koord. 584.830/220.960). Da die Goldbergformation 2 Km SW von diesen Lokalitäten noch die volle Mächtigkeit besitzt, muss der Verlauf der ursprünglichen Sedimentationsgrenze weiter östlich von Biel angenommen werden.

Fig. 9. Goldbergsteinbruch, Typlokalität der Goldbergformation. Die vorwiegend massigen Kalkbänke der Mergel- und Kalk-Zone (rechts) werden von den teilweise stark auswitternden, weicheren Schichten der Goldbergformation abgelöst.

Die Goldbergformation verläuft am Südfuss der Seekette parallel zur Mergel- und Kalk-Zone des Berriasien, die die darunterliegenden weichen Schichten vor Erosion bewahrt hat. Bezeichnenderweise kann daher der Übergang zur Mergel- und Kalk-Zone an zahlreichen Stellen beobachtet werden: Pasquart, Gymnasium, Riedli, Goldberg, Rusel, Fluhrebe, Twann-Schützenhaus; die Grenze zur Twannbachformation dagegen nur bei Fluhrebe (vgl. Abschnitt 4.2.1, Profil Fl).

Die Goldbergformation besteht aus wechsellagernden, bunten, vorwiegend grau getönten Mergeln, Mergelkalken und Kalken. Wie die Karbonatanalyse eines durchgehenden Profils zeigt (Fig. 10), treten diese Gesteine etwa zu gleichen Teilen auf. Tonige Mergel sind eher selten, reine Tone konnten nicht nachgewiesen werden.

Dolomitische Gesteine kommen nur an der Basis vor (vgl. Profil Fl, Abschnitt 1.1.3). Unser Untersuchungsgebiet liegt demnach in der «domaine des couches dolomitiques inférieures» (A. Carozzi 1948, 10), die bipyramidale Quarzkriställchen (vgl. Abschnitt 4.3.2) und keine Gipseinlagerungen (vgl. Abschnitt 4.3.1) führt.

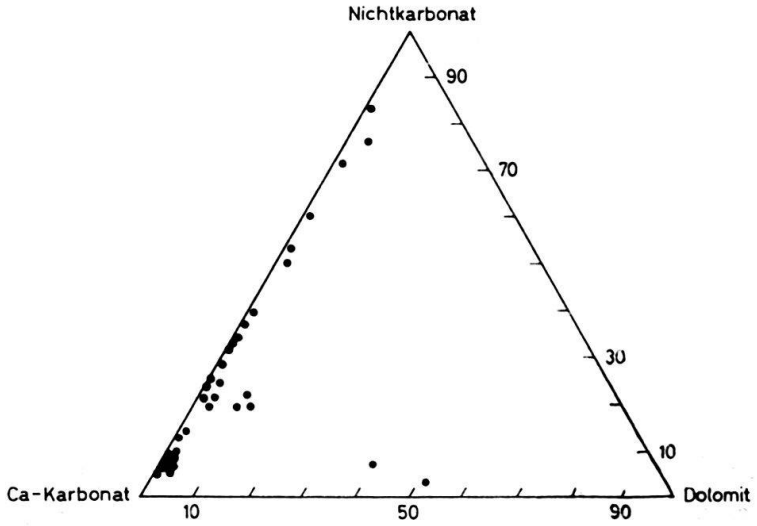

Fig. 10. Anteil Ca-Karbonat, Dolomit, Nichtkarbonat in der Goldbergformation. 35 Analysen aus einem durchgehenden Profil.

Besonders charakteristisch für die Goldbergformation sind die zahlreichen Cailloux noirs führenden Horizonte, die jedoch wie sämtliche andern Schichten, eine sehr beschränkte laterale Ausdehnung besitzen. So können z. B. die 250 m auseinanderliegenden Profile Riedli (Ri) und Goldberg (Go) nicht Schicht für Schicht korreliert werden Eine Ausnahme bildet der Knollenhorizont, eine 1,8–0,5 m mächtige (Mächtigkeitsabnahme gegen Westen), mergelkalkige, knollig anwitternde Schicht unterhalb des Basiskonglomerates, die sich über eine Strecke von 9 Km, d. h. von Pasquart bis nach Twann verfolgen lässt.

1.2.3 Valanginien

(Mergel- und Kalk-Zone des Berriasien einbezogen, vgl. Tab. 1)

Unteres Valanginien: Verbreitung, lithofazieller Überblick

Die Schichten des Unteren Valanginien können getrennt durch erosive Unterbrüche beim Pasquart, beim Pavillon Römer, bei Alfermée und Fluhrebe, dem Südfuss der Seekette entlang von Biel bis nach Twann verfolgt werden. Nördlich

der Antiklinale blieben sie im Jorat vor der Erosion verschont. Der östlichste, anstehende Valanginienaufschluss im Jura liegt im Bahneinschnitt nördlich Biel (Koord. 585.750/221.820). Vollständig ist die Gesteinsserie des Unteren Valanginien nur im Gebiet bei Vingelz und Twann, sowie möglicherweise im Jorat erhalten. Da nirgends ein durchgehendes Profil aufgeschlossen ist, und der oberste Teil des Marbre bâtard im allgemeinen fehlt, kann die Mächtigkeit nur annähernd mit 40 ± 5 m angegeben werden.

E. Baumberger (1901, 14) hat das Untere Valanginien in eine Kalkzone des Marbre bâtard (oben) und in eine Zone der oolithischen Mergel und Kalke (unten) aufgeteilt. Da über der Goldbergformation sowohl arenitische, kryptokristalline und oolithische Kalke auftreten (Abschnitt 4.5) sollte die Bezeichnung «oolithisch» vermieden werden; da zudem die Grenze Marbre bâtard/alternierende Mergel und Kalke sehr fluktuierend verläuft (Fig. 35), kommt den beiden Einheiten nur fazielle Bedeutung zu.

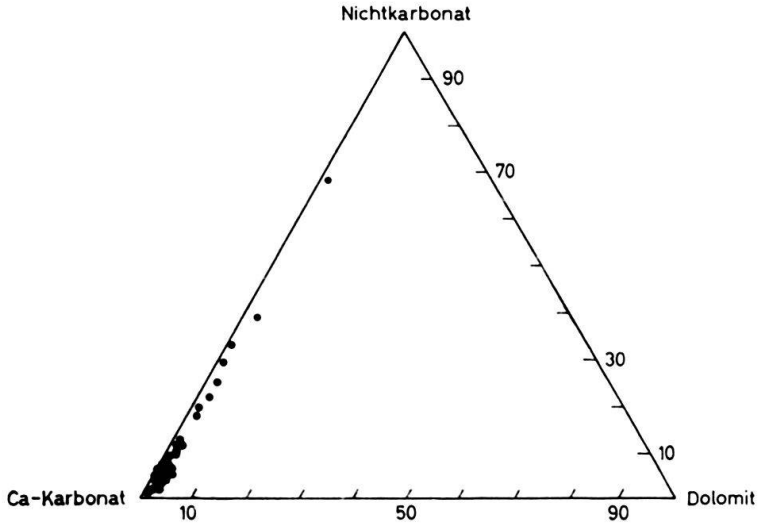

Fig. 11. Anteil Ca-Karbonat, Dolomit, Nichtkarbonat aus der Mergel- und Kalk-Zone und dem Marbre bâtard. 32 Analysen aus einem durchgehenden Profil.

Die Mergel- und Kalk-Zone setzt in unserem Untersuchungsgebiet mit einer geröllführenden, mergeligen, 2–15 cm mächtigen Schicht, dem Basiskonglomerat ein. Seine Mächtigkeit, sowie die Grösse der dunkelgelb verwitterten, meist schlecht gerundeten Gerölle nimmt gegen SW langsam ab. Der Geröllduchmesser schwankt zwischen 15 cm (Riedli) und einigen Millimetern (Twann). Bei Twann ist das Basiskonglomerat nur noch schwach erkennbar, nördlich Ligerz ist es nicht mehr festzustellen. Es ist daher nur von rein lokaler Bedeutung, bildet jedoch in unserem Untersuchungsgebiet den einzigen Horizont von grösserer lateraler Ausdehnung.

Die meist gelbgefärbten, fleckigen Gesteine des Valanginien heben sich deutlich von denjenigen der Goldberg- und Twannbachformation ab. Wie die Karbonatanalyse eines durchgehenden Profils zeigt (Fig. 11), treten im Marbre bâtard und der Mergel- und Kalk-Zone keine dolomitischen Kalke auf. Der maximale Dolomitgehalt beträgt 3,5 %. Kalke sind bei weitem vorherrschend. Im allgemeinen nimmt die Mächtigkeit und die Anzahl der Mergeleinschaltungen in der Mergel- und Kalk-Zone

nach oben kontinuierlich ab. Die Grenze zum Marbre bâtard ist nach der stratigraphisch höchsten Mergellage zu ziehen, da jener die Bedeutung einer reinen Kalkfazies hat. Nicht selten erreichen die meist harten, gut gebankten Kalke des Marbre bâtard einen Karbonatgehalt von über 99 %.

Aufarbeitungshorizonte von rein lokaler Ausdehnung sind besonders in der Mergel- und Kalk-Zone verschiedentlich anzutreffen. Meist handelt es sich um dünne, brekziöse, geröllführende Lagen, die z. T. über angebohrte Dachflächen von Kalkbänken transgrediert sind.

Irgendwelche Leithorizonte, die eine Unterteilung des Marbre bâtard und der Mergel- und Kalk-Zone in formale stratigraphische Einheiten ermöglichen würden, treten nicht auf.

Die Schichten keilen entweder aus oder sind einem raschen lithofaziellen Wechsel unterworfen (vgl. Fig. 40).

Oberes Valanginien: Lithofazies, Verbreitung

Das Obere Valanginien besteht in unserem Untersuchungsgebiet aus den Marnes d'Arzier, dem Calcaire roux und den Bryozoenmergeln. Sein Vorkommen beschränkt sich auf die drei Gebiete: Roggeten-Twann, Chrostälchen und Vingelz.

Die basalen Marnes d'Arzier sind gegenwärtig nirgends aufgeschlossen. E. Baumberger (1903, 12 und 17) beobachtete bei Haslen und der Kapfplatte zwischen dem Marbre bâtard und dem Calcaire roux eine 0,2–0,5 m mächtige oolithische Mergel- bis Mergelkalkschicht. Ihrer stratigraphischen Lage entsprechend, wurde sie den Marnes d'Arzier gleichgestellt.

Der Calcaire roux besteht aus einem gelb- bis rostbraunen, eisenschüssigen, arenitischen Kalk. Teilweise ist er ausgesprochen zoogendetritisch aus Mollusken- und Echinodermenschill aufgebaut. Gegen das Hauterivien hin werden die arenitischen Körner immer stärker limonitisiert und bestehen in der obersten Schicht ausschliesslich aus Limonit. Der Calcaire roux kann daher in eine spätige und limonitische Fazies unterteilt werden. Nicht selten treten in der limonitischen Fazies bis 5 mm grosse Bohnerzkörner auf. Eine Eisenbestimmung ergab einen Gehalt von 21 % Fe_2O_3. Glaukonit kommt nicht vor. Wie im Unteren Valanginien sind die Schichtflächen teilweise von Lithophagen angebohrt.

Am besten, d.h. mit einer Mächtigkeit von ca. 2 m ist der Calcaire roux bei Roggeten (Koord. 580.520/217.500) aufgeschlossen. Zahlreiche meist sehr kleine Aufschlüsse liegen am Waldrand ob Vingelz. In Vingelz selbst wird der Calcaire roux wiederholt durch Baugruben angeschnitten. Die einst ausgezeichneten Aufschlüsse (E. Baumberger 1903, 12 und 17) bei der Kapfplatte (Koord. 578.990/216.300) und bei Haslen ob Twann (Koord. 578.630/216.230) sind zum grossen Teil zugeschüttet. Im Tälchen oberhalb Chros kann der Calcaire roux zurzeit an drei Stellen beobachtet werden. Ein weiterer Aufschluss liegt an der Strasse Twann–Gaicht (Koord. 579.170/217.000). Obwohl der Calcaire roux auf weite Strecken verdeckt ist, kann er besonders im Rebgebiet bei Twann gut verfolgt werden. Seine obersten, stark eisenschüssigen Schichten geben dem Humus eine braunrote Farbe, die von der angrenzenden, durch die Hauterivienmergel gelb gefärbten tonigen Erde deutlich absticht.

Die von E. BAUMBERGER (1903, 13 und 18) beschriebenen Bryozoenmergel bei der Kapfplatte und bei Haslen dürften den «Astieriamergeln» oder der Couche de Villers im Kt. Neuenburg entsprechen (F. BURRI 1956, 608). Heute ist die ca. 5 cm mächtige Lage (E. BAUMBERGER 1903, 13) nicht mehr zu beobachten.

Nach den gegenwärtigen Aufschlussverhältnissen kann für das Obere Valanginien in der Gegend von Twann eine Mächtigkeit von mindestens 4,5 m angegeben werden. Nach den Detailprofilen von E. BAUMBERGER (1903, 18) beträgt sie 6 m.

1.2.4 Hauterivien

Gliederung

Das Hauterivien lässt sich lithologisch in vier Schichtglieder unterteilen:

d) Zone der Pierre jaune de Neuchâtel (oben)
c) Mergel- und Kalk-Zone
b) Knollenmergel-Zone
a) Mergel-Zone (unten)

Eine scharfe Grenze zwischen den einzelnen Einheiten besteht meistens nicht. In einem durchgehenden Hauterivien-Profil sind jedoch die Schichtglieder gut erkennbar und auseinanderzuhalten (vgl. Profil Va, Abschnitt 4.2.1). Eine ähnliche Einteilung verwendete E. BAUMBERGER (1901, 28).

Lithofazies, Verbreitung

Das gesamte Hauterivien besteht ausschliesslich aus detritischen, glaukonit- und quarzführenden Sedimenten, die nach oben hin kalkreicher werden.

Die unteren beiden Schichtglieder a) und b) (Mergel-Zone und Knollenmergel-Zone) besitzen primär eine dunkelgraue Farbe, die durch sehr fein verteilten Pyrit bedingt ist. Durch die Verwitterung wird der Pyrit oxydiert, was den Mergeln und Mergelkalken eine intensiv gelbe bis dunkelgelbe Farbe verleiht (vgl. Abschnitt 4.3.2). Mergel und Knollenmergel haben in unserem Untersuchungsgebiet annähernd die gleiche Verbreitung wie das Obere Valanginien (Roggeten-Twann, Chrostälchen und Vingelz). In Vingelz, wo das östlichste anstehende Hauterivien im schweizerischen Jura liegt, werden die untersten Schichten durch Baugruben angeschnitten (Koord. 583.400/220.070). Ein weiteres Vorkommen liegt im Weg des Tälchens oberhalb Chros (Koord. 579.180/216.980).

Das Schichtglied der Mergel- und Kalk-Zone c) besteht aus alternierenden Mergellagen und Kalkbänken. Die häufig leicht mergeligen Kalke enthalten teilweise im unteren Teil grüne konkretionäre Bildungen von Glaukonit. Ursprünglich ist ihre Farbe an der Basis grau bis graubeige, meist sind sie jedoch oxydativ verfärbt und besitzen die intensiv gelbbraune Färbung der oberen Schichten. Die Mergel- und Kalk-Zone finden wir bei Roggeten (Koord. 580.550/217.510) und beim östlichen Dorfeingang von Twann (Koord. 578.950/216.090) aufgeschlossen.

Die Pierre jaune de Neuchâtel d) besteht, wie die Kalke der unteren Schichtglieder, aus gelbbraunen, harten, zoogendetritischen Kalken. Der Detritus besteht vorwiegend aus feinem Echinodermenschill. Auffallend ist der meist hohe Quarzgehalt, dessen Anteil 6 % des Gesteins übersteigen kann. Kieselknollen oder ausgesprochene Schillhorizonte, wie sie bei Le Landeron auftreten (F. BURRI 1956, 621),

konnten im einzigen Aufschluss (Dorfeingang Twann, Koord. 578.950/216.090) in unserem Untersuchungsgebiet nicht beobachtet werden. Östlich von Twann dürfte die Pierre jaune de Neuchâtel nicht mehr vorkommen.

Die reliktischen Hauterivien-Vorkommen und die schlechten Aufschlussverhältnisse am Bielersee verunmöglichen genaue Mächtigkeitsangaben. Die untersten drei Schichtglieder (a bis c) dürften jedoch 20 m nicht überschreiten.

1.3 Obere Kreide

1.3.1 Bisherige Untersuchungen

Das Cénomanien wird in unserem Untersuchungsgebiet erstmals beim Ried ob Biel durch V. Gilliéron (A. Gressly 1864, 9; J. B. Greppin 1867, 110) festgestellt. Die Mächtigkeit des aufgeschlossenen Cenomankalkes wird mit 12 m angegeben (P. de Loriol und V. Gilliéron 1869, 109). Als einziges Fossil findet V. Gilliéron «*Holaster subglobosus*». 37 Schritte vom Aufschluss entfernt beobachtet er jurassische Schichten und vermutet, dass das Purbeckien dazwischen wohl kaum Platz habe. L. Rollier (1893, 132) nimmt als Unterlage Portlandien an. Später, bei offenbar sehr günstigen Aufschlussverhältnissen, beobachtet B. Aeberhardt (1907, 11) als Liegendes braune, oolithische Valanginienkalke.

Ein weiteres Cenomanvorkommen wird von E. Baumberger (1894, 13) am Franzosenweg ob Alfermée beschrieben. In den 4–5 m mächtigen, rosafarbig angehauchten Kalken findet er «*Inoceramus cuvieri* d'Orb., *Terebratula biplicata* Sow.» und Fragmente einer Pectenspezies. Nebst den typischen Cenomankalken beobachtet E. Baumberger gelblich bis weisses Gestein, sowie rötlich bis violett gefärbte Mergelkalke. Als Unterlage des Cenomans wird Unteres Valanginien angenommen. – An derselben Lokalität weist O. Renz (1936, 545) erstmals im schweizerischen Jura Maestrichtien nach. Er stellt fest, dass die Cenomankalke nicht in normalen Schichten auftreten, sondern als ein fest gepacktes Agglomerat kantengerundeter Brocken bis zu 4 m Durchmesser (H. Anderegg 1941, Tf. XI), daneben kommen untergeordnet kleinere Komponenten von bräunlichem Maestrichtien-Kalk vor. Die Grundmasse wird von umgelagreten Cenoman-Mergeln gebildet. Ein drittes Gestein, das als Füllmasse in karrigen Löchern des Maestrichtien und als kleine isolierte Brocken im Agglomerat auftritt, zeigt den Habitus eines Süsswasserkalkes. Sein stratigraphisches Alter wird mit Alttertiär, möglicherweise Eocaen, angegeben.

Das Cénomanien-Maestrichtien-Vorkommen wird durch O. Renz und A. Buxtorf (O. Renz 1936, 564) als eine Tasche im Marbre bâtard, ähnlich den sogenannten Hauterivientaschen gedeutet. Unter der Leitung von H. Anderegg (1941, Tf. XI) wird das Vorkommen auf eine Länge von 35 m aufgegraben, wobei im Cénomanien ein *Acanthoceras* gefunden wird.

1.3.2 Cénomanien und Maestrichtien

Den ausgezeichneten Ausführungen von O. Renz (1936, 545) über die Cénomanien- und Maestrichtien-Sedimente am Franzosenweg (Koord. 582.090/218.985) ist nichts beizufügen. Auf die anomale Lagerung dieses Gesteinsverbandes wird im Abschnitt 2.3 eingegangen.

Ein weiteres Cenoman-Vorkommen konnte in einer Baugrube in Alfermée (Koord. 582.030/218.630) entdeckt werden: Auf einer Aufschlussfläche von ca. 2 m² trat

eine wirr gelagerte Kalkbrekzie, ähnlich derjenigen am Franzosenweg, zutage. Die vollständig kalkige Grundmasse zeigt eine für das Cénomanien typische rötliche Farbe. Die eingelagerten, meist eckigen, gelblich-hellgrau gefärbten Komponenten von 0,1–60 cm Durchmesser unterscheiden sich nur durch ihre Farbe von der Grundmasse. Im Dünnschliff sind die beiden kryptokristallinen Globigerinen und Globotruncanen führende Oligosteginenkalke («Fissurinenkalke») nicht auseinanderzu halten. In einer 20 m nördlich vom Aufschluss entfernten Baugrube konnte der Calcaire âpre festgestellt werden. Berücksichtigt man das Einfallen der Schichten, so kann mit Sicherheit angenommen werden, dass das Liegende durch die obersten Schichten der Twannbachformation gebildet wird.

Der seit Jahrzehnten verschollene Cenoman-Aufschluss beim Ried konnte dank einer alten Etikette zu einem Handstück (datiert 1907, Coll. Geol. Institut ETH, Zürich) von L. Rollier, die mir freundlicherweise von H. P. Lutherbacher (Basel) vermittelt wurde, wieder aufgefunden werden. Eine vorläufige Notiz über dieses Vorkommen hat der Verfasser im Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., Vol. 30, Nr. 79, Seite 65 bis 68 veröffentlicht.

Der Aufschluss liegt beim Koordinatenpunkt 585.775/221.930 (LK-Blatt 1126) am Berghausweg. Sein Ausmass beträgt heute noch 3 m Länge und maximal 0,4 m Höhe; seitlich und oben wird er durch eine Gartenmauer, unten durch eine Asphaltstrasse begrenzt.

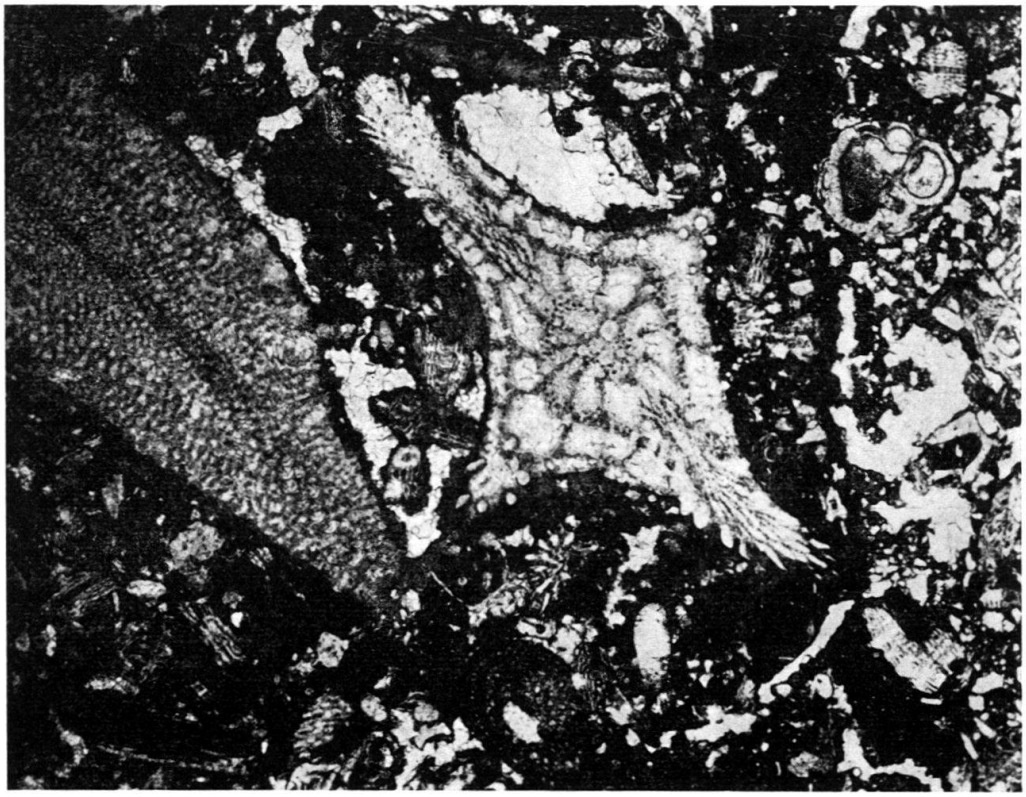

Fig. 12. Zoogendetritischer Maestrichtien-Kalk aus dem Vorkommen N Biel. (Vergrösserung 17 ×)
Links: Lepidorbitoides (schräger Schnitt)
Mitte: Siderolites calcitrapoides (Lam.)
Mitte unten: Bryozoe
Rechts oben: Embryonalapparat von Orbitoides (Simplorbites) gensacicus (Leymerie).

Das Cénomanien ist rein kalkig, ungeschichtet, leicht zerklüftet (Haarrisse) und knollig angewittert. In der Aufschlussmitte treten vier braungelbe, mit den Cénomanien-Kalken verwachsene, ziemlich eckige, harte Kalkbrocken hervor. Ihr Durchmesser schwankt zwischen 8 und 15 cm. Sehr wahrscheinlich handelt es sich um die von B. Aeberhardt (1907, 11) als «gelbe Konkretionen» beschriebenen Komponenten. In der Nordecke des Aufschlusses ist ein im Cénomanienkalk eingebettetes, ziemlich gut gerundetes, dunkelgraues «Kalkgeröll» von 7 cm Länge vorhanden.

Der ziemlich weiche, etwas kreidige, z. T. leicht brekziöse Cenomankalk ist von hellgrauer, teilweise auch rosa bis weinroter (lie de vin)-Farbe. Die Kluftflächen sind durch Einflüsse der Oxydation oft gelblich. Im Dünnschliff zeigt sich wiederum der typische dichte Oligosteginenkalk. Vereinzelt sind Globotruncanen und Lageniden erkennbar.

Die bereits erwähnten, beige bis braunen, etwas fleckigen, harten Kalkkomponenten weisen zahlreiche Querschnitte von Grossforaminiferen auf; sie sind dem Maestrichtien von Alfermée zum Verwechseln ähnlich. Die Untersuchung im Dünnschliff bestätigte die Identität. In grosser Zahl treten Orbitoiden, Lepidorbitoiden und Sideroliten auf (Fig. 12). Daneben besteht der ausgesprochen detritische Kalk vor allem aus Bruchstücken von Echiniden, Bryozoen, zahlreichen Foraminiferen und Megafossilien, seltener von Ostrakoden; vereinzelt treten auch Korallenreste auf.

Das dunkelgraue «Kalkgeröll» ist feindetritisch, weist jedoch ebenfalls identifizierbare Bruchstücke von Grossforaminiferen auf; als Besonderheit tritt hier *Microcodium* in sehr gutem Erhaltungszustand auf.

Der Kontakt zwischen dem Cénomanien- und Maestrichtien-Kalk ist meist scharf und zeigt selten eine Verwitterungsrinde; oft durchwachsen die beiden Gesteinsarten einander fingerartig. Eine Verkarstung des Cenomans vor der Transgression des Maestrichtien erscheint nicht ausgeschlossen.

Prof. Dr. M. Reichel (Geol. Pal. Institut Universität Basel) bestimmte folgende häufig auftretende Grossforaminiferen:

Siderolites calcitrapoides (Lam.)
Orbitoides media (d'Arch.)
Lepidorbitoides socialis (Leym.)

Daneben fand sich ziemlich selten:

Nummofallotia cretacea (Schlum.)

Omphalocyclus ist durch einige kleine Relikte vertreten, die jedoch nicht sicher bestimmbar sind.

Aus den Cénomanien-Kalken konnte *Rotalipora turonica* (Brotzen) bestimmt werden.

Das Liegende des Cenomans ist leider nicht sichtbar. Bei ungestörter Lagerung dürfte es jedoch durch die Goldbergformation oder möglicherweise durch die obersten Schichten der Twannbachformation gebildet werden. Da jedoch B. Aeberhardt (1907, 11) als Unterlage Valanginienkalk beobachtet hat, könnte eine Kreidetasche vorliegen. Auf Grund der ausgesprochen schlechten Aufschlussverhältnisse lässt sich jedoch nichts mit Sicherheit aussagen.

Litho- und biofaziell stimmen die reliktischen Cénomanien-Vorkommen am Bielersee sehr gut mit denjenigen von Cressier überein. Auch in dieser Lokalität ist das Cénomanien teilweise als Kalkbrekzie ausgebildet. *Microcodium*, das beim Ried an einer Stelle beobachtet werden konnte (Schliff R 6), kommt bei Cressier gesteinsbildend als Spaltenfüllung und in Form von Knollen vor. Da zudem in den Cenoman-Kalken am Bielersee *Rotalipora turonica* auftritt, können die Vorkommen aus unserem Untersuchungsgebiet mit den obersten Schichten bei Cressier korreliert und der oberen *Mantelliceras mantelli*-Zone zugeordnet werden (O. Renz, H. P. Lutherbacher, A. Schneider 1963, 1083).

1.4 Tertiär

1.4.1 Bisherige Untersuchungen

Über die Molasse in unserem Untersuchungsgebiet erhalten wir erstmals von B. Studer (1853, 319) einen Hinweis. Er nimmt in der Synklinale von Orvin eine Molassebedeckung an. Nach J. B. Greppin (1870, 243) ist die Talsohle vielmehr mit diluvialem Material angefüllt. Auf Blatt VII (J. B. Greppin 1870) finden wir die Molasse als Délémontien oder Untere Süsswassermolasse beim Zusammenfluss der beiden Wasserläufe unterhalb Orvin und am westlichen Eingang des Jorattales ausgeschieden. L. Rollier (1893, 156) vermutet unter dem Moränenmaterial keine nennenswerte Molassereste. Immerhin berichtet er von einem kleinen Molasseaufschluss zwischen Lamboing und dem Jorattal und von einem fraglichen Délémontienvorkommen oberhalb Orvin.

E. Baumberger (1894, 156) beobachtet zwischen Brüggli und Wingreis, sowie nördlich Twann glimmerreiche, graue, z. T. rötlich gefärbte sterile Sandsteine, die jedoch nur bei tieferem Graben zum Vorschein kommen. Nach L. Rollier (E. Baumberger 1894, 157) handelt es sich um Molasse alsacienne. E. Baumberger nimmt an, dass die Molasse am Südschenkel der Seekette direkt dem Hauterivien aufgelagert sein dürfte: möglicherweise könnte noch reliktisches Cénomanien dazwischen liegen. Siderolithische Spuren bemerkt er am Goldberg, beim Gottstatterhaus, in der Twannbachschlucht, bei Alfermée und Fluhrebe.

H. Schardt (1904, 105) schreibt den Ablagerungen beim Jorattal aquitanes Alter zu. K. Ryniker (1923, 15) betrachtet sie dagegen als stampische Süsswassermolasse.

1.4.2 Siderilothikum

Spuren der frühtertiären Festlandsperiode, Erosionsformen mit rötlicher Verwitterungsrinde und Kluftfüllungen mit siderolithischem Material lassen sich an verschiedenen Stellen beobachten (vgl. Karte); dagegen sind grössere Ablagerungen von Bolustonen und Quarzsanden selten.

Besonders zahlreich erscheinen siderolithische Verwitterungsprodukte nordöstlich von Biel, im Raume Bözingen, Ried, Falbringen und Beaumont. Die besten Aufschlüsse liefern dabei die zahlreichen Baugruben. Bei Beaumont (Koord. 585.530/221.700) wurde in der Goldberg- und Twannbachformation eine grössere Tasche

von bohnerzführendem Boluston angeschnitten. Wie an andern Stellen, vor allem aber bei Falbringen (Koord. 585.800/222.120) sind die Kalke der Twannbachformation infolge zirkulierender Lösungen restlos rekristallisiert (aber nicht silifiziert) und teilweise von Eisenoxyden rotfleckig imprägniert. Nicht selten wurden sie entlang von Klüften und Schichtflächen dermassen aufgelöst, dass heute an Stelle von Schichtverbänden isolierte, rundliche Kalkbrocken in einer roten, z. T. grünlichen, tonigen Grundmasse vorliegen. Eine grosse Linse von weinrot gefärbtem Bolus mit einer Länge von 15 m und einer durchschnittlichen Höhe von 0,7 m war für kurze Zeit ob Bözingen (Koord. 586.820/222.550) aufgeschlossen. Einige Schlämmproben enthielten keinerlei Fossilien.

Ein vorübergehender Aufschluss zwischen Wingreis und Twann (Koord. 579. 670/216.500) lieferte nachfolgendes Profil (Fig. 13):

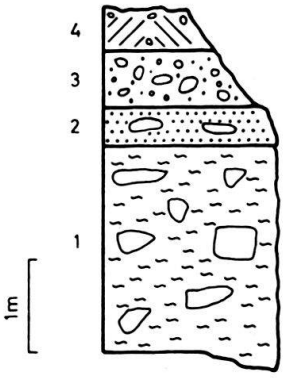

Fig. 13: Profil zu einem Vorkommen von siderolithischen Quarzsanden zwischen Wingreis und Twann.

4. 0,5 m Humus mit Geröllen aus der darunterliegenden Schicht.

3. 0,6 m Moränenmaterial

2. 0,4 m Graugrünlicher, weicher, glimmerfreier Sandstein mit feinen, dunkelbraunen Tupfen. Im Sandstein eingelagert, stark verwitterte, ziemlich gut gerundete Hauterivien-Kalke bis zu 0,4 m Durchmesser.

1. 2,2+xm Gelbbraune Hauterivienmergel mit regellos verteilten, bis 0,6 m grossen, offenbar nachträglich eingeglittenen Hauterivienkalken. (Ähnliche Umlagerungen können im reliktischen Hauterivien am Bielersee wiederholt festgestellt werden).

Dünnschliffuntersuchung (3D11) von Schicht 2:

Grundmasse:	Calcit 25 %, Fe-Oxid 10 %
Hauptgemengteil:	Quarz 65 %, meist mit kleinen Einschlüssen, eckig bis gut gerundet.
akzesorisch:	Chalcedon, Hornblende, Biotit, Glaukonit.
Struktur:	Gleichkörnig, durchschnittlicher Korndurchmesser 0,12–0,15 mm.
Textur:	Ungerichtet.

Bei Horizont 2 handelt es sich ohne Zweifel um verfestigte Quarzsande des Siderolithikums mit eingeschwemmten Hauterivien-Komponenten. Sie dürften eine analoge Ablagerung zum bekannten Huppersand-Vorkommen von Lengnau darstellen, das vereinzelte Kreidefossilien enthält (P. de Loriol und V. Gilliéron 1869, 115).

1.4.3 Oligocaen?

Ein Molasseaufschluss ist gegenwärtig im Gebiet zwischen Twannbach- und Taubenlochschlucht nicht vorhanden. Das wiederholt beschriebene Vorkommen im Jorat liegt unter Schutt begraben.

Bei Wingreis (Koord. 580.030/216.830) konnte anlässlich eines Garagebaues nachstehendes Profil aufgenommen werden (Fig. 14):

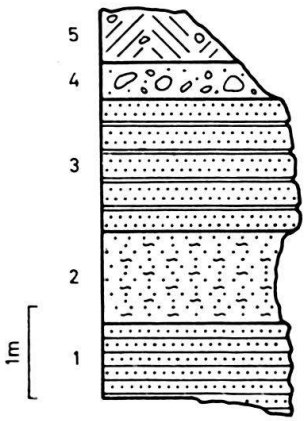

Fig. 14. Profil zu einem Molasse-Vorkommen bei Wingreis.

5. 0,6 m Humus mit Geröllen aus darunterliegender Schicht.

4. 0,4 m Moränenmaterial.

3. 1,4 m Grauer bis graubrauner, z. T. oliv gefärbter, feinkörniger glimmerarmer Sandstein, an der Basis hart, gegen oben hin bröckelig verwittert; dünnplattig. Der Sandstein alterniert mit weinroten, sandigen, dünnen Mergellagen, die kleine weissliche Mergelkalkkonkretionen enthalten.

2. 1,0 m Weinroter, weicher, glimmerarmer, mergeliger Sandstein mit vereinzelten graugrünen Flecken; dünnplattig.
Schlämmprobe: Wurmröhren.

1. x+0,8 m Grauer bis graubeiger, weicher glimmerarmer Sandstein, dünnplattig.
Schlämmprobe: keine Fossilien.

Da die Sandsteine ziemlich weich sind, liess nur die Basis der Schicht 3 die Anfertigung eines Dünnschliffes (3Elc) zu.

Dünnschliffuntersuchung:

Grundmasse:	Calcit 20 %.
Hauptgemengteile:	Calcit 40 %, Quarz 25 % (meist schlecht gerundet bis eckig), Biotit 6 %.
Nebengemengteile:	Chalcedon, Albit-Oligoklas, Alkalifeldspat, Muskowit, Gemeine Hornblende, Limonit; sehr kleine Bruchstücke von Molluskenschalen.
Struktur:	Gleichkörnig, durchschnittlicher Korndurchmesser 0,08–0,12 mm.
Textur:	ungerichtet.

Bei Sondierbohrungen im See zur Verbreiterung der Bahntrasse zwischen Twann und Ligerz wurde verschiedentlich Molasse angebohrt. Eine ganze Anzahl Schlämmproben enthielten auch in diesen Fällen keine Fossilien. Aus dem Molassevorkommen im Jorat sind ebenfalls keine Fossilien bekannt. Über die stratigraphische Zuordnung kann daher nichts Bestimmtes ausgesagt werden. Zum Vergleich seien die nächstbenachbarten, datierten Molassevorkommen betrachtet. Die 4 km SW von Wingreis liegende St. Peterinsel besteht aus chattischen Ablagerungen (R. F. Rutsch

1934, 89). 11 km in NNW-Richtung im Vallon de St. Imier ruht das Chattien transgressiv auf dem oberen «Portlandien» (P. A. ZIEGLER 1965, 15). Am wahrscheinlichsten stellt daher die Molasse, die in unserem dazwischenliegenden Untersuchungsgebiet wahrscheinlich der Unteren Kreide aufliegt, reliktisches Chattien dar.

1.5 Quartär

1.5.1 Bisherige Untersuchungen

Nach L. AGASSIZ (1838, 417) treten die erratischen Blöcke am Südschenkel der Seekette hauptsächlich in drei, im Streichen liegenden Linien auf. J. BACHMANN (1870, 559) vermittelt uns eine Abbildung des «Hohlen Stein» nordöstlich Twann.

Besonders eingehend untersucht E. BAUMBERGER (1894, 6; L. ROLLIER 1893, 173) die erratischen Blöcke in der Umgebung der Twannbachschlucht. Nebst den bei weitem vorherrschenden Mt.-Blanc-Graniten nennt er Arollagneise, Euphotide, Serpentine, Eklogite, Amphibolite, Gabbrogesteine, Quarzite, Arkesine, karbonischer Sandstein, Taveyannaz-Sandstein und verschiedenartige Gneise und Schiefer. Wiederholt weist er auf den grossen Anteil an jurassischem Material, sowie auf vereinzelte Kreide- und Malmfossilien in der Moräne hin.

B. AEBERHARDT (1907, 4) unterscheidet vier Seitenmoränen aus der letzten Eiszeit an der Seekette: Zwei nördlich vom Hotel Magglingen, die höchste um 930 m, eine dritte etwa 100 m tiefer und die letzte bei 590 m, alle in Richtung NNE verlaufend.

Nach der Karte über die diluvialen Gletscher der Schweizeralpen von R. FREI (1912) sind die höchsten Erhebungen bei der Hohmatt nur risseiszeitlich vergletschert.

Umfassende Arbeiten über das Quartär in unserem Untersuchungsgebiet verdanken wir F. ANTENEN (1914, 184). Er unterscheidet vier, nach den Verhältnissen am Bözingerberg benannte Ufermoränen. Die Oberbergmoräne, die die maximale Höhenlage des Eises während der Würmeiszeit markiert, beobachtet er auf dem Twannberg bei 973 m und bei Magglingen zwischen 935 und 860 m. Sie entspricht den obersten drei Moränenzügen von B. AEBERHARD. Die Neigung der Ufermoräne gegen NE wird mit 10–12 % angegeben. In der weiteren Umgebung der Hohmatt beobachtet F. ANTENEN stark verwitterte, kristalline Gerölle in erdiger Grundmasse und das Fehlen eckiger, frischer Granitblöcke. Er ist überzeugt, dass diese Gegend nur vom risseiszeitlichen Gletscher bedeckt war. – Im Jorat wird kurz auf die verschiedenen Rückzugsstadien, die durch Querwälle gekennzeichnet sind, eingegangen. Eingehender weist er auf die vollständige Verschotterung des Tales von Orvin hin.

Nach dem Verzeichnis von M. K. SCHMALZ und R. BAUMGARTNER (1955, 96) stehen folgende erratische Blöcke in unserem Untersuchungsgebiet unter Naturschutz (alles Mt.-Blanc-Granite):

Hohler Stein ob Twann	(Koord. 580.390/217.810)
Block eingangs Twannbachschlucht	(Koord. 577.400/217.400)
Zwölfistein bei Biel	(Koord. 585.200/221.350)
Grauer Stein bei Biel	(Koord. 584.920/221.310)
Gletschertisch bei Biel	(Koord. 585.284/221.319)

1.5.2 Pleistocaen

Risseiszeitliche Ablagerungen

E. LUETHI (1954, 22) konnte in der östlichen Chasseralkette in 1330 m Höhe beim Hofe Jobert (Koord. 580.000/224.250, LK-Blatt 1125) erratische Blöcke nachweisen. Die gesamte Seekette (Kulminationspunkt 1092 m) muss demnach während der Risseiszeit vergletschert gewesen sein.

Oberhalb 970 m im Südwesten und 920 m im Nordosten des Seerückens, d.h. über dem Niveau des Würmmaximums treten selten Zeugen der vorletzten Eiszeit auf. Vereinzelt sind erratische Blöcke zu beobachten, die jedoch kaum eine Grösse von 0,5 m überschreiten. Zwei Chlorit-Glimmergneise von ca. 0,5 m Durchmesser konnten in der Gegend der Hohmatt in 1065 m (Koord. 581.850/220.470) festgestellt werden. In Wegeinschnitten treten öfters erratische Geschiebe hervor, so z. B. am Weg zwischen der Hohmatt (1030 m) und den Près de Macolin Derrière (1070 m).

Das in 950 bis 960 m liegende Plateau bei End der Welt ist von einer möglicherweise verschwemmten Grundmoräne bedeckt. Im einzig n Aufschluss (Koord. 582.135/221.150) fällt der grosse Anteil an terrigenem Material, sowie das Fehlen grösserer Blöcke auf. Zwei Drittel der Gerölle bestehen aus meist schlecht gerundeten Malmkalken. Vereinzelt treten Gesteine der unteren Kreide auf (vorwiegend Marbre bâtard). Während die Alpenkalke gut erhalten sind und keine Verwitterungsrinde aufweisen, sind die Granite und z.T. auch die Grüngesteine vollständig vergrust.

Würmeiszeitliche Ablagerungen

Wallmoränen des Würm-Maximums

Eine hügelige Moränenlandschaft, die sich über 1,5 km erstreckt, liegt östlich des Twannbergs in den Magglingermatten. Sie besteht aus zwei deutlichen Moränenwällen mit Kulminationshöhen von 973 und 971 m. Der östliche Wall, mit einer Länge von 650 m, einer mittleren Breite von 30 m und einer maximalen Überhöhung von 8–10 m, verläuft 75° ENE. Der ihn überschneidende westliche Moränenwall ist mehrmals unterbrochen und besteht aus einer Kette kleiner Hügel. Seine Gesamtlänge beträgt ca. 900 m, die maximale Breite 80 m und die grösste Überhöhung 10–12 m. Der bogenförmige Wall ist im östlichen Abschnitt 75° ENE, im westlichen 100° ESE gerichtet. Gesamthaft betrachtet, weichen diese Moränenzüge mit 25–50° von der Richtung des Südschenkels der Seekette ab. Sie dürften das Überfliessen des Gletschers ins Tal von Lamboing kennzeichnen.

Ein ähnliches Abbiegen der Eismassen ins Orvintal ist in 920 m bei La Côte oberhalb Magglingen anzunehmen. Zwei schmale, parallel liegende Moränen von 600 und 400 m Länge, mit einer Überhöhung von 5–8 m, verlaufen 25° NNE, was einer nördlichen Abweichung von ca. 30° von der Antiklinalachse entspricht. Ein reliktischer, nicht mehr dem Würmmaximum angehörender 80 m langer Wall, liegt nach Norden gerichtet in 855 m zwischen La Combe und La Côte bei Magglingen.

Zwischen den beiden Moränenzügen von Magglingermatten und La Côte wird der Höchststand des Würmgletschers durch einige kleine Blockgruppen markiert:

Östlich Magglingermatten zwischen 950 und 965 m (Koord. 580.670/219.150), bei la Comtesse in 940 m (Koord. 582.300/220.450), bei der Eidg. Turn- und Sportschule in 925 m (Koord. 282.520/220.650).

Das nordöstlich gerichtete Gefälle der Endmoräne beträgt 12 ‰. Denselben Wert hatte F. ANTENEN (1914, 197) für die gesamte bis Romont (840 m) und Burghof (750 m) reichende Oberbergmoräne berechnet.

Moränenrelikte, Blöcke, Schotter

Die Existenz verschiedener Rückzugsstadien mit linear verlaufenden Anhäufungen von Moränenmaterial, wie sie F. ANTENEN (1914, 188) beschrieben hat, wurde von K. RYNIKER (1923, 22) angezweifelt. Auf Grund unserer detailierten Untersuchungen lassen sich die erratischen Ablagerungen tatsächlich nicht verschiedenen Ufermoränen zuordnen. Vielmehr ist die Verbreitung der Glazialgeschiebe durch die Morphologie der Antiklinalschenkel, d.h. besonders vom Böschungswinkel abhängig. Übersteigt die Hangneigung 25–30°, so tritt im allgemeinen kein erratisches Material mehr auf. Besonders deutlich ist dies an der Nordflanke des Jorattales, im Nidauwald und am Gaichtberg zu beobachten. Flache Zonen dagegen sind prädestiniert für Gletschermaterialanhäufungen: Plateau von Gaicht und Evilard, durch die Goldbergformation bedingte Comben und Mulden, Eichenbannholz ob Twann, Terrasse beim Hohlen Stein, Nidauberg, Tschäris NW Biel. In den letzteren Regionen treten 300 – 400 erratische Blöcke pro km² auf. Zugleich sind in diesen Waldgebieten oft kleine, reliktische, z. T. verschwemmte Moränenhügel und -wälle zu beobachten, die sich von Lesehaufen kaum unterscheiden lassen. Besonders häufig kommen sie in der Gegend nordwestlich des Nidaubergs vor.

Auffallend wenig Glazialablagerungen liegen auf den Plateaus des Malewagwaldes, nordöstlich von Evilard und des Tätsch, südwestlich vom Twannberg. Diese Waldgebiete dürften ursprüngliches Kulturland darstellen, was beim Tätsch durch verfallene Grenzmauern erwiesen ist.

Nebst den genannten, unter Naturschutz stehenden Blöcken, seien nachfolgende bemerkenswerte Blockgruppen und Einzelblöcke angeführt:

Arollagneis, ⌀ 7 m (Twannbachschlucht, Koord. 577.880/216.290)
Vallorcinekonglomerat, ⌀ 4 m, (Tüscherzwald, Koord. 580.810/219.010)
2 Chlorit-Glimmergneise, beide ⌀ 4 m (Tschäris, Koord. 584.100/220.870)
11 Mt.-Blanc-Granite, wovon fünf ⌀ 4 m (Tschäris, Koord. 584.480/221.340)
8 Mt.-Blanc-Granite, wovon zwei ⌀ 6 m (Ligerzhölzli, Koord. 580.200/217.620).

Die grösseren Blöcke bestehen zu 90 % aus Mont-Blanc-Granit (vgl. Fig. 15), die restlichen 10 % aus Grüngesteinen (Chlorit-Glimmergneise und -Schiefer). Quarzite, Prasinite, Amphibolite und Gabbros kommen im allgemeinen nur als kleinere Blöcke vor. Sedimentäre Alpengesteine konnten nicht in Blockgrösse beobachtet werden.

Wie verschiedene Kiesgruben, Bachbette und Wegeinschnitte zeigen, ist die Synklinale von Orvin und Lamboing durch fluvioglaziale Schotter bedeckt. So verlief eine im Talboden bei Jorat (Koord. 581.370/222.050) 30,4 m tiefe Sondierbohrung für die Wasserversorgung von Evilard ausschliesslich im Schotter. Die bis

über 40 m hohen längsgestreckten Hügel, die Crêts de Neuchâtel, der Seuchelet und der Cheut, bestehen nach den vorgefundenen Aufschlüssen ebenfalls aus Schottermaterial.

Die von F. ANTENEN (1914, 202) im Jorattal als Rückzugsmoräne definierten Wälle dürften ihrer Form und Anlage nach eher Gehängeschuttkegel darstellen, die teilweise Moränenmaterial führen.

In den Schottergruben am Cheut (SW Orvin, Koord. 582.650/223.050) und bei Les Esserts (NNE Lamboing, Koord. 578.450/218.960), sowie in einem Moränenanschnitt nördlich Gaicht (Koord. 579.450/217.650) wurden je 250 Gerölle der Fraktion

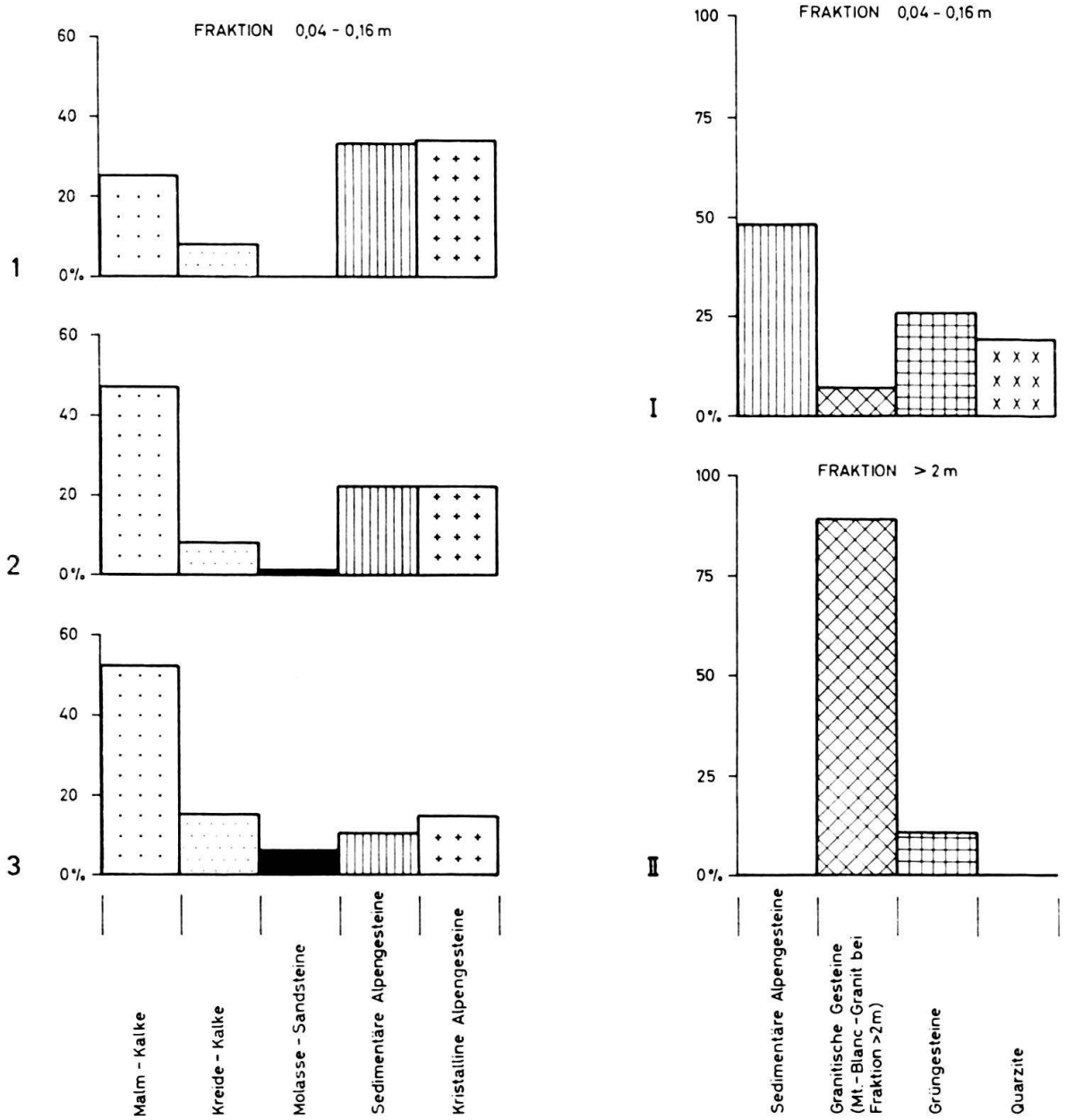

Fig. 15. Auszählung von je 250 Geröllen der Fraktion 4–16 cm aus einem Moränenanschnitt nördlich Twann (1) sowie aus Schottergruben bei Lamboing (2) und Orvin (3). I: Anteile der alpinen Gesteine aus den Proben 1, 2 und 3. II: Anteile der alpinen Gesteine der Fraktion > 2 m im Gebiet der Seekette.

4–16 cm ausgezählt. Die Ergebnisse sind in Figur 15 in der Reihenfolge Gaicht (1), Lamboing (2), Orvin (3) dargestellt. Deutlich ist die Zunahme der Jurakalke und Molassesandsteine auf Kosten der Alpengesteine von 1 nach 3 ersichtbar. Sobald der Gletscher beidseitig von Antiklinalen begrenzt war, nimmt der Anteil an jurassischen Geschieben sehr stark zu. Der bemerkenswerte Gehalt an Molassesandsteinen und Kreidekalken bei Orvin beweist die nordöstliche Fliessrichtung des Gletschers im Jorattal. Den lokalen Verhältnissen entsprechend, stammen die Kreidekalke vor allem aus dem Marbre batârd, sowie der Mergel- und Kalk-Zone des Berriasien, seltener aus dem Calcaire roux und Hauterivien. Bei Orvin treten zudem aus dem Jorattal transportierte Mergelkalke der Goldbergformation auf.

Die alpinen Sedimentgesteine bestehen zum grössten Teil aus schwarzen Alpenkalken; untergeordnet kommen Kalkbrekzien, Kalksandsteine und Tonschiefer vor. Unter den Grüngesteinen konnten festgestellt werden: Gabbros, Smaragdit-Gabbros, Amphibolite, Serpentine, Prasinite, Epidosite, Chlorit-Glimmer-Schiefer und -Gneise. Das Verhältnis der alpinen Komponenten ist in allen drei Proben nahezu konstant (Fig. 15). Ihre durchschnittlichen Anteile sind unter I angegeben (Summe der alpinen Gesteine = 100 %). Zum Vergleich wurden im gesamten Untersuchungsgebiet 120 erratische Blöcke von über 2 m Durchmesser ausgezählt (II). In allen Gesteinsarten weichen beide Fraktionen völlig voneinander ab. Es ist anzunehmen, dass die grobkörnigen Granite in der Grund- und Seitenmoräne rasch vergrust sind und weniger widerstandsfähig waren als die homogenen Alpenkalke und ziemlich feinkörnigen Grüngesteine, sowie die harten, massigen Quarzite. Im Gegensatz zum gut gerundeten Geschiebe sind die Blöcke meist eckig und völlig unverwittert. Nach den auf dem Gletscher ausschliesslich transportierten kristallinen Gesteinen zu schliessen, dürfte das gesamte Helvetikum des nördlichen Wallis und die Decken der Préalpes zur Würmeiszeit völlig von Eis bedeckt gewesen sein.

1.5.3 Holocaen

Gehängeschutt, Felsstürze, Rutschungen

Gehängeschutt tritt im allgemeinen unterhalb Felsbändern bei einem Böschungswinkel > 20° auf. Sobald das Schichtfallen 45° überschreitet, oder eine im Streichen verlaufende Klüftung vorliegt, finden sich häufig abgestürzte Blockmassen.

Durch eine grosse Anzahl kleiner Felsstürze ist der gesamte untere Nordschenkel der Jorat-Synklinale von Gehänge- und Blockschutt bedeckt. Kleinere Block-Agglomerationen und Gehängeschutthalden sind im gesamten Waldgebiet am Südschenkel der Seekette anzutreffen.

Ein einziger grösserer Felssturz, dessen Schuttmassen eine Fläche von ca. 0,07 km² einnehmen, befindet sich unterhalb Rappenfluh nördlich Wingreis. Nach unbestätigter Überlieferung (L. Rollier 1898, 76) sollen die Felsmassen der Twannbachformation anlässlich eines Erdbebens im Jahre 1356 abgestürzt sein.

Durch den Bau des Bahnhofs Tüscherz 1903 wurde eine kleine Rutschung verursacht (K. Ryniker 1923, 8). Ein Komplex der Mergel- und Kalk-Zone glitt auf Mergeln der Goldbergformation ab.

Karsterscheinungen

Der Verwitterung ausgesetzte grössere Schichtflächen der Reuchenette- und Twannbachformation sind meist intensiv verkarstet. Folgende Gesetzmässigkeiten konnten beobachtet werden:

Wenig geneigte Schichtflächen zeigen intensivere Karrenbildungen als steil stehende. In der Regel verhält sich die Verkarstung zum Fallen umgekehrt proportional. Die bis über 1 m tiefen Karrenspalten sind häufig parallel angeordnet und verlaufen unabhängig vom Schichtfallen in der Hauptkluftrichtung (z. B. Gebiet westlich der Gruebmatt).

Teilweise ist der Auflösungsprozess so weit fortgeschritten, dass der Schichtverband vollständig in isolierte Blöcke aufgelöst ist. Grössere Karrenfelder sind in der Umgebung von Gaicht, im Wiler, bei der Schlossfluh, im Ligerzhölzli und beim Hohlen Stein, sowie bei der Gruebmatt östlich des Twannbergs anzutreffen.

Die einige Millimeter tiefen Karstrillen mit teilweise scharfer Kammlinie sind nicht häufig anzutreffen. Sie verlaufen in der Fallrichtung und treten eher bei stark geneigten Schichtflächen auf.

Dolinen kommen selten vor. Im gesamten Untersuchungsgebiet konnten nur zwei grössere von 30–40 m Durchmesser und 5–6 m Tiefe NE Prés de Macolin Derrière beobachtet werden (Koord. 580.840/220.100, 580.770/219.900).

Beim Ausgang der Twannbachschlucht befindet sich das Wasserhohliloch (Koord. 578.200/215.900) und die Gürschenen (Koord. 578.230/215.870), zwei Ausläufe eines unterirdisch intermittierenden Entwässerungssystems, das unabhängig vom Twannbach verläuft (vgl. E. Baumberger 1894, 186).

Kleinere Karsthöhlen von maximal 6 m Tiefe sind vereinzelt anzutreffen. Eine grössere ca. 20 m tiefe Höhle ist das Höhleloch ob Twann (Koord. 578.460/216.160), das zahlreiche Tropfsteinbildungen enthält und in dem Spuren aus der Rentierzeit gefunden wurden (H. G. Bandi 1947, 209).

1.6 Tektonik

Unser Untersuchungsgebiet lässt sich in folgende tektonische Hauptelemente gliedern (vgl. Fig. 1 sowie Tafel I und II).

1. Seekette-Antiklinale
2. Kapf-Antiklinale und Chros-Synklinale
3. Jorat-Synklinale

1.6.1 Seekette-Antiklinale

Die Seekette bildet zwischen der Twannbach- und Taubenlochschlucht ein Gewölbe, dessen Kulminationspunkt annähernd mit dem topographischen zusammenfällt (Höhenkote 1092). Die Faltenachse verläuft ca. 230° SW – 50° NE und beschreibt zwischen Magglingen und Prés de Macolin Derrière einen leicht nordwestlich gerichteten Bogen. Sie ist 1,6 km NW Twann in der Twannbach- und 0,5 km SSE Frinvillier in der Taubenlochschlucht angeschnitten. Das durchschnittliche Axialgefälle beträgt in südwestlicher wie nordwestlicher Richtung 4–5°. Die Antiklinale bildet mit einem meist steil einfallenden NW-Schenkel (mittleres Einfallen 65–75°) und einem langgestreckten SE-Schenkel (mittleres Einfallen 25–35°)

eine asymmetrische Falte. Der bis über einen Kilometer breite, flache Scheitel geht mit einem sehr kleinen Krümmungsradius, knickförmig in den NW-Schenkel über; der Übergang zum SE-Schenkel verläuft allmählich.

Die gesamte Südflanke der Seekette besteht aus zahlreichen, axial verlaufenden, einander ablösenden Sekundärfalten. Die grösste bildet die 2 km lange und bis 300 m breite moränenbedeckte Synklinale von Gaicht, die im SW beim Eichenbaumholz und NE in der Gumme (vgl. Profil 3, Tafel I) ausstreicht. Eine weitere, sehr schmale liegt nordöstlich Twann beim Kapf. Im Gegensatz zur Gaicht-Synklinale kann bei dieser Falte das Einfallen des NW-Schenkels beobachtet werden: Die südöstlich gerichteten Schichten tauchen mit 50–60° unter die Moräne ein und biegen nach 30 m in den 56° geneigten NW-Schenkel über. Die kleine Synklinale streicht nach 500 m südwestlich und nordwestlich aus (vgl. Profile 1 und 2, Tafel I).

Wiederholt können flexurartige Umbiegungen mit sehr kleinem, 1–3 m betragendem Faltenradius beobachtet werden (z. B. Twannbachschlucht, Koord. 577.300/217.160, und 577.830/216.530). – In der Regel bilden die Schichten dem Seeufer entlang eine ausgesprochene Steilzone und tauchen mit 40–80° unter den Seespiegel.

Verschiedene, abweichend zur Antiklinalachse verlaufende, sekundäre Aufwölbungen bestimmen das heutige Erosionsbild am Südfuss der Seekette: In flachen Zonen oder Mulden blieben die Kreide- und teilweise die Molasse-Sedimente weitgehend vor der Erosion bewahrt. Besonders deutlich ist dies in der WSW gerichteten, teilweise durch Hauterivien-Mergel und Calcaire roux bedeckten Mulde von Vingelz-Hüsli zu beobachten. Weitere, quer zur Antiklinale verlaufende tektonische Depressionen schützten die Hauterivien- und Molasse-Ablagerungen zwischen Roggeten und Wingreis, sowie die Hauterivien-Sedimente bei Twann vor der Verwitterung. Die Aufwölbungen beim Pavillon Römer W Biel, bei Alfermée und Fluhrebe bewirkten die Erosion des Kreidemantels.

Durch den gewölbeartigen Bau der Seekette-Antiklinale wurde die Twannbachformation auf dem Scheitel zwischen Twannberg und Magglingen vollständig wegerodiert. Die Erosionsgrenze Reuchenette-/Twannbachformation verläuft zwischen 850 und 1000 m ü. M. Die Anlagen der Twannbach- und Taubenlochschlucht sind auf axiale Einsattelungen in der Seekette-Antiklinale zurückzuführen. In der ersteren kommt die Reuchenetteformation auf einer Strecke von 1100 m, in der zweiten auf 1250 m zum Vorschein.

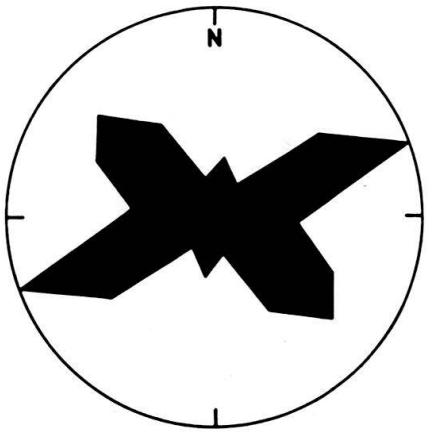

Fig 16. Harnischrose aus dem Gebiet Gaicht–Twannberg–Twann.

Kleinere Brüche ohne nennenswerte Verstellungen sind im gesamten Untersuchungsgebiet, insbesondere jedoch in der Twannbach- und Taubenlochschlucht häufig festzustellen. Klüfte mit Harnischflächen können in grosser Zahl beobachtet werden. So war es möglich, im Gebiet Twannberg–Gaicht–Twann deren 45 einzumessen. Das Streichen der Klüfte wurde in einer Harnischrose eingetragen (Fig. 16). Deutlich werden zwei Richtungen bevorzugt: Eine ENE–WSW, optimal 75° und eine SE–NW, optimal 135° verlaufend. Die Hauptkluftrichtungen stimmen annähernd mit denjenigen bei Courtelary (Vallon de St.-Imier) überein (P. A. Ziegler 1965, 24). Das ENE–WSW gerichtete System ist svebohelvetisch gerichtet, verläuft leicht abweichend zur Antiklinalachse und dürfte während der Auffaltung entstanden sein (H. Philipp 1942, 373). Nach den Untersuchungen von H. Philipp im französischen und schweizerischen Jura sind die SE–NW gerichteten Klüfte älterer Entstehung und dem herzynischen Störungssystem einzuordnen.

Im gesamten Untersuchungsgebiet sind nur zwei Verwerfungen mit einer grösseren Sprunghöhe zu beobachten. Bei der Taubenlochbrücke verursacht ein 47° NE streichender Bruch eine vertikale Verstellung von ca. 60 m. Ob dabei der südliche Teil gehoben oder der nordöstliche gesenkt wurde, kann nicht ermittelt werden. Die zweite, 5° N gerichtete Verwerfung ist nördlich Twann (Koord. 578.510/216.160) festzustellen. Sie ruft in den 40–70° geneigten Schichten eine Diagonalverschiebung von 100–120 m hervor. Dadurch kommen an der Strasse Twann–Gaicht die oberen Schichten der Twannbachformation neben den obersten Marbre bâtard zu liegen (vgl. Tafel. II). Auch hier lässt sich der Bewegungsablauf nicht rekontruieren.

1.6.2 Die Kapf-Antiklinale und Chros-Synklinale

Zwischen Ligerz und Twann verläuft das Streichen Richtung SW–NE. Erst nördlich Twann dreht es langsam von NE nach NNE ab. Es bildet sich die bis nach Gaicht verlaufende Chros-Synklinale. Nordwestlich des Gehöftes Kapf ändert die Streichrichtung mit einem bis 20 m kleinen Krümmungsradius um 320°. Dadurch entsteht die NNE gerichtete Kapfantiklinale, die an die Synklinale von Gaicht anschliesst.

Nach K. Ryniker (1923, 32) soll die Bildung der Chros-Synklinale und Kapf-Antiklinale eine ganze Anzahl Überschiebungen und Querverschiebungen ausgelöst haben, die jedoch nicht nachweisbar sind. Nach unseren Schichtisohypsen-Konstruktionen verlaufen die Schichten ungestört.

Die Chros-Synklinale besitzt ein SSW gerichtetes Axialgefälle von 11°, eine Gesamtlänge von 1 km und eine grösste Breite von ca. 300 m. Ihr Muldenkern wird in der oberen Hälfte durch den Calcaire roux und die Hauterivienmergel, in der unteren durch den Marbre bâtard gebildet. Die Synklinal-Schenkel bestehen aus Valanginien-Kalken, der Scheitel der Kapf-Antiklinale aus den obersten Schichten der Twannbachformation. Die steile, zwischen 50 und 80° einfallende WSW-Flanke der Kapf-Antiklinalen wird von einer kleinen, deutlichen Combe der Goldbergformation durchbrochen.

Im Bereich der Chros-Synklinale sind die Klüfte mit Harnischflächen vorwiegend 150–170° gerichtet. Die svebohelvetische Richtung ist selten anzutreffen. Die Richtung weicht somit deutlich von den Kluftscharen im Gebiet Twannberg–Gaicht–Twann ab.

1.6.3 Jorat-Synklinale

Die ausgesprochene Enge der Jorat-Synklinale versuchte K. RYNIKER (1923, 30) durch eine Überschiebung des NW- und SE-Schenkels zu erklären. Irgendwelche Verstellungen oder Überschiebungsflächen konnte er jedoch nicht beobachten.

Nach unseren Untersuchungen ist die Verengung der Synklinale zwischen Orvin und Lamboing durch die Mont Sujet-Antiklinale und vor allem durch den bogenförmigen Verlauf der Seekette-Antiklinalachse bedingt, die bis über 500 m von ihrer Hauptrichtung zurückweicht. Die Schichtfolge Twannbachformation-Valanginien am E-Ende des Jorattales verläuft völlig normal (vgl. Profil 4, Tafel. I). Im Muldenkern ist bei bis über 80° einfallenden Schenkeln genügend Raum für die Sedimente des Berriasien und Valanginien, es liegen somit keine Anhaltspunkte für tektonische Verstellungen vor.

Die Synklinale ist grösstenteils von Moränenmaterial, Block- und Gehängeschutt bedeckt. In der östlichen Hälfte kommt teilweise das Valanginien und Berriasien zum Vorschein. Zudem müssen nach den Angaben von P. de LORIOL und V. GILLIERON (1869, 112) Hauterivien- und Molasse-Sedimente an der Synklinal-Füllung beteiligt sein. Die NW- und SE-Schenkel sind fast ausschliesslich von Gehängeschutt bedeckt.

Im westlichen Teil der Jorat-Synklinale befindet sich bei der Höhenkote 893 die Talwasserscheide.

2. HAUTERIVIENTASCHEN

2.1 Bisherige Deutungsversuche

Über die zahlreichen Arbeiten, die den anormalen Lagerungsverhältnissen in der Unteren Kreide am linken Bielerseeufer gewidmet sind, gibt K. RYNIKER (1923, 46) einen sehr ausführlichen und vollständigen Überblick. Übersichtshalber seien die verschiedenen Hypothesen zur Entstehung der Hauterivientaschen kurz angeführt:

V. GILLIÉRON (1869, 104): Während der Eocaenzeit ausgelaugte Höhlungen, die nachträglich mit Hauterivienmergel angefüllt wurden.

J. B. GREPPIN (1870, 249): Abgeglittene Valanginienpakete haben Hauterivienmergel überschoben.

L. ROLLIER (1888, 166): Ablagerungen von Hauterivien in Hohlräume des Valanginien, die sich während der Limonitzeit (Oberes Valanginien) durch submarine Erosion gebildet haben.

H. SCHARDT (L. ROLLIER 1888, 166): Abgleiten von Hauterivienfetzen in tektonisch gebildete Spalten des Unteren Valanginien.

L. ROLLIER (1893, 138): Wie V. GILLIÉRON (1869, 104).

E. BAUMBERGER (1894, 191): Hohlraumbildung durch erodierende Oberflächenwasser; Einschwemmung des Hauterivien vor dem Cénomanien.

E. BAUMBERGER u. H. SCHARDT (E. BAUMBERGER 1894, 193): Zur Zeit der Gebirgsbildung rutschen Hauterivienfetzen in Spalten des Valanginienkalkes.

G. STEINMANN (1899, 216): Durch den Druck des Rhonegletschers entstanden Längsspalten und Abhübe im Valanginien. Diese wurden durch den wachsenden Eisdruck mit Hauterivienmergel gefüllt.

H. SCHARDT (1905, 81): Hohlraumbildung präglacial zur Zeit der Jurafaltung durch Schichtabhübe und teilweise durch Erosion. Nachträgliches Hineinrutschen der Hauterivienmergel.

A. HEIM (1915, 611): «Hauterivienmergel durch postmiocaene Dislokation im Gebirgsinnern eingepresst in die Höhlen des unterliegenden, schon vorher (wahrscheinlich Eocaen) durchkarsteten Valanginienkalkes».

K. RYNIKER (1923, 72): «Interglacial, vorwiegend postrissisch erfolgte Felsschlipfe. Ihre Bildung wurde durch stratigraphische und tektonische Eigenheiten, sowie wiederholte Denudationsperioden begünstigt.»