Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 31 (1938)
Heft: 1

Artikel: Die Grenzschichten von Jura und Kreide in der Titliskette
Autor: Mayne, Wolf
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-159814

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: 15.09.2025

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

Die Grenzschichten von Jura und Kreide in der Titliskette.

Von **Wolf Mayne**, Bern.

Mit 4 Tafeln (I—IV) und 8 Textfiguren.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort	21
I. Tektonik	23
II. Lithologie der Grenzschichten	31
III. Stratigraphie:	
A. Einzelprofile	39
B. Zusammenfassung über Lithologie und Stratigraphie der Grenzschichten	53
IV. Paläontologie der Grenzschichten	54
Literaturverzeichnis	66

Vorwort.

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung von Herrn Prof. P. Arbenz im Geologischen Institut der Universität Bern ausgeführt, wo auch alle Belegstücke aufbewahrt sind.

Die Aufnahmen im Felde nahmen die Sommer 1933, 1934 und 1935 in Anspruch. Herr Prof. Arbenz begleitete mich einige Tage in meinem Untersuchungsgebiet, das in seinem Arbeitsfelde liegt. Ich bin ihm für die Mitteilung zahlreicher Beobachtungen, die er bei seinen Kartierungen und Revisionen gemacht hatte, sehr zu Dank verpflichtet, sowie auch für das rege Interesse, das er meiner Arbeit immer entgegenbrachte.

Herr Fr. Müller in Meiringen, dem die Auffindung der Grenzschichten von Jura und Kreide im Gebiete der Engelhörner, der Aareschlucht und des unteren Gentals zu verdanken ist, gab mir wertvolle Hinweise anlässlich einer gemeinsamen Begehung der Aareschluchtregion. Durch Vermittlung von Herrn Prof. Arbenz bekam ich mit Einwilligung des Autors und der Geologischen Kommission Einsicht in sein der Geologischen Kommission eingereichtes Manuskript vom Jahre 1934 über die Geologie der Engelhörner (in meiner Arbeit als Nr. 47 zitiert)[1]).

Mein Dank gilt besonders auch Herrn Dr. W. Leupold, der mir in uneigennütziger Weise mit seinem reichen Wissen in allen mikropaläontologischen Fragen zur Seite stand, mich auf die diesbezügliche Literatur aufmerksam machte und die photographischen Reproduktionen zu dieser Arbeit ausführte.

---

[1]) Anm. während des Druckes: Die Arbeit ist 1937 in erweiterter Form in Druck gegangen und erscheint 1938 (Beitr. z. geol. K. d. Schweiz. N. F. 76).

Herr Dr. H. GÜNZLER-SEIFFERT stand mir ebenfalls bereitwillig mit Ratschlägen zur Seite, wofür ich ihm hier bestens danken möchte.

Von der Eidgenössischen Landestopographie wurden mir in zuvorkommender Weise alle zu den Feldaufnahmen und späteren Konstruktionen notwendigen Materialien (Kartenunterlage mit neuen Quoten, photogrammetrische Aufnahmen und Kurvenauswertungen) zur Verfügung gestellt. Daneben möchte ich nicht versäumen, auch Herrn Oberst BALTENSPERGER vom Eidgenössischen Vermessungsamt für die mir zugestellten Vertikalaufnahmen des hinteren Engelbergertals meinen Dank auszusprechen.

Dankbar gedenke ich meiner Kameraden und Freunde, die mich bei meiner Arbeit im Felde unterstützten.

Meinem lieben Berggefährten PAUL FUNK besonders danke ich an dieser Stelle herzlich, dass er mich auf vielen Touren begleitete in treuer Seilkameradschaft, ohne die dem Einzelgänger etliche Begehungen in den exponierten Südwänden der Titliskette nicht möglich gewesen wären.

Im Anschluss an die sehr eingehenden Untersuchungen von K. ROHR (Lit. 55) über Tektonik und Stratigraphie der basalen Teile der autochthonen Schichtreihe (von der unteren Malmgrenze abwärts bis in die kristalline Basis) werden in der vorliegenden Arbeit nun die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse der oberjurassisch-kretazischen Sedimente behandelt, welche die eigentlichen Kalkwände der Titliskette aufbauen.

Meine Arbeit bildet eine östliche Fortsetzung der Studien von FR. MÜLLER über die Jura-Kreide-Schichten der Engelhörner und soll die auf gleiche Probleme gerichtete Studie von MARTHE GERBER (Lit. 25) über die Tithon-Valanginien-Grenze in den helvetischen Decken der Zentralschweiz ergänzen.

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich vom Sättelipass (2160 m) im W über Tellistock (2580 m), Gadmerflühe und Wendenstöcke zum Titlis (3242 m) ins Tal von Engelberg hinab. Weiter ausgedehnt wurden die Untersuchungen in die südlich anschliessenden Erosionsrelikte der zackigen Spannörter und endlich in die Schlossbergkette.

Zum Studium der Malm-Kreide-Grenze sind die leicht begehbaren NW-Flanken der Titliskette wenig günstig, da man zur Hauptsache nur die Schichtflächen des Öhrlikalks (Untervalanginien) und den Bartonsandstein vor sich hat, welche miteinander verfaltet sind. Die Grenzschichten gegen den Malm treten hier selten zutage. Dieser Umstand machte es nötig, einige Aufstiege durch die Südwand der Kette vom Gadmentale aus zu versuchen. Anlässlich der Begehungen der Tellistock-Südwand, Gadmerflühe-Südwand und Titlis-Südwand konnten dann die Grenzschichten angetroffen werden.

Wie im Absturz der Engelhörner ins Urbachtal sind die Grenzschichten Tithon-Öhrlikalk auch hier nur z. T. aus der Ferne an ihrer Bänderung erkennbar, so dass ihr Verlauf in den völlig unzugänglichen Teilen der Wände nur einigermassen zuverlässig angegeben werden konnte.

Geologisches Institut der Universität Bern
im April 1936.

I. Tektonik.

Den Kontaktverhältnissen von Kristallin und Kalk am Aarmassiv-Nordrand wurde von den Alpengeologen schon früh Beachtung geschenkt. Neueren Datums sind die Arbeiten von P. ARBENZ & FR. MÜLLER (Lit. 4), H. MORGENTHALER (Lit. 46), K. ROHR (Lit. 55) und W. SCABELL (Lit. 57), von denen für das in dieser Arbeit behandelte Gebiet vor allem die Untersuchungen von K. ROHR grundlegend sind. Was die historischen Daten und verschiedenen Anschauungen über die Tektonik der Kontaktregion anbetrifft, möchte ich hier auf die Einleitung zum tektonischen Teil der genannten Arbeit ROHRS hinweisen. In dieser Studie werden sowohl die stratigraphischen wie die tektonischen Verhältnisse der Zwischenbildungen in der Titlis-Engelhorn-Kette ausführlich behandelt. ROHR weist vor allem auf die durch tangentialen Zusammenschub des kristallinen Untergrundes verursachte, steil SE-fallende Clivagebildung hin. Infolgedessen fand ein Ausweichen (Empordringen) von selbständigen, starren Gneislamellen in der Richtung dieser Druckschieferung statt, was zur Bildung von einzelnen Sedimentlappen führte. Dabei war das mechanische Verhalten der einzelnen Schichtglieder sehr verschieden, indem der massige, unnachgiebige Rötidolomit infolge seiner Druckfestigkeit nicht gefaltet wurde, sondern in Schollen zerbrach und zu einer ausgesprochenen Schuppenbildung Anlass gab. Diese starren Abschuppungen des Dolomits stehen in deutlichem Gegensatze zu der sich anschmiegenden Kleinfältelung der plastischen Aalénienschiefer und der anderen Schichtglieder des Doggers. Der Eisenoolith weist ausserdem wie die tieferen Partien des Malmkalks häufig eine intensive Marmorisierung auf. Der Malmkalk wurde nach dem gleichen Autor im allgemeinen von den tektonischen Störungen wenig oder nicht beeinflusst. Als Ausnahme wird die Schuppenregion von Achtelsass angeführt, wo zwischen den Trias-Dogger-Lamellen noch Malm enthalten ist. Eine ebenfalls auch den Malmkalk erfassende Störung aber tritt uns in der Keilmulde am Schwarzen Berg (Südfuss des Reissend Nollens) entgegen. Hier handelt es sich um eine stark zusammengepresste Synklinale mit marmorisiertem Malmkalk als Muldenkern. Das eigentümliche Fehlen der Zwischenbildungen am normalen Nordschenkel dieser Mulde wird von P. ARBENZ & FR. MÜLLER (Lit. 4) und K. ROHR (Lit. 55) durch Annahme einer schon vor der Faltung vorhandenen flexurartigen Störung begründet, wobei der SE-flügel um etwa 250 m abgesunken sei. Durch intensive seitliche Zusammenpressung und das dadurch bedingte Empordringen von Gneislamellen in der Clivagerichtung fanden Abschuppungen des Triasdolomits statt und es entstand eine Keilmulde. An der Flexurlinie fehlen die Zwischenbildungen, und der Malmkalk steht in direktem Kontakt mit dem kristallinen Untergrund. Es hat sich gezeigt, dass sich aus dieser Synklinale am Schwarzen Berg gegen W der Pfaffenkopf-Laubstock-Keil entwickelt, aus welchem dann die Sedimentmulde unter dem Glecksteinlappen und endlich der untere Jungfraukeil hervorgehen.

Neben der Sedimentmulde am Schwarzen Berg sind es besonders die Gadmerbänder (Gadmer Doppelschlingen nach A. BALTZER), welche weitere tektonische Bewegungen am Kontakt von Kristallin und Sedimentmantel dokumentieren.

Das oberste, am höchsten in die Wand hinaufreichende Dolomitband gehört zum Hangendschenkel einer emporgepressten Gneislamelle (Glecksteinlappen) und steht in sichtbarer Verbindung durch einen erhaltenen, laminierten Mittelschenkel mit dem nächst tieferen Triasband. Zwischen dem letzteren und dem

untersten (normalen) Dolomitband liegen verkehrt gelagertes Aalénien und etwa 50 m mächtiger geschieferter Malmkalk (Aequivalent der Keilmulde am Schwarzen Berg und somit des Pfaffenkopfkeils). Am Aufbau dieser charakteristischen, tief greifenden Muldenzone des Pfaffenkopfkeils beteiligt sich in der Titliskette der gesamte Malm-Öhrlikalk-Komplex (am Pfaffenkopf bei Innertkirchen wurde Öhrlikalk im Kern des Keils durch Fr. Müller nachgewiesen), was durch den Verlauf der in dieser Arbeit untersuchten Grenzschichten bestätigt wird.

Die eben kurz zusammengefassten tektonischen Verhältnisse der Zwischenbildungen im Gadmental, wie sie K. Rohr (Lit. 55) so vorzüglich zur Darstellung gebracht hat, sind nun auch für die Tektonik der Malm-Kreide-Sedimente von grundlegender Bedeutung. Die tektonischen Bewegungen des Untergrundes klingen nämlich nicht in dem mächtigen Komplex des „Hochgebirgskalkes" nach oben allmählich aus, sondern die Tektonik der Gadmerbänder und der Keilmulde am Schwarzen Berg (Pfaffenkopfkeil) drückt der ganzen Sedimenttektonik der Titliskette ihren charakteristischen Stempel auf.

Wohl war bekannt, dass der autochthone Kalkmantel in zahlreichen Zickzackfalten gegen NW absteigt, die besonders im Querprofil an der Titlis-Ostwand und in der Region des Klein Gletscherli deutlich sichtbar und auch von P. Arbenz (Lit. 72—74) schon dargestellt worden sind. Inwieweit es sich aber bei diesen Faltenscharnieren um Antiklinalen und Synklinalen handelt, konnte erst jetzt durch die stratigraphische Gliederung des einförmigen „Hochgebirgskalkes" in Malm und Kreide und durch den klar gelegten Verlauf der Grenzschichten in den steilen Südwänden der Titliskette entschieden werden.

In der Region zwischen Sättelipass und Tellistock, wo die vollständigste Gliederung der Gebirgskette durchgeführt werden kann, sind von oben nach unten folgende Faltenelemente auseinanderzuhalten (vgl. auch Fig. 2, S. 29):

Synklinale 3	„Titlis-Synklinale" mit Tertiärkern (Wendenstöcke)
Antiklinale II	„Obere Tellistock-Antiklinale" (= Gstellihornlappen)
Synklinale 2	„Klein Gletscherli-Synklinale" (= Dossenkeil)
Antiklinale I	„Untere Tellistock-Antiklinale" mit kristallinem Kern der Gadmerbänder (Glecksteinlappen)
Synklinale 1	„Sättelipass-Synklinale", Kreideanteil der Mulde am Schwarzen Berg (= Pfaffenkopf-Laubstock-Keil) Basaler Malmkalk Zwischenbildungen Innertkirchner Kristallin } (= tiefstes Autochthon).

Am Sättelipass selbst (Weg nach Birchlauialp) ist der Öhrlikalk von Synklinale 1 noch durch eine dünne Schuppe von Malmkalk mit dazugehörigen Grenzschichten (Schichten 9—13 des Sätteliprofils) gedoppelt.

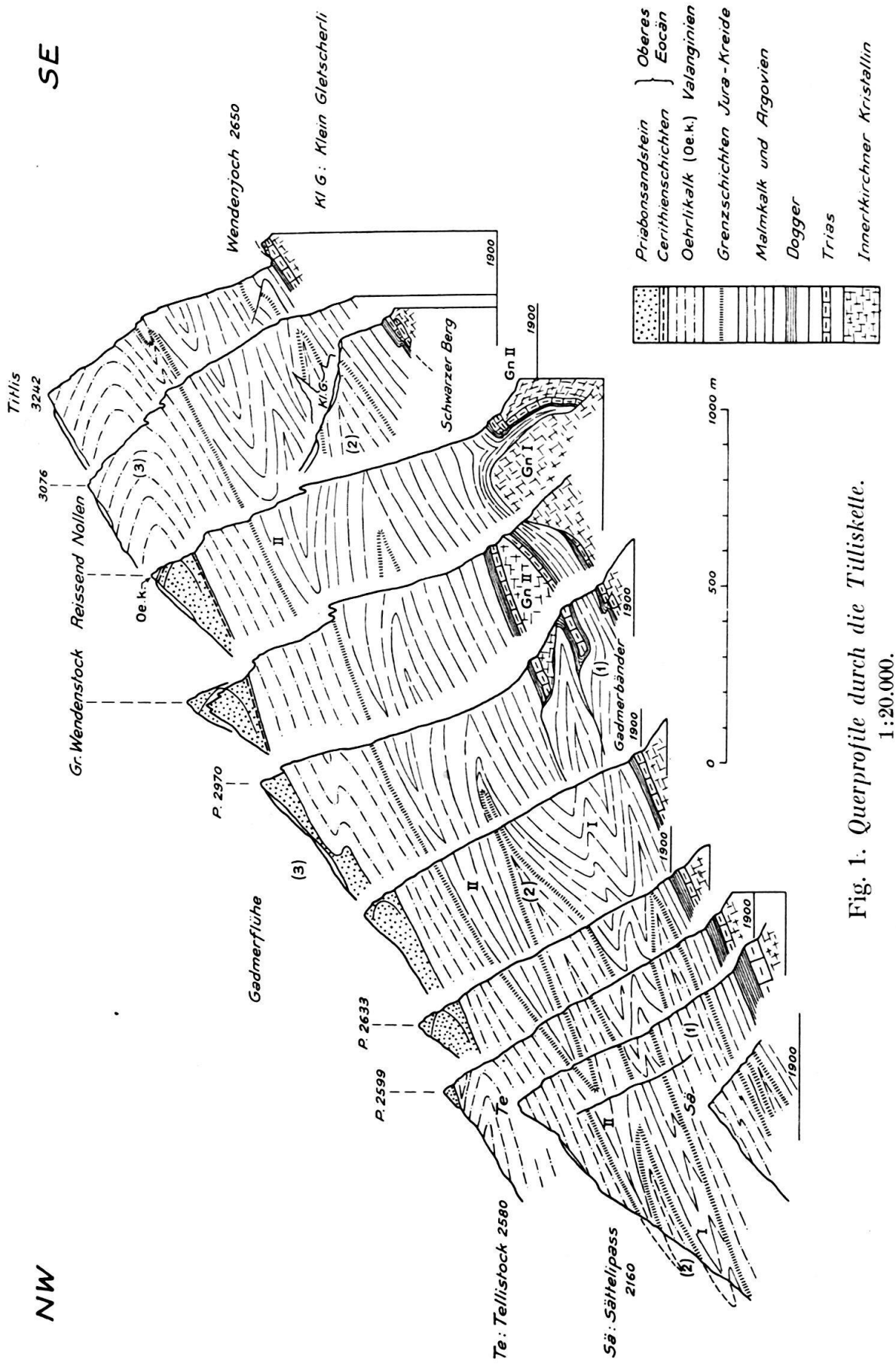


Fig. 1. *Querprofile durch die Titliskette.*
1:20.000.

Die Streichrichtung der Titliskette und insbesondere ihres grossen Südabsturzes gegen das Gadmental geht dem ost-nordöstlichen Faltenstreichen nicht ganz parallel, sondern weicht im allgemeinen etwas gegen S ab. Dadurch wird die Tatsache erklärt, dass sich im Längsprofil der mächtigen Südwand der Kette die Synklinalen gegen E hin allmählich ausspitzen und Antiklinalumbiegungen gegen SW schief aus der Wand herausstreichen. Dementsprechend ist die tektonische Gliederung der Kalkwand im SW (Sättelipassgegend) am deutlichsten, während nach NE (Titlis) die Öhrlikalksynklinalen verschwinden und man sich einer nicht zu gliedernden Malmkalkmasse gegenüber sieht, mit Ausnahme des Profils am Klein Gletscherli, wo die tiefste Mulde von Öhrlikalk fensterartig angeschnitten ist.

Bei den Begehungen der Südwand des Tellistocks und der Gadmerflühe (P. 2633) fällt vor allem die geringe Mächtigkeit des normalen, zu den Zwischenbildungen gehörenden Malmkalkes auf. Denn schon nach 50—100 m folgt der bis zu 120 m mächtige Öhrlikalk von Synklinale 1, der genau in die tiefere Keilmulde der Gadmerbänder hinweist, also den Öhrlikalkanteil des auf der anderen Talseite bei Innertkirchen allerdings viel mächtiger gewordenen Pfaffenkopf-Laubstock-Keils darstellt. Südlich und nördlich des Sättelipasses finden sich überdies in entsprechender Lage siderolithische Bildungen (rosafarbene, marmorisierte Kalke mit grünen Tonschieferlagen), welche schon auf der Karte Engelberg-Meiringen von P. Arbenz (Lit. 72) angegeben worden sind. Am Muldencharakter dieser Zone ist somit nicht zu zweifeln. In der Region der Gadmerbänder und der Mulde am Schwarzen Berg kommt infolge der Ausbuchtung der Kette nach S dieser Öhrlikalk nicht mehr zum Vorschein.

Nach den Beobachtungen von P. Arbenz und K. Rohr (Lit. 55) ist die Störung der Zwischenbildungen am Firnalpeli (Engelbergertal) als das tektonische Aequivalent der Keilmulde am Schwarzen Berg zu bezeichnen. In dem bis zum Kristallin blossgelegten Talkessel zwischen Firnalpeli und dem Schlossberg wäre somit das erste Einsetzen der nach W immer mehr an Bedeutung zunehmenden Muldenzone des Pfaffenkopfkeils anzunehmen. Der von mir beobachtete, wenig über der Malmbasis am Grossen Spannort auftretende Öhrlikalk (etwa 50 m mächtig) kann infolge seiner relativ viel südlicheren Lage nicht dieser Muldenregion angehören. Man hat es demnach dort mit einer anderen, südlicheren Keilmulde zu tun, und der Gedanke liegt nahe, diese tief greifende Öhrlikalksynklinale mit dem Kalkkeil von Färnigen oder der Windgällenfalte in Zusammenhang zu bringen.

Über dem eingefalteten Öhrlikalk der eben beschriebenen Keilmulde im Gadmental folgt die Malmantiklinale I (Untere Tellistock-Antiklinale), welche als Stirnumhüllung zu dem Gneislappen gehört, der die untere Keilmulde der Gadmerbänder als selbständige Schuppe (Glecksteinlappen) überlagert. Die aufgeschlossene Mächtigkeit dieses Malmkalkes in den Südwänden der Titliskette schwankt je nach dem Verlauf der Felswände gegenüber dem exakten Faltenstreichen zwischen 100 und 200 m. Östlich der Gadmerbänder ist diese Antiklinale nicht erkennbar, da hier, wie schon erwähnt, durch das Vorspringen der Wand der Öhrlikalk von Synklinale 1 nicht mehr zum Vorschein kommt, so dass der Malm von Antiklinale I und der basale (normale) Malmkalk zu einem Komplex zusammenfliessen.

Eine nächsthöhere Öhrlikalkmulde 2 greift tiefer nach SE in den Gebirgsbau ein, jedoch offenbar nicht überall gleich tief. Denn auch diese Öhrlikalkzone ist nicht als ununterbrochenes Band durch die ganze Südwand zu verfolgen, sondern von SW her nur bis an die Gadmerflühe und dann erst wieder weiter im NE im

tektonischen Fenster am Klein Gletscherli. Wegen ihres Auftauchens am Klein Gletscherli zwischen Reissend Nollen und Titlis habe ich diese Muldenregion auch als Klein Gletscherli-Synklinale bezeichnet. Auf Grund ihrer tektonischen Stellung (südlich des Glecksteinlappens) und ihrer deutlich ausgeprägten Muldennatur ist diese Synklinale wohl mit dem Dossenkeil in Parallele zu setzen.

Am Zungenende des genannten kleinen Kargletschers, sowie in den aus der Gletschermitte herausragenden Felsköpfen steht der zu dieser Mulde gehörende Öhrlikalk an. Die Synklinale schliesst sich gegen S als eine unauffällige Ausspitzung in den mächtig vorspringenden Wänden des Reissend Nollens und Titlis.

Westlich der Gadmerbänder, in den Wänden der Gadmerflühe, kommt die Klein Gletscherli-Synklinale 2 wieder zum Vorschein. Die brecciösen Grenzschichten gegen den liegenden und den darüber folgenden Malmkalk konnten beim Aufstieg zu P. 2633 der Gadmerflühe in 2160 m und 2230 Höhe angeschlagen werden. Am Südaufstieg zum Tellistock wurden die Grenzhorizonte Malm-Kreide in 2130 m Höhe gefunden (Verkehrtschenkel der Mulde 2).

Die höher folgende Antiklinale II = Gstellihornlappen i. W setzt im W der Titliskette am Tellistock ein (Obere Tellistock-Antiklinale). Infolge des starken Zurückschwenkens der Kette nach N reicht der Malmkalk dieser Antiklinale östlich des genannten Gipfels eine Strecke weit nicht mehr in die Wand hinein. Er erscheint dann wenige 100 m weiter östlich wieder und lässt sich nach NE durch die ganze Wand der Gadmerflühe verfolgen, wo er (westlich von P. 2970) wegen der schon genannten Ausspitzung der tieferen Kreidesynklinale 2 mit dem Malmkalk von Antiklinale I verschmilzt. Erst beim Klein Gletscherli, wo die Klein Gletscherli-Synklinale wieder auftaucht, kann diese Antiklinale (II) wieder unterschieden werden.

Traversiert man den Ostabsturz des Reissend Nollens gegen das Titlisjoch, so gelangt man zu zwei auf dem T. A. nicht eingezeichneten Felshöckern, welche in etwa 2500 m Höhe am Gletscherrande aus dem Eis ragen. Hier nun finden sich die brecciösen Grenzschichten, welche die Antiklinale II vom hangenden Öhrlikalk trennen. Am anderen Ufer des Klein Gletscherlis konnten die entsprechenden Trennungsschichten ebenfalls aufgefunden werden. Sie lassen sich schräg südwärts durch die Titlis-Westflanke verfolgen und ziehen dann in ca. 2800 m Höhe durch die Südwand des Titlis, gegen das Wendenjoch zu leicht ansteigend.

Die ganze obere Hälfte des Titlis wird durch die grosse Synklinale 3 von Öhrlikalk gebildet, die ich aus diesem Grunde als Titlis-Synklinale bezeichne. Der ganze Öhrlikalkkomplex zwischen der Malmantiklinale II und dem die steilen Kalkwände krönenden Priabonsandstein der Wendenstöcke und Gadmerflühe stellt den Liegendschenkel dieser grossen Mulde dar. Als Muldenkern ist der genannte Priabonsandstein aufzufassen. Am Reissend Nollen ist diese Muldennatur besonders ausgeprägt, indem der Gipfelgrat wieder aus überfalteten Cerithienschichten und Öhrlikalk [2]) besteht. Nach W hin (Gadmerflühe) entwickelt sich im Liegendschenkel dieser Synklinale noch eine Spezialfalte, indem eine kleine Öhrlikalkschuppe nach N vorstösst. Die einfache Synklinale gewinnt dadurch den Typus einer Doppelmulde, die jedoch nach E rasch in die dominierende Titlis-Synklinale übergeht.

Vom Titlisgipfel (3242 m) stürzen die Kalksedimente in einer gewaltigen, 600 m hohen Kante zum Wendenjoch (2650 m) ab. Die brecciös-dolomitischen

---

[2]) In der geol. Karte Engelberg-Meiringen infolge eines Druckfehlers ohne Farbe geblieben.

Grenzschichten sieht man in der Titlis-Südwand von etwa 2800 m langsam gegen die SE-Kante des Titlis zu ansteigen, wo sie in ungefähr 2900 m Höhe durch eine kleine Schuppung des liegenden Portland-Malmkalkes in ihrer Lagerung gestört sind. Aus dem gleichen Grunde wurden im begangenen Profil der Titlis-Südwand die Grenzschichten des Portland zweimal angetroffen. Zwischen beiden Breccienhorizonten (2820 m und 2850 m) liegt siderolithisch infiltrierter Öhrlikalk (siderolithische Breccien und Sandsteinlinsen). Über die mächtige, durch Steinschlag gefährdete Ostflanke des Titlis können leider keine sicheren Angaben gemacht werden.

Der Verlauf der Grenzschichten durch die Wand ist ohne Begehung derselben nicht zuverlässig anzugeben. Auch der Fuss des Wandabsturzes (dem Firnalpeligletscher entlang) ist infolge der grossen Randklüfte zwischen Fels und Gletscher sehr selten der direkten Beobachtung zugänglich. Nur am Fusse des bekannten „Grossen Couloirs" (das vom Firnalpeligletscher bei etwa 2400 m die ganze Wand durchzieht und in der Gratverschneidung zwischen Titlisgipfel und P. 2939 mündet) konnte der anstehende Fels angeschlagen werden. Aber gerade hier sind die Sedimente so intensiv gefaltet, dass die hieraus resultierende Laminierung und Calcitisierung des Gesteins stratigraphische Studien ohnedies nicht gestatten (vom Handstück selbst kann nicht einmal sicher entschieden werden, ob es aus den Grenzschichten stammt, Portland- oder Öhrlikalk darstellt; es sieht aus wie irgend ein alpiner Mylonit vom Typus Lochseitenkalk).

Eine sichere Parallelisierung der einzelnen Faltenelemente der Ostwand mit denen der Titlis-Südwand (und -Westwand) wird erst möglich, wenn der Verlauf der Grenzschichten am Titlis-Egg (Nordostflanke) sichergestellt ist. Und dieses Problem ist vorläufig noch ungelöst.

Die jurassisch-kretazischen Grenzschichten ziehen vom Titlis-Südostgrat (Titliskante) in schönem Faltenwurf durch die Ostflanke, sich der kristallinen Basis immer mehr nähernd, wodurch der liegende Malmkalk (wie im Gadmental) beträchtlich an Mächtigkeit einbüsst und beim Zungenende des Firnalpeligletschers unter einer tief eingreifenden Mulde von Öhrlikalk (2) 50 m kaum übersteigen dürfte.

Von dieser bis nahe ans Kristallin reichenden Öhrlikalkmulde über dem Firnalpeligletscher verlaufen die Grenzschichten durch den Wandabsturz des Titlis-Egg und erreichen schliesslich in weit ausholenden Falten über die Alpen Hohfad (1436 m) und wieder zurückbiegend über Bödmen (1318 m) den Talboden von Engelberg bei Herrenrüti.

Mit ziemlicher Sicherheit dürfte die tiefe Öhrlikalksynklinale, die sich in geringer Höhe über dem Firnalpeligletscher schliesst, der Klein Gletscherli-Synklinale 2 entsprechen, die beim Klein Gletscherli in der Titlis-Westflanke verschwindet und auch mit den tiefen Grenzniveaux Br_1 und Br_2 der Titlis-Südwand (vgl. Profil Titlis-Südwand, Seite 50) in Verbindung gebracht werden muss. Demnach würde der liegende Malmkomplex (Fuss des Titlis-Egg) der Antiklinale I (Glecksteinlappen) entsprechen.

Die Keilmulde vom Schwarzen Berg (Pfaffenkopfkeil) ist hier im Ausklingen begriffen und tritt uns nur in Form einer geringfügigen Störung der Zwischenbildungen (unterhalb der Zunge des Firnalpeligletschers) entgegen. Als Kreideanteil dieser Mulde (entsprechend der Sättelipass-Synklinale 1 im W) darf wohl der lange Öhrlikalkzug gelten, der am Weg von Bödmenalp nach Hohfad ansteht. Ob die beim Firnalpeligletscher in 1830 m Höhe beobachteten siderolithischen Bildungen in diese Synklinalregion hinweisen, kann noch nicht sicher entschieden werden.

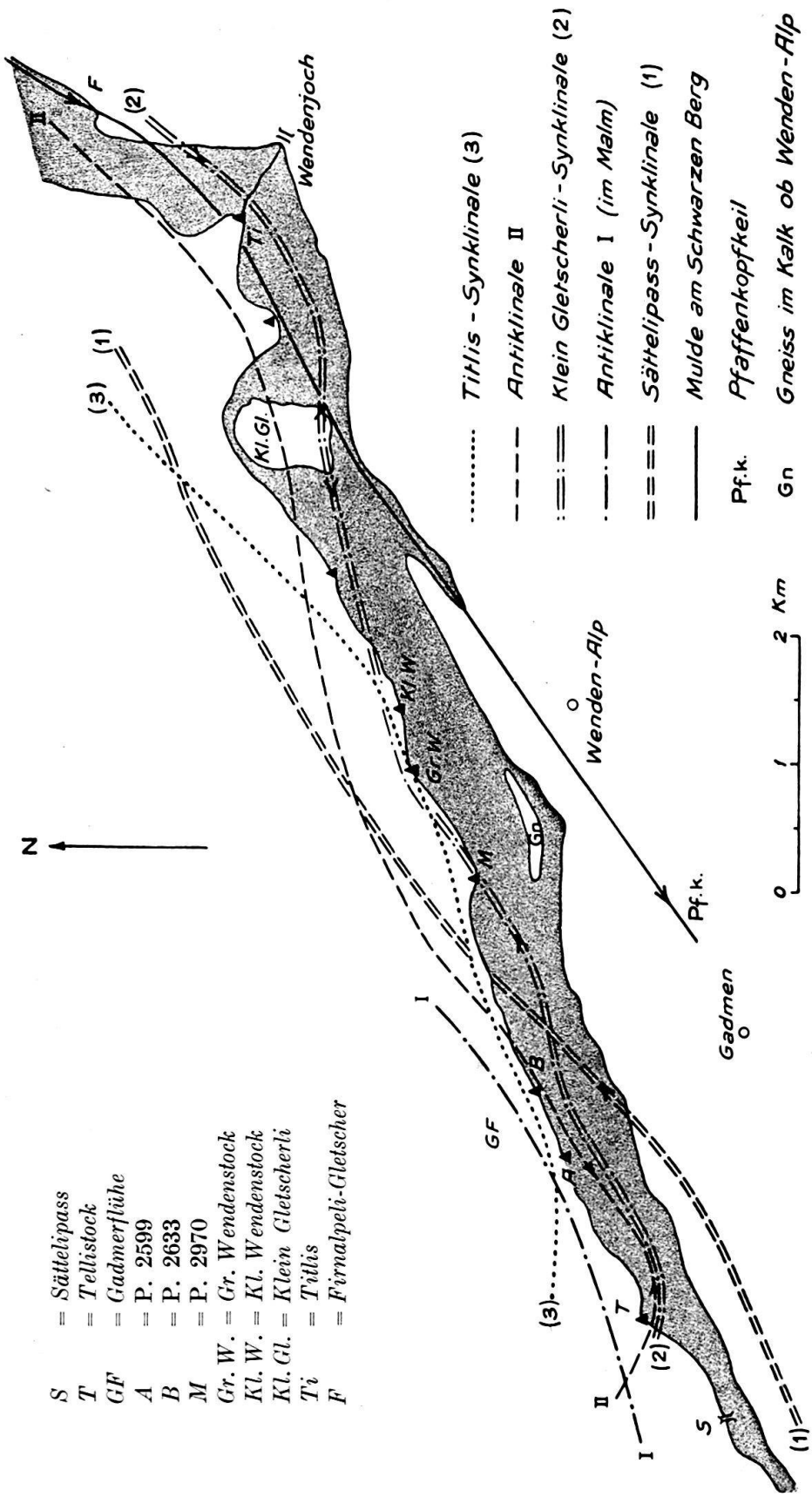


Fig. 2. *Axenrichtungen der Faltenelemente in der Südwand der Titliskette.*

Nach dem Verlauf der Grenzschichten von Jura zu Kreide.

Grau: Südwand der Titliskette.

Die Pfeile innerhalb der Wand bezeichnen die Einstichpunkte der Synklinalen (Öhrlikalk) und Austrittspunkte der Antiklinalen.

Die Malmpartie über der oben beschriebenen Öhrlikalkmulde 2 (Klein Gletscherli-Synklinale, Muldenkern des Dossenkeils) würde somit die Fortsetzung von Antiklinale II bilden, die also durch die ganze Titliskette zu verfolgen und als Äquivalent des Gstellihornlappens der Engelhörner (Fr. Müller) zu deuten ist.

Auf der anderen Talseite bilden die Grenzschichten nördlich von Herrenrüti eine nach NW schauende Antiklinale mit Malmkern. Durch die grosse, die ganze Wand schräg nach links (NW) durchziehende Überschiebung (Lit. 72, 74) werden dann höher oben der Hangendschenkel zerrissen und die Grenzschichten des überschobenen Komplexes um etwa 40 m höher gestellt. Von hier an ziehen sie weiter ostwärts gegen Gross Wald und Ebnetalp (1694 m) zum Schlossberg hinüber.

Verfolgt man die Axenrichtungen der in der Titliskette festgestellten Antiklinalen und Synklinalen (s. Fig. 2), so kommt man zu interessanten Schlüssen.

Dass Faltenrichtungen und morphologisches Streichen der Südwand z. T. recht beträchtliche Winkel miteinander bilden, wurde schon erwähnt. Indes zeigen sich nun deutlich gesetzmässige Richtungen gewisser Faltenaxen. Aus der tiefsten Keilmulde des Autochthonen (Synklinale vom Schwarzen Berg) entwickelt sich nach W hin der Pfaffenkopf-Laubstock-Keil (Äquivalent des unteren Jungfraukeils). Seine Muldenlinie weicht vom allgemeinen alpinen Streichen ziemlich stark ab (10—15°) und nähert sich dem hercynischen Streichen des Massivs. Sie überquert infolgedessen das Gadmental in schräger Richtung (Streichen N 55° E nach K. Rohr).

Weiter oben haben wir gesehen, dass die Sättelipass-Synklinale 1 als Muldenkern dieses Sedimentkeils aufzufassen ist. Aus diesem Grunde wird der annähernd parallele Verlauf der beiden Muldenaxen verständlich.

Die südliche Kristallinschuppe, die über den Rücken der Pfaffenkopfmulde hinweggeschoben wurde (s. Fig. 1, Gn II), bildet den Kern des Gleckstein-lappens. Wie schon gezeigt wurde, kann unsere Antiklinale I (untere Tellistock-Antiklinale) als Malmstirne des Gleckstein-lappens gelten, welcher ungefähr gleiche Streichrichtung besitzt wie der Pfaffenkopfkeil.

Im Gegensatz dazu streicht die Klein Gletscherli-Synklinale typisch alpin, ihre Axenrichtung geht folglich der Titliskette fast parallel. Dadurch erklärt sich auch das Wiederauftauchen dieser Mulde im Fenster des Klein Gletscherlis. Eine etwas abweichende Richtung nimmt die Synklinale 2 nur im W, im Gebiete des Tellistocks, ein, indem sie stark nach NW abbiegt.

Die höher folgende Antiklinale II (Gstellihornlappen) schliesst sich in bezug auf ihre Axenrichtung eng an die liegende Klein Gletscherli-Synklinale 2 an und zeigt im Streichen ebenfalls das eigentümliche Herausschwenken nach NW (Tellistock).

Die Titlis-Synklinale 3, das höchste tektonische Element in der autochthonen Titliskette, weist im Vergleich mit Antiklinale II ein etwas abweichendes Axenstreichen auf, indem sie nicht nur im W (Klein Tellistock), sondern auch im NE aus ihrer Streichrichtung nach N abbiegt.

Aus dem Gesagten geht hervor, dass sich die tieferen Falten (Sättelipass-Synklinale und Antiklinale I) eng an die Tektonik des kristallinen Untergrundes (Keilmulden) anlehnen, während die südlicheren Falten, 2, II, 3, über die unteren hinweggeglitten sind.

Auffallend ist, dass die Streichrichtungen der Öhrlikalksynklinalen verschieden verlaufen. Es scheint, dass sie jeweilen mit den Faltenaxen der nächst höheren Antiklinale im Einklang stehen. So zeigen Pfaffenkopfkeil (plus Sättelipass-Synklinale) und Antiklinale I untereinander ähnliche Axenrichtungen, ebenso Klein Gletscherli-Synklinale 2 und Antiklinale II. Demnach besitzen diese kom-

plementären Faltenelemente (Synklinale und höher folgende Antiklinale) eine gewisse tektonische Selbständigkeit, welche nach W hin stark zunimmt. Denn es entwickeln sich ja aus Pfaffenkopfkeil (und Sättelipass-Synklinale) die mächtige Sedimentmulde im Liegenden des Glecksteinlappens, aus Antiklinale I der Glecksteinlappen und aus Antiklinale II der Gstellihornlappen, beide durch eine tiefe Synklinale voneinander getrennt (Klein Gletscherli-Synklinale und Dossenkeil). Die oben (vgl. S. 24) angenommene Parallelisation der Faltensysteme östlich der Aare und der Sedimentlappen der Engelhörner steht somit im Einklang mit den Resultaten, die beim Vergleichen der verschiedenen Axenrichtungen der Falten in der Titliskette gewonnen werden konnten.

II. Lithologie der Grenzschichten.

Wie schon in der Einleitung bemerkt wurde, sind innerhalb der eigentlichen Titliskette nur am Sättelipass, an der Westseite des Tellistocks und im Engelberger-Tal (Hohfad-Herrenrüti-Ebnetalp) leicht zugängliche Jura-Kreide-Profile anzutreffen. Im übrigen musste ich mich begnügen, bei den wenigen möglichen Aufstiegen durch die Südwand der Titliskette einfach festzustellen, in welcher Höhe die Grenzschichten durchziehen. Von einem ausgedehnten und gründlichen Studium derselben musste leider hier infolge der Exponiertheit der Wände abgesehen werden. Immerhin konnte ich jeweilen bei diesen Aufstiegen kleine Gesteinsproben der Grenzhorizonte mitnehmen, so dass anhand von Dünnschliffen diese Schichten einer weiteren Untersuchung zugänglich gemacht werden konnten.

Innerhalb der mächtigen Kalkmasse (Hochgebirgskalk) der Titliskette kann folgende stratigraphische Gliederung durchgeführt werden:

Tertiärsandstein (Wendenstöcke) . . . . Cerithienschichten	Priabonien
Siderolithische Bildungen im Öhrlikalk .	Lutétien oder ?Valanginien
Öhrlikalk	Unt. Valanginien
Grenzschichten	Ob. Portlandien
Malmkalk	Portlandien-Argovien

Zur Charakterisierung der angeführten Sedimente seien folgende Angaben gemacht:

Malmkalk: Hellgrau anwitternd, tiefschwarz, mit muscheligem Bruch. Gestein massig, nach der Basis zu (Schiltschichten) dünngebankt. Perisphincten der Tenuilobatus-Zone (Kimeridgien) bei Engelberg. Radiolarien, Schwammnadeln.

Portlandkalk: Unterscheidet sich vom eigentlichen Malmkalk durch seinen bräunlichen, oft rötlich oder hell gefleckten Bruch. Meist marmorisiert. Rekristallisierte Calpionellen.

Grenzschichten: Brecciöse und dolomitische Gesteine. Auf Grund ihrer Stellung zwischen sicherem Malmkalk einerseits und Valanginien andererseits als oberes Portlandien zu betrachten.

Öhrlikalk: Hellgrau anwitternd, im frischen Bruch ebenfalls hellgrau bis bräunlich gefärbt. Meist kryptokristallin (dicht), nicht selten ausgewitterte Echinodermentrümmer. Lokal besonders in den obersten Partien oolithisch oder in organogen-detritischer Urgonfazies. Auch in Korallenfazies auftretend. Meistens siderolithisch infiltriert.

Die Sedimente der Jura-Kreide-Grenze.

Die Grenzschichten von Jura und Kreide der autochthonen und parautochthonen Region der Schweizeralpen werden durch Breccienhorizonte und dolomitische Gesteine charakterisiert, welche ihre Entstehung dem allmählichen Zurückweichen des Meeres der Portland-Zeit nach S verdanken.

A. Brecciöse Sedimente.

Sichere allothigene Breccien sind keine vorhanden.

Autigene Breccien enthalten in ihren Gemengteilen nur Trümmer des unmittelbar Liegenden, aber kein fremdes, älteres Material aus tieferen Schichten. Sie stellen das Produkt einer unterbrochenen, gestörten Sedimentation dar.

Unter den monogenen Trümmerhorizonten des Portland (Primärbreccien) sind verschiedene Breccientypen zu unterscheiden.

1. Troskalkbreccie. Typus: Westfuss des Tellistocks, 2020 m.

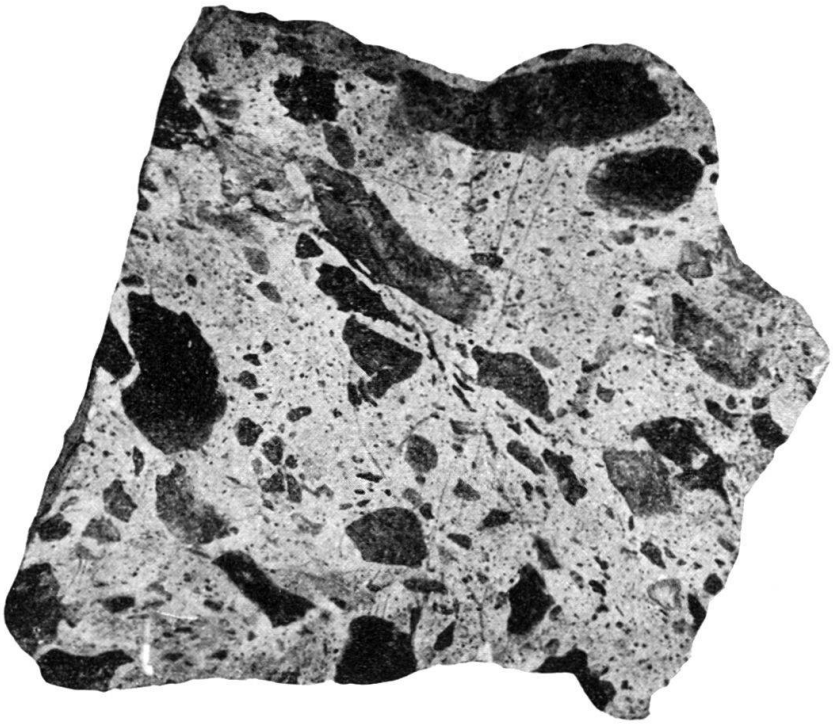
Fig. 3, a & b.

So genannt in Anlehnung an frühere Autoren (M. Blumenthal, W. A. Keller), welche die Breccie im Dach des hellen korallogenen „Troskalks" mit diesem Namen belegten. Auch Fr. Müller bezeichnet übrigens die entsprechenden Breccienhorizonte in den Engelhörnern (schwarze, eckige Kalkfragmente in heller Grundmasse) als Troskalkbreccie.

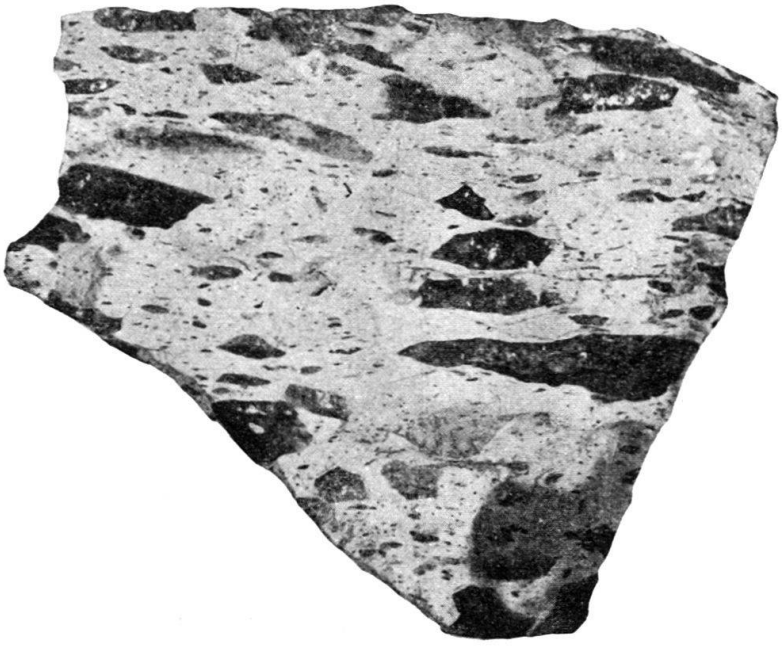
Breccien mit Komponenten aus dunklem, oft rot geflecktem Kalk des Portland. Grauweiss bis gelblich gefärbte, meistens etwas dolomitische Grundmasse von nicht selten körniger (mikrobrecciöser) Struktur. Darin eingebettet verschieden geformte, eckige oder leicht abgerundete, schwarze Kalktrümmer von variabler Grösse (Länge: Bruchteile eines mm bis zu einigen cm). Im frischen Bruch dunkel, nicht selten helle und rötliche Flecken und Lagen. Häufig rostige Partien an der Oberfläche (zersetzter Pyrit), dann oft löcherige Auswitterung.

Als Brecciengesteine auch makroskopisch stets ohne weiteres an der fleckigen Anwitterungsfarbe erkennbar.

Dünnschliff: Hellgraue, häufig gerundete Kalktrümmer, meist dicht. Neben wenigen grossen zahlreiche kleine Kalksplitter. Von dunkelbrauner Grundmasse umflossen, deren Pigment in schwarzen Schnüren und Flasern angereichert ist (besonders an der Berührungsfläche von Einschluss und Grundmasse). Ausgeprägte Fliess-Struktur (Strömungswirkung während der Sedimentation). Pyrit. Steril. Grosse Ähnlichkeit im Schliffbild mit den Primärbreccien der Ebnetalp (Engelberg), aber stark tektonisch beansprucht.



a



b

Fig. 3. *Troskalkbreccie. Grenzschichten Jura-Kreide, Westfuss des Tellistocks.*

Handstück Nr. 185 in natürl. Grösse.

a: von der Schichtfläche gesehen.
b: Facette desselben Stücks quer zur Schichtfläche und zur Richtung der maximalen Streckung.

Phot. W. Leupold.

2. Onkoidische Breccien. Typus: Titlis-Südwand (2820 m und 2850 m).

Taf. I, Fig. 1, 2; Taf. II, Fig. 1.

Terminologie nach ARN. HEIM (Monographie der Churfirsten-Mattstock-Gruppe, Beitr. geol. Karte Schweiz, NF XX (561—567).

Demzufolge sind zu unterscheiden:

a) Ooide, Anlagerung von Kalksubstanz in dünnen, konzentrischen Schalen. Kern des Ooids oft Fremdkörper (organogener Detritus). Tendenz zu kugeliger Umgrenzung. Die Häufung von Ooiden in einem Sediment führt zur oolithischen Struktur über (= Oolith n. CAYEUX u. A.; echte Oolithe).

b) Onkoide. Keine konzentrische Aufeinanderlagerung einzelner Schalen, Form der Partikel rund oder lappig, Umgrenzung oft verschwommen. Durch unregelmässige, onkoidische Umkrustung echter Ooide können Übergänge zwischen beiden Strukturformen bestehen. Die Gesamtheit von Onkoiden führt zur onkolithischen Struktur des Gesteins (= Pseudo-Oolith).

Grundmasse (hell)grau, leicht dolomitisch, meist mikrobrecciös. Kalktrümmer tiefschwarz, willkürlich geformt. Die grossen Einschlüsse sind scharfkantig, die kleineren gerundet (oft Oolithe). Struktur onkoidisch (pseudo-oolithisch), untergeordnet auch echt oolithisch. Grundmasse fluidal struiert.

Dünnschliff: In grünlich-grauer Grundmasse zahlreiche Ooide jeglicher Grösse. Auch die grossen Trümmer (Schalenfragmente) sind onkoidisch umkrustet. Grundmasse zwischen Onkoid- und Oolithkörnern feinkrümelig und stark pigmentiert, nicht aus klarem sekundärem Calcit bestehend wie beim oolithischen Öhrlikalk. Sehr charakteristisches Sediment. Reiche Mikrofauna.

Foraminiferen:

Pseudocyclammina lituus YABE & HANZAWA
Spirocyclina MUNIER-CHALMAS *(spec.?)*
Coscinoconus alpinus LEUPOLD
Nummuloculina STEINMANN
Milioliden, Textulariiden.

Kalkalgen:

Clypeina jurassica FAVRE & RICHARD.

Korallen:

Lovčenipora GIATTINI (*Cladocoropsis* FELIX).

Ferner „*Organisme C*" (?) JOUKOWSKY & FAVRE, Schwammnadeln, Echinodermentrümmer.

3. Breccien vom Typus Ebnet. Typus: Ebnetalp-Herrenrüti (Engelberg).

Taf. II, Fig. 2, 3; Taf. III, Fig. 1, 2.

a) Dunkle, bituminöse Varietät (Taf. II, Fig. 2; Taf. III, Fig. 1, 2). Schwarzgraue, tonig-bituminöse Grundmasse mit dichten, hellgrau anwitternden Kalktrümmern (stecknadelkopf- bis nussgross). Gesteinsoberfläche rauh, die hellgrauen, häufig gerundeten Kalkbrocken heben sich gut von dem aschgrauen, etwas körnigen Bindemittel ab. Auswitterung vereinzelter Echinodermentrümmer. Rötliche Flecken von zersetztem Pyrit. Vereinzelt Phosphoritknollen. Im frischen Bruch ist das Gestein schwarz.

Dünnschliff: Hellgraue Kalkbruchstücke von oft leicht brecciöser Struktur ohne gesetzmässige Form. Deutliche Fliess-Struktur des braun-schwarzen Bindemittels um die eingelagerten Kalkbrocken. Anreicherung von schwarzem (organischem) Pigment in Schlieren und Flasern oder als Lösungsrückstand in zackig verlaufenden stylolithischen Suturen und Nähten. Erfüllt von Organismen und -trümmern.

Foraminiferen:

Pseudocyclamina lituus YABE & HANZAWA
Choffatella cf. *peneropliformis* YABE & HANZAWA
Spirocyclina infravalanginiensis (CHOFFAT)
Nummuloculina STEINMANN
? *Epistomina* TERQUEM
Calpionella alpina LORENZ
Milioliden, Textulariiden.

Kalkalgen:

Clypeina jurassica FAVRE & RICHARD, Characeenreste.

Korallen:

Lovčenipora GIATTINI (*Cladocoropsis* FELIX)

Ferner Stromatoporiden- oder Bryozoenreste, Spongiennadeln, Echinodermentrümmer.

b) Hell anwitternde Varietät (Taf. II, Fig. 3). Umgekehrt: Grundmasse hell (leicht dolomitisch) und Kalkfragmente dunkelgrau anwitternd. Anklänge an konglomeratische Fazies (wie übrigens auch Varietät a). Bruch schwarz, gefleckt. Bindemasse reich an rötlichem Pigment (Pyrit). Ausgezeichnete Fliessstruktur.

Dünnschliff: Genau wie Varietät a.

4. Flaserige Breccien. Typus: Gross Spannort.

Zwischen kompakten Kalkpartien und Kalktrümmern befindet sich ein hellgraues, leicht dolomitisches Bindemittel, das sich in Flasern der Form der Brecciebestandteile anschmiegt. Dunkelgrau bis schwarz angewitterte Kalkkomponenten verschiedener Grösse. Im frischen Bruch inhomogen, gefleckt. Oft Übergänge in sog. „Pseudobreccien".

Dünnschliff: Das gelbliche Bindemittel erweist sich stellenweise als aus kleinen, gelbbraunen Körnern (? Siderit) bestehend, andererseits aber aus „Mikrogeröllen" zusammengesetzt, was ja in den Grenzschichten häufig beobachtet wurde (vgl. unten auch die sog. dolomitische „Tüpfelbank"). Die Kalkeinschlüsse sind selbst mikrobrecciös und nicht selten hell gefleckt. Pyrit. Steril.

5. Knollig-schlierige Kalke („Pseudobreccien").

Infiltration von hellem, meist gelblich gefärbtem Kalkschlamm (selten dolomitisch) zwischen einzelne Partien des liegenden Kalkes. Nicht eigentliche Breccienbildung (keine kleinen, eng begrenzten Kalkbruchstücke), sondern nur Auf-

wühlung von grösseren, zusammenhängenden Massen und Klumpen, welche daraufhin neu sedimentiert wurden. Knollig-schlierige Kalke, mit dem Untergrunde in konkordantem Verbande stehend. Besonders verbreitet in tieferen Partien des Portlandien.

Diese autigenen „Pseudobreccien", für die der Ausdruck knollig-schlierige bis brecciöse Kalke wohl geeigneter ist, sind schon seit langem bekannt und stellen eine weit verbreitete Erscheinung im Portland dar.

Aus dem helvetischen Tithon sind „Pseudobreccien" durch M. GERBER (Lit. 25) aus der Region Brünig-Urirotstock bekannt geworden.

Am eingehendsten untersucht sind diese tithonischen Trümmersedimente in den Chaînes subalpines von Savoyen und der Dauphiné („pseudobrèches tithoniques" von KILIAN, „couches rognonneuses du tithonique supérieur" von PAQUIER). Es sei hier auf die reiche, diese Bildungen behandelnde Literatur hingewiesen (Lit. 35, 36, 51, 54, 63).

Aus den verschiedensten Gebieten kennt man ausserdem im obersten Malm sedimentäre Bildungen, welche diesen „pseudobrèches" verwandt sind oder damit im Zusammenhang stehen können.

B. Dolomitische Sedimente.

Neben den mehr oder weniger dolomitischen Breccien treten in den Grenzschichten noch Sedimente mit einem wesentlichen Gehalt an Dolomit auf.

1. Fein- bis grobkristalline Dolomitlinsen.

Sättelipass, Titlis-Südwand (2820 m), Bödmenalp.

Eingelagert in den Portlandbreccien. Vorstehende Wülste von dunkelgrauer bis schwarzer Anwitterungsfarbe. Unter dem Hammer in derbe, klotzige Bruchstücke zerfallend (Geruch nach H_2S). Im frischen Bruch stumpf-grau, rauh. Lokal (Titlis-Südwand) vereinzelte Kalkeinschlüsse aufweisend. Auf Bödmenalp (bei Engelberg) als Bindemittel der brecciösen Grenzschichten auftretend. Das Sediment besteht fast ausschliesslich aus zusammengelagerten Dolomitrhomboëdern. Ausserdem ist ein wechselnder Gehalt an Quarz (vorwiegend diagenetischer Entstehung) zu beobachten, der aber im Vergleich zum Dolomitgehalt stark zurücktritt, so dass das Sediment nicht als „sandig" zu bezeichnen ist, trotzdem es äusserlich an verwitterter Oberfläche diesen Eindruck erwecken könnte. Eine chemische Analyse (Titlis-Südwand) ergab folgende Zusammensetzung:

MgO	17,80%
CaO	33,00%
$Fe_2O_3 + Al_2O_3$	0,54%
CO_2 + organische Substanz	45,99%
SiO_2	1,88%

Zum Vergleich seien noch Analysen anderer dolomitischer Sedimente angeführt:

Gestein	MgO	CaO	CO_2
Weisser Jura (ζ), fränkische Alb Plattiger Dolomit, Liegendes des „Kelheimer Marmors" Bronn bei Pegnitz	18,38 %	32,67 %	45,94 %
Dolomit, in Plattenkalk übergehend Altenberg bei Burggrub	17,47 %	34,49 %	46,04 %
Dolomit mit *Diceras speciosum* Demlinger Holz bei Ingolstadt	19,73 %	32,41 %	47,19 %
Zuckerkörniger Dolomit (Purbeck) Val-de-Ruz (Neuenburg)	13,6 %	38,4 %	45,8 %
Rötidolomit (Trias) Firnalpeli (Engelberg)	19,5 %	30,8 %	45,6 %
Ostalpiner Triasdolomit Giarsun (Unterengadin)	19,3 %	32,4 %	44,1 %

1925 Friz O., Vorkommen und Verwendung nutzbarer Kalksteine in Süddeutschland.
1930 Niggli P., de Quervain F., Winterhalter R. U., Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Ser., Lfg. XIV.

Aus dieser Zusammenstellung wird ersichtlich, dass sich die Dolomitlinsen der Grenzschichten in Bezug auf ihre chemische Zusammensetzung sehr wohl mit den dolomitischen Ablagerungen des fränkischen Malms vergleichen lassen und gar nicht stark vom Chemismus einiger Triasdolomite abweichen.

Es sei bemerkt, dass der von M. Gerber (Lit. 25) erwähnte „hellgraue kristalline Dolomit" der Grenzschichten Malm-Öhrlikalk äusserlich dem eben beschriebenen Dolomitgestein sehr ähnlich ist.

Dünnschliff: Feinkörnige, kristalline Masse, oft idiomorphe Dolomitrhomboëder. Auch hier Zonen stärkerer Pigmentanreicherung. Tonige Drucksuturen. Lokal (Titlis-Südwand) mit wenigen eingelagerten Kalktrümmern. Wohl metasomatische Verdrängung des Kalkes durch Dolomitsubstanz während diagenetischer Prozesse. Ohne Fossilien.

2. Dolomitische „Tüpfelbank".

Alp Achtelsass, Westfuss Tellistock (2020 m), Bödmenalp, Gross Spannort, Schlossberg.

Grauweiss-gelblich anwitternde, staubige Bank (30 bis 50 cm) von mehr oder weniger dolomitischem Kalk mit inhomogener, seltener typisch brecciöser Struktur. Polyedrisch zerfallend, schwarzer Bruch. An der Oberfläche dunkle, oft höckerig auswitternde, chondritenähnliche Stäbchen und Körner ? anorganischen Ursprungs (Anreicherung von Pigment).

Dünnschliff: Hellgraue, feinbrecciös struierte Grundmasse mit den dunkel gefärbten Tüpfeln und Stäbchen. Häufungszentren von organischer Substanz, rötlich glänzende Schüppchen, Pyrit. Stellenweise dunkles Pigment in Nähten und Schlieren. Schwammnadeln, Radiolarien.

3. Stark dolomitische Kalkbank.

Reissend Nollen, Tellistock (2020 m).

Rötidolomitähnlich, staubig-gelb anwitternd. Im frischen Bruch blaugrau. Zuweilen leicht brecciös oder Übergänge in die dolomitische „Tüpfelbank".

4. Dolomitische Mergel.

Sättelipass, Titlis-Südwand (2820 m); Alp Hohfad (Engelberg).

Mehr oder weniger dolomitische, graubraune Mergel, meistens gefältelt und stark calcitisiert. Nicht brecciös. Lehmig, bräunlich oder hell anwitternd. Beim Anschlagen dumpf tönend und bröckelig zerfallend. Mächtigkeit ca. 40—50 cm.

Dünnschliff: In hellbrauner, fein kristalliner Grundmasse häufig deutlich idiomorphe Dolomitrhomboëder eingesprengt (allgemeine Umkristallisation). Grosse Ähnlichkeit mit der Mergelkalkbank auf Ebnetalp und den mergeligen Breccienlagen der Wendenstock-Südwand. Hier finden sich in der feinkörnigen Kalkmasse Nester und Schnüre von Dolomiteinsprenglingen (Verdrängung des Kalkes). Pigmentreiche, zackig verlaufende Suturlinien. Häufig auch zahlreiche, kettenförmig oder schwarmweise angeordnete „Tongeröllchen" (Phänomen der tektonischen Durchbewegung, Sammelzentren der organischen Substanz). Pyrit. Steril.

Fazies der „Graspass-Schichten".

Mit diesem Namen bezeichnete 1920 Fr. Müller (Lit. 4) graublau anwitternde dolomitische Mergel und Breccien (eckige schwarze Malmkalktrümmer in grau-gelblicher Grundmasse), welche die Grenzschichten von Malm und Kreide in den parautochthonen Schuppen der Engelhörner repräsentieren (so benannt nach ihrem Auftreten am Graspass zwischen Tannenspitze und Engelburg in der Kingspitzkette).

Es handelt sich bei diesen Schichten um dolomitische Breccien (eckige, schwarze Malmkalktrümmer in grau-gelblicher, dolomitischer Grundmasse) und graublau anwitternde Mergel (Lit. 4).

Nach Fr. Müller (Lit. 47) wird die Grenze Tithon-Öhrlikalk im Autochthonen der Engelhörner durch eine 8 m mächtige Breccie („Troskalkbreccie": eckige, schwarze Kalkbrocken in heller Grundmasse) und „brecciös-mergelige Kalke" (oder „dolomitische Kalke" von brecciösem Gefüge an der Basis) vertreten. In der parautochthonen Läsistock-Schuppe (Chalet Milchbach) folgen über hell geflammtem Tithonkalk die eigentlichen „Graspass-Schichten". Fr. Müller (Lit. 47) gibt aus dieser Region das folgende Profil:

. . . . . .

7) Harte Breccien mit kleinen dunklen, gerundeten Einschlüssen in kieseliger (dolomitischer?) Grundmasse. 2,5 m.
8) Dolomitmergel (Graspass-Schichten). 2 m.
9) Harter, dunkelgrauer Kalk. 0,5 m.

10) Homogener, mergeliger Kalk, nach oben in mittelbankige, grobe Breccie übergehend, die in hellgrauer Grundmasse dunkle, eckige Kalktrümmer einschliesst. 12 + 1 m.
11) Dunkler Öhrlikalk.

Aus der lithologischen Beschreibung der Gesteinstypen in den Grenzschichten zeigt es sich nun, dass wir hier in der autochthonen Titliskette z. T. auch Äquivalente der „Graspass-Schichten" vor uns haben. Es scheint mir aber auch hier nicht angebracht, die Lokalbezeichnung „Graspass-Schichten" ohne weiteres auf unsere Grenzschichten zu übertragen, obschon diese ebenfalls „dolomitische Breccien und Mergel" enthalten. Denn einerseits treten in den Grenzhorizonten der Titliskette zahlreiche, verschieden ausgebildete Breccientypen auf, so dass die Bezeichnung „dolomitische Breccien" zu eng gefasst wäre. Andererseits finden sich wohl vereinzelt Mergelschichten mit den Portlandbreccien vergesellschaftet, aber dieselben kommen eben nur untergeordnet und sporadisch vor. Aus diesen Gründen halte ich es für richtiger, in einzelnen Profilen der Titliskette eher von einer „Graspassfazies" zu sprechen, und zwar dann, wenn zusammen mit den Brecciensedimenten auch die graubraunen, dünn geschichteten Mergel (vgl. S. 40) mit einem wechselnden Dolomitgehalt auftreten.

Im Zusammenhang mit den Sedimenten der Graspassfazies können stellenweise auch die zähen, grauen, kristallinen Linsen von Dolomit stehen.

Die von den dolomitischen Mergeln begleiteten Breccienvarietäten, also vor allem die onkoidischen Breccien der Titlis-Südwand mit ihrer reichen Mikrofauna, seien in Anlehnung an das oben Gesagte auch „Graspassbreccien" genannt.

III. Stratigraphie.

A. Einzelprofile.

1. Sättelipass.

Fig. 4.

Zur Aufnahme dieses Profiles benützt man das Weglein, das von Birchlauialp (1610 m) im Gadmental über das Sätteli nach Engstlenalp (1839 m) hinüberführt. Noch besser aufgeschlossen sind die Schichten allerdings zur Rechten (im Sinne des Aufstiegs), man erreicht dann über brüchige Felsen das Grätchen, das sich vom Tellistock zum Sättelipass zieht, und nicht die eigentliche Passlücke.

Hier konnte folgendes Profil von unten nach oben aufgenommen werden:

60 m Argovien + Malmkalk mit schwarzem Bruch.

1 bis 3 Grenzschichten:

1. 0,3 m dunkler, auf dem Bruch gefleckter Kalk, rauh, oft gelblich anwitternd, bei ca. 2000 m.
2. 1 m hellgrauer, glatt brechender Kalk, auf frischem Bruch häufig helle, elliptische Flecken. Wittert hellgelblich und staubig an.
3. 0,3 m wie 1., mit zahlreichen ? Dolomit- oder Sideritkörnern (Dünnschliff).
4. 4 m heller, gebankter Kalk, ähnlich 2., vom Öhrlikalk im Handstück nicht zu unterscheiden.
5. 1 m dunkelgrauer, geschichteter, stark calcitisierter Kalk. Laminierter Öhrlikalk.
6. 8—10 m heller Kalk wie 4. und 2. Mit dem Hammer lässt sich das Gestein zu weissem Mehl zerschlagen, an verwitterter Oberfläche sind oft kleine schwarze Höckerchen vorhanden. Gelbliche Anwitterungsfarbe. Öhrlikalk.

7. 1 m tektonische Breccie mit calcitischem Zement, gelblich und knorrig anwitternd.
8. 6—8 m dunkelgrauer, gebankter Kalk mit dünnen Tonhäutchen auf den Schichtfugen. Oben mit hellgrauem Bruch. Öhrlikalk.
9. Calcitisierte Quetschzone.
10. ca. 5 m toniger, an der Basis schiefriger Mergelkalk, lehmig anwitternd, im Bruch oft fleckig, aber dunkel. Die oberen 2 m sind gebankt. Gefältelt und intensiv calcitisiert. Dazwischen Bänke von hell geflecktem Kalk, plattig (Grenzschichten und Portlandkalk).
11. 7 m Siderolithische Bildungen. Buntgefärbter, dichter, zuckeriger Öhrlikalk, marmorisiert. Rosa gefärbte Kalke und sericitgrüne Tonschiefer. Ausgeprägte Calcitisierung. Dazwischen weniger infiltrierte Partien mit typischem, plattigem Öhrlikalk.
12. 8 m dunkler Kalk mit hellbräunlichen, elliptischen Flecken, gelblich anwitternd. Portland. Dazwischen Quetschzonen.
13. ca. 20 m Grenzschichten, stark verwalzt. In der Anwitterung deutlich brecciöse, dünngeschichtete Mergelschiefer (a) mit dunklem Bruch. In verschiedenen Lagen, getrennt durch scheinbar homogene Kalkbänke von bräunlichem bis grauschwarzem Bruch (b). Auffallend sind zähe, kristalline (c) Dolomitlinsen, welche die brecciösen Niveaux stellenweise begleiten. Nach oben nehmen die Breccienhorizonte wieder überhand.
14. ca. 150 m Öhrlikalk mit siderolithischen Spuren. Unter dem Hammer zu weissem Staub pulverisierbar. Auf frischem Bruch oft ziemlich dunkelgrau (Zusammenhang mit den siderolithischen Einschwemmungen). Fleckig und rauh angewitterte Oberfläche, häufig Anreicherung von rotem, tonigem Pigment auf Schichtflächen. In den obersten Partien dünn geschiefert und gefältelt.

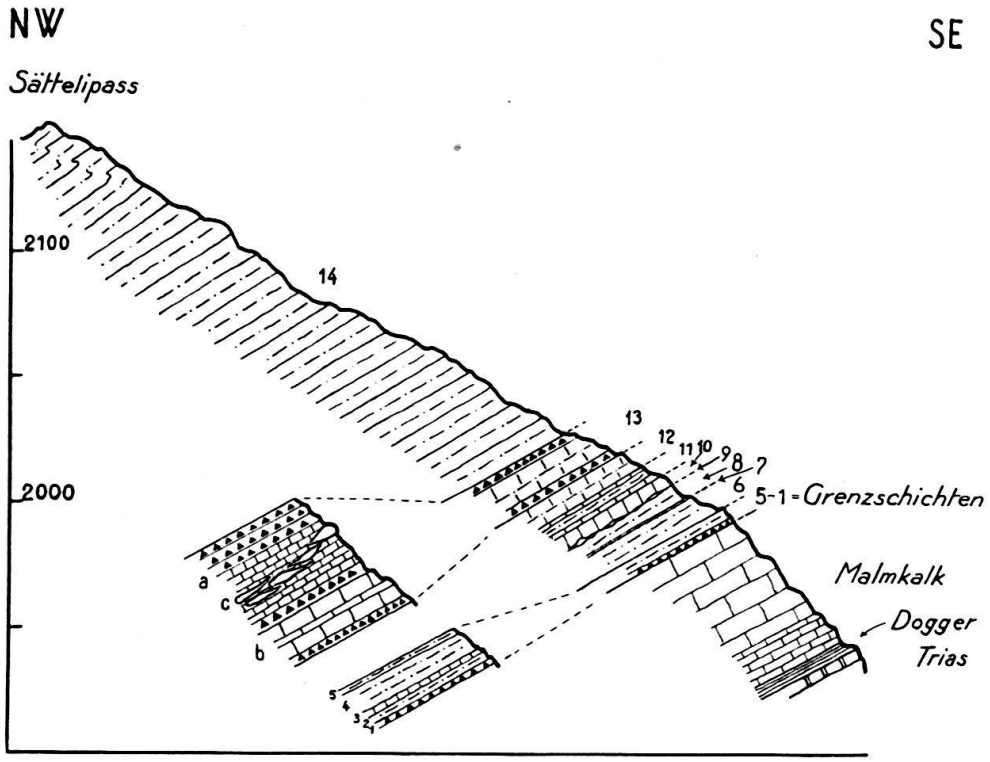


Fig. 4. *Profil Sättelipass.*
1:3750.
Links: Schichten 1—5 und 13 in 3facher Vergrösserung.
Nummern 1—14 siehe Detailbeschreibung.

Das Profil besitzt also keine normale Schichtreihe. Denn schon weit unten (etwa 60 m über der Basis Dogger-Malm) findet sich eine Öhrlikalkmulde, darüber folgen wieder Grenzschichten (10) gegen den hangenden Portlandkalk, welcher

dann von Öhrlikalk (mit den auffallenden siderolithischen Bildungen) überlagert wird. Nach wenigen m Portlandkalk folgen darauf erneut Grenzschichten (13) und schliesslich der Öhrlikalk des Sättelipasses.

Wegen der enormen Auswalzung aller Schichten lässt sich nicht angeben, welchem Grundtyp die Grenzschichten zuzuordnen sind. Immerhin spricht die Anwesenheit der dünnbankigen Mergelkalke, Breccienbänke und auch der knorrigen, kristallinen Dolomitlinsen für die Ausbildung der Grenzschichten in „Graspassfazies".

2. Ebnetalp bei Engelberg.

Fig. 5.

Nördlich oberhalb von Niedersurenen (1260 m) befindet sich das bekannte Profil der Zwischenbildungen. Das Weglein, das von hier über den „Steyen" zur sog. „Hundsschüpfi" (1843 m) führt, vermittelt den Zugang zu sämtlichen Schichten bis zum Priabonsandstein. Das Profil lässt sich von unten nach oben folgendermassen gliedern:

1. 220 m Schiltschichten und typischer, dunkel brechender Malmkalk bis etwa 1570 m hinauf (Fluhrand). In 1500 m Höhe mit leider schlecht erhaltenen Ammoniten der Gattung Perisphinctes, welche nach Bestimmung durch H. H. Renz beide der Tenuilobatus-Zone (Kimeridgien) angehören:

   Perisphinctes tiziani = *Perisphinctes* cf. *subdolus* Fontannes.
   1877 de Loriol, Badener Schichten, pl. VIII, Fig. 2.
   1879 Fontannes, Description des Ammonites des calcaires du Château de Crussol (Ardèche) pag. 61, pl. IX, Fig. 3.

   Perisphinctes cf. *polygyratus* Reinecke.
   1877 de Loriol, Badener Schichten, pl. VII, Fig. 1.
   1899 von Siemiradski J., Monographische Beschreibung der Ammonitengattung Perisphinctes, pag. 167.
2. 5 cm schlierig-knollige Aufbereitungszone im kompakten Malmkalk („Pseudobreccien").
3. ca. 80 m dunkelgrau bis schwarz brechender Kalk von brecciösem Gefüge, lokal oolithisch. Gelblich gefärbte, eingeschwemmte Bindemasse, die nicht selten schichtförmig eingelagert ist. Wechsellagerung mit anscheinend homogenen, im Bruch dunklen Kalkbänken. Pyritkonkretionen. Ammonitenbruchstück. Ausbildung dieser autigenen Breccienlagen identisch mit der von J. Krebs (Lit. 37) erwähnten „Breccie im oberen Hochgebirgskalk" des Gspaltenhorn-Blümlisalpgebietes.
4. 60 cm Bank von braun anwitterndem, innen blaugrauem Mergelkalk. Struktur nicht brecciös, im Schliffbild grosse Ähnlichkeit mit den etwas mergeligen Grenzschichten der Wendenstock-Südwand (besonders typisch ist die feinkörnige, oliv-gelbe Grundmasse mit vereinzelten detritischen Quarzkörnchen mit einem Durchmesser von 0,03—0,13 mm).
5. 50 m Portlandkalk. Bräunlichgrauer, dünnbankiger, häufig marmorisierter Kalk mit glattem, wachsartig-sammetigem Bruch und elliptischen roten Flecken und Streifen. Auch zahlreiche helle Flecken, die dendritenförmig verzweigt sind und wohl auf Auslaugungs- oder Reduktionserscheinungen zurückzuführen sind (im Zentrum oft rostig-gelbe Strähnen und Adern, die mit siderolithischen Infiltrationswegen grosse Ähnlichkeit besitzen). Im Dünnschliff: mikrobrecciöse Struktur. *Clypeina jurassica* Favre & Richard und *inopinata* Favre, rekristallisierte Calpionellen und Spongiennadeln. Diese rotgefleckten, dünnbankigen Kalke sind auch für das Tithon der Engelhörner bezeichnend (Lit. 47).
6. 40 m (!) 2—3 Breccienhorizonte von je etwa 6 m Mächtigkeit mit den Ebnetbreccien (Br). 2 verschiedene Breccienvarietäten (Typus a (siehe Taf. III, Fig. 2) und b (siehe Taf. II, Fig. 3) der Ebnetbreccien), die jedoch im Dünnschliff völlig übereinstimmen. Die brecciösen Niveaux sind voneinander getrennt durch Bänke homogenen dunklen Kalks mit rötlichen Flecken (wie er aus dem Liegenden der Breccien Br beschrieben wurde). Zwischen Br_2 und Br_3 ist er jedoch nicht mehr ganz homogen, sondern weist knollige und schlierige Partien auf.

7. ca. 80 m Öhrlikalk, mit scharfer Grenze ÖK (Val.) einsetzend, auf dem Bruch typisch hellgrau. Im unteren Teil meistens mit Silexknollen, zuweilen noch mit vereinzelten dünnen Breccienbänken wechsellagernd. Anwitterungsfläche entweder kreidig-weiss und mehlig oder dann hellgrau und rauh. Im oberen Teil wie gewöhnlich siderolithisch infiltriert (schöne siderolithische Taschen mit tonigem, rotem und grünem Bindemittel am Weg von Ebnetalp zur Fürrenalp und südlich der „Hundsschüpfi").
8. ca. 20 m grauer, splitteriger Bartonsandstein. An seiner Basis hellgraue, unregelmässig geformte Öhrlikalkbrocken enthaltend und etwas höher zahlreiche Schalenquerschnitte von Muscheln, beides Bildungen, die auch aus dem Gebiet der Gadmerflühe und Wendenstöcke bekannt sind.

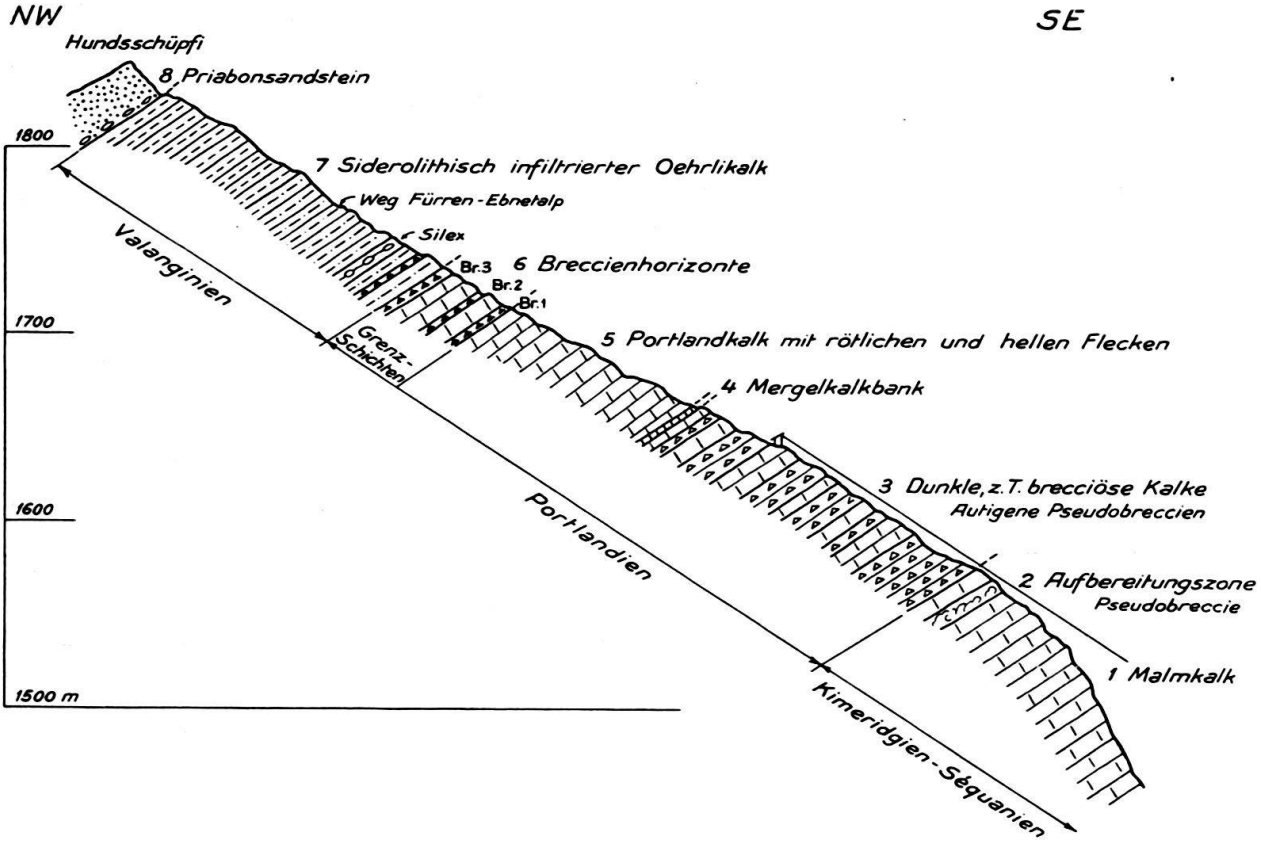


Fig. 5. *Profil Ebnetalp bei Engelberg.*
1:5000.

Hier, im Normalprofil der Ebnetalp, lassen sich die stratigraphischen Verhältnisse der Jura-Kreide-Schichten wie folgt zusammenfassen:

Über dem ungefähr 200 m mächtigen Malmkalk (Kimeridgien-Séquanien) treten autigene Primärbreccien auf, die mit dunklen Kalkbänken wechsellagern und wohl als Basis des Portlandien aufgefasst werden können. Darüber folgt typischer dunkler, rotgefleckter Kalk des Portlandien (= Tithonkalk der Engelhörner nach Fr. Müller), an dessen Basis lokal eine dünne Bank von Mergelkalk festgestellt wurde. Über dem ca. 50 m mächtigen Portlandkalk treten die Breccienhorizonte der Grenzschichten gegen das Valanginien (Öhrlikalk) auf (Typus der sog. Ebnetbreccien, Taf. II, Fig. 3 und Taf. III, Fig. 2), welche mit Bänken von typischem Portlandkalk wechsellagern. Und endlich setzt der Öhrlikalk ein, der stellenweise an seiner Basis noch ein brecciöses Niveau enthält. Er ist in einer Mächtigkeit von etwa 80 m entwickelt und weist in seinen oberen Partien siderolithische Breccien und Taschen auf.

In der 40 m mächtigen Zone der Grenzschichten lassen sich also in diesem Profil 2 bis 3 Breccienhorizonte nachweisen. Während der Wende Jura-Kreide müssen also Oszillationen im Sedimentraume stattgefunden haben, da auf Zeiten gestörter Sedimentation (dokumentiert durch autigene „Pseudobreccien" und Ebnetbreccien) wieder Perioden normalen Absatzes (homogene Kalkbänke) eintraten. Die heutigen stratigraphischen Verhältnisse geben uns somit in eindrucksvoller Weise Kunde von den wechselvollen Sedimentationsbedingungen der Übergangszeit von der Jura- zur Kreideperiode.

3. Beobachtungen in der Südwand der Titliskette.

Bei den nun folgenden Profilbeschreibungen bin ich mir ihrer Unvollständigkeit in vollem Masse bewusst. Aber eine wirkliche geologische Profilaufnahme konnte wegen der Schwierigkeiten und Exponiertheit der Besteigungen leider nicht durchgeführt werden, aussderdem hätte eine solche äusserst viel Zeit beansprucht, da die Höhen der begangenen Wände 400 bis 800 m betragen. Trotzdem möchte ich die bei diesen Aufstiegen gemachten Beobachtungen hier wiedergeben, da sie doch den Verlauf der Grenzschichten („Graspass-Schichten") klarzulegen vermochten. Meinem Freunde Paul Funk sei hier nochmals für seine Seilkameradschaft gedankt sowie für seine grosse Geduld, mit welcher er oft in schwieriger Lage auf den Notizen machenden oder Handstücke schlagenden Gefährten wartete.

a. Tellistock-Südwand.

Diese an die 500 m hohe Wand wurde in unmittelbarer Nähe des schiefen Bruches erstiegen, welcher westlich der Alphütten Alpligen (1765 m) die ganze Wand schräg nach rechts durchzieht. Man erreicht den Grat in der tiefsten Depression zwischen Tellistock (2580 m) und dem westlichsten Gipfel der Gadmerflühe (2599 m) in etwa 2430 m Höhe. Zum Einstieg wurde eine kaminartige, glatt ausgewaschene Schlucht benützt (Höhe 2040 m).

Am Fuss der Wand steht ein hellgrauer Kalk an, den man im Handstück vom Öhrlikalk nicht unterscheiden kann. Es handelt sich bei diesem Gestein nicht — wie zuerst angenommen wurde — um den hellen Tithonkalk, den Fr. Müller (Lit. 47) aus der Tithonbasis der Engelhörner (Webertrace, obere Tieflauiegg) erwähnt, sondern wirklich um Öhrlikalk (ÖK), welcher auf die Synklinalregion am Schwarzen Berg (Pfaffenkopfkeil) hindeutet. Tatsächlich konnten später die liegenden brecciösen Grenzlagen gegen den Malmkalk (allerdings stark laminiert und calcitisiert) auch gefunden werden.

Der grosse Bruch, der uns den Aufstieg durch die hier fast senkrechte Wand vermittelte, ist sehr scharf, alle Gesteine in seiner Nähe sind durch intensive Calcitisierung unkenntlich gemacht, und es sind auch Fältelungen und Schleppungen zu beobachten. In der Bruchspalte selbst stecken häufig in wirrer Anordnung mitgerissene Klemmpakete.

Bei 2070 m befinden sich etwa 2 m mächtige tonige, stark mechanisierte Schichten, deren Struktur an der Oberfläche brecciös erscheint. Im Schliff jedoch erwies sich diese Annahme als unrichtig. Es handelt sich vielmehr um tektonisch beanspruchte siderolithische Bildungen (vgl. Profil am Sättelipass, Gadmerflühe-Südwand). In 2090 m Höhe (Überhang, Kamin) stehen denn auch stark siderolithisch infiltrierte Kalke an, die an Verwitterungsflächen von einer tonigen, intensiv rot gefärbten Schicht überzogen sind.

Bei 2130 m zieht ein horizontales, schuttreiches Grasband quer durch die Wand. Unter diesem liegt eine innen dunkle und rauhe Kalkbank, über dem Band sind die Grenzschichten von Jura und Kreide (Br) anstehend (Troskalkbreccie). Sie fallen sofort auf durch ihre dunkle, staubige Anwitterungsfarbe, nicht selten nimmt man auch gelb-schlierige Partien wahr. Das Gestein ist klotzig brechend und meistens stark calcitisiert. Die Mächtigkeit dieser Schichten beträgt etwa 2—3 m.

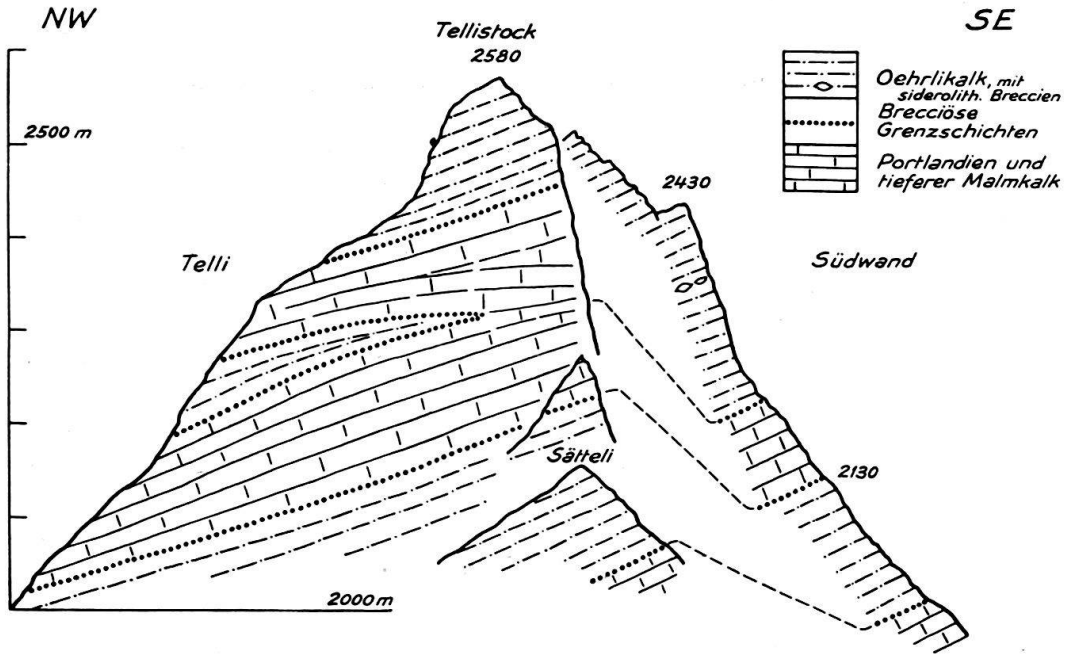


Fig. 6. *Tellistock.*
1:10.000.

Darüber folgt eine Wechsellagerung von dunkel brechendem Kalk und schlierigen, gelbgrauen Breccien. Genauere geologische Beobachtungen konnten leider gerade in diesem Teil der Wand, wo brecciöse Schichten und dunkle Kalkbänke wechsellagern, nicht mehr gemacht werden, da die ganze Aufmerksamkeit der hier nicht leichten Besteigung gewidmet werden musste. In 2210 m Höhe wurde ein dunkel brechender Kalk (Po) angeschlagen, dessen Bruchflächen vielfach helle oder rötliche Streifen und Flecken zeigen (zweites Grasband). Von diesem Bändchen kletterten wir über grosse, steile Platten eines dunkelbraun brechenden Kalkes (etwa 20 m) wieder in den Riss hinein.

Bei 2250 m trifft man schönen, siderolithisch gefärbten Öhrlikalk an, der allerdings an den Rändern des Bruches bis zur Unkenntlichkeit mechanisiert ist. Er konnte jedoch nach einer Traverse eindeutig als solcher identifiziert werden. Man klettert von hier an bis zum Grat hinauf immer im Öhrlikalk, der bei 2320 m zu prachtvollen siderolithischen Breccien aufgelockert ist. Die braun anwitternden Taschen und Wülste waren uns schon von weiter unten aufgefallen. Etwa 70 m unter dem Grat wurden grosse Sandsteinlinsen und daneben toniges, gelbes Material beobachtet. Auch auf der Grathöhe nehmen die siderolithischen Bildungen grosse Flächen ein.

Auf dem Ostgrat des Tellistocks (bei ca. 2490 m) konnte im siderolithischen Öhrlikalk eine dünne, etwa 2 cm mächtige Bank von schwarzen Tonschiefern beobachtet werden. Auffallenderweise fehlen dem Öhrlikalk der Gipfel-

partie des Tellistocks jegliche Merkmale siderolithischer Infiltrationen, das Gestein ist im Bruche sehr hell und kryptokristallin.

Im Abstieg gegen das „Telli" zu bemerkte ich im unteren Teil der kleinen Fluhbänder (ca. 2400 m) die brecciösen Grenzschichten in verschiedenen Niveaux.

Lithologie der Grenzschichten: Häufig vertreten sind brecciöse, hell angewitterte, im frischen Bruch aber schwarze Gesteine. In dolomitischer, weissgrauer Grundmasse (staubig abfärbend) befinden sich meist gestreckte, eckige und abgerundete Kalkbrocken. Oft gibt sich eine deutliche Schieferung dieses Sediments zu erkennen. Im Dünnschliff kann man einzelne Kalktrümmer erkennen, die von Schlieren eines grauweissen Zements umschlossen werden.

Unter diesen brecciösen Grenzschichten liegt (2360 m) ein dunkler, z. T. geflammter Kalk (Po) (Tithon), noch weiter unten ein helles, öhrlikalkähnliches Gestein (ÖK) (Klein Gletscherli-Synklinale) und dann wieder dunkler, muscheliger Malmkalk. Unter diesem, am Westfusse des Tellistocks, gelangt man wieder zu ausgezeichnet aufgeschlossenen Grenzschichten, welche sich von etwa 2000 m Höhe bis zur Grathöhe westlich des Tellistocks (ca. 2220 m) verfolgen lassen.

Lithologie der Grenzschichten: Sie fallen mit schwach 20° nach NW, ihre Mächtigkeit beträgt etwa 3 m. Auffallend ist vor allem das regellose Auftreten aller Breccienvarietäten nebeneinander. Immer jedoch geben sich die Schichten durch ihre staubig-graue Anwitterungsfarbe und ihre intensive Calcitisierung zu erkennen.

Hier, am Westfusse des Tellistocks, können folgende Breccientypen innerhalb der Grenzschichten unterschieden werden:

a) Troskalkbreccie (Textfig. 3, a, b), in typischer Ausbildung, häufig mit rostig abfärbenden Flecken an der Gesteinsoberfläche (zersetzter Pyrit). Nicht selten ist dann eine löcherige Auswitterung zu erkennen.

b) Schlierig-flaserige, laminierte Breccien. Breccientypus 4, oft Ähnlichkeit mit den Grenzschichten (13) des Sättelipasses, aber es fehlen die dolomitischen Gesteine.

c) Ebnetbreccien, helle Varietät.

d) Tüpfelbank.

Die charakteristischen onkoidischen Breccien fehlen vollständig, ebenso die dolomitischen Begleitgesteine.

Dünnschliffe: Trotz der äusserlich so verschieden aussehenden Breccientypen wirken mit Ausnahme der Tüpfelbank alle Dünnschliffe ziemlich einheitlich. In feinkörniger, grünlichgelber Grundpaste befinden sich gestreckte, verbogene Einschlüsse eines grauen Kalkes mit Radiolarien. Das Bindemittel schmiegt sich den Konturen der Trümmer an, so dass eine Fliess-Struktur entsteht, welche für die meisten Dünnschliffe der brecciösen Grenzschichten typisch ist. Besonders an den Grenzflächen von Geröll und Grundmasse findet sich nicht selten dunkle organische Substanz angereichert, daneben treten häufig stylolithische Suturen auf.

Die brecciösen Grenzschichten werden, wie schon erwähnt, am Tellistockfuss von siderolithisch imprägniertem Öhrlikalk (ÖK) unterlagert (Region des Sättelipasses). Man hat demnach eine verkehrte Schichtfolge vor sich (vgl. Fig. 1). Der Malmkalk der Tellistockbasis im W repräsentiert die Antiklinale I (Gadmerbänder), während der liegende Öhrlikalk als Synklinalkern (1) des Pfaffenkopf-Laubstock-Keils aufzufassen ist.

b. Gadmerflühe-Südwand. Hornlauikehle.

Fig. 7.

„Hornlauikehle" wird diejenige Wasserrinne genannt, welche nördlich von Gadmen die Südwand der Gadmerflühe durchzieht. Sie mündet oben in der Lücke 2477 m östlich von P. 2599. Die Höhe des Einstiegs (Fuss der Rinne)

wurde mit dem Aneroid zu 1860 m bestimmt, der erreichte Punkt hat auf dem T. A. (neue Quoten) die Höhenzahl 2633. Die Höhe der Wand mag demnach an die 800 m betragen. Leider herrschte am Tage unserer Besteigung stark nebliges, regnerisches Wetter, wodurch die Begehung erschwert und die Arbeit des Geologen im oberen Wandteil sogar verunmöglicht wurde.

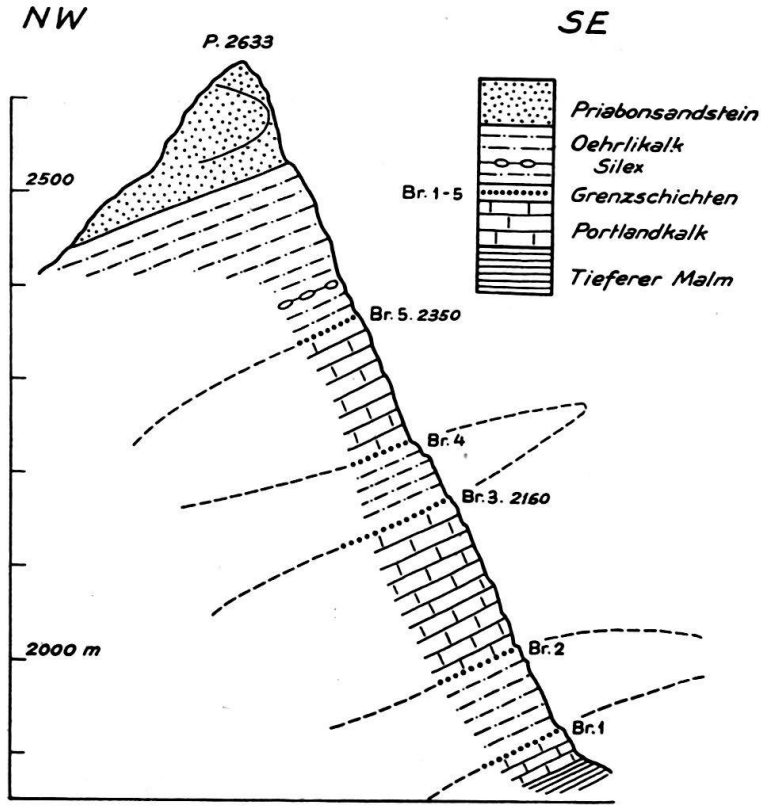


Fig. 7. *Profil an der Aufstiegsroute zu den Gadmerflühen.*

1:10.000.

Am Einstieg stehen gefaltete Schiltschichten an, darüber folgen wenige m eines dunklen, glatt brechenden Kalkes (Malm) und tektonisch verwalzte, unkenntliche Dolomitbreccien (Br_1).

Schon bei 1920 m klettert man in hellem Öhrlikalk, der siderolithische Spuren aufweist: Wir befinden uns hier also wieder (vgl. die Profile Sättelipass und Tellistock-Südwand) in der Muldenregion (1) des Pfaffenkopfkeils.

Auf 2000 m Höhe wurde ein dunkler Kalk angeschlagen, der nicht selten helle Flecken und rote Streifen zeigt (Tithonkalk). Die liegenden Grenzhorizonte (Br_2) sind damals leider meiner Aufmerksamkeit entgangen. Noch bei 2100 m steht der geflammte Tithonkalk in steilen, grifflosen Platten an.

In etwa 2150 m Höhe folgt der Hornlauibach nicht mehr dem grossen schiefen Bruch, der bis hier zum Aufstieg benutzt wurde, sondern fällt direkt gegen Rahfluhalp über die Wand hinunter. Hier oben bei einigen Grasbuckeln steht ein ziemlich dunkler Kalk mit bräunlich-rötlichen Flecken an (Portland).

Bei 2160 m fanden sich in der glatt ausgewaschenen Wasserrinne brecciöse Schichten (Br_3), welche der Grenze Jura-Kreide entsprechen.

Lithologie der Grenzschichten: Wegen ihrer tektonischen Beanspruchung ist die Zuordnung zu einem der unterschiedenen Breccientypen schwierig durchzuführen. Es ist nicht ausgeschlossen, dass es sich um eine ausgewalzte Troskalkbreccie oder onkoidische Breccie handelt.

Der über diesen Schichten folgende typische Öhrlikalk (ca. 60 m) ist im Bruche ziemlich hell. Hie und da sind auch siderolithische Merkmale angedeutet. Wie wir gesehen haben, stellt er die Fortsetzung der Klein Gletscherli-Synklinale (2) dar.

Darüber folgen laminierte und wegen ihrer Exponiertheit nicht zugängliche Grenzschichten (Br_4) und dunkler, oft fleckiger Portlandkalk.

Von hier an konnten keine zuverlässigen geologischen Beobachtungen mehr gemacht werden, denn infolge des dicken Nebels waren wir unmerklich von der eigentlich geplanten Route, welche uns direkt in die Hornlauikehle (2477 m) führen sollte, abgewichen und befanden uns in schwierigen, sehr steilen Wandstufen. In etwa 2400 m Höhe stellte ich noch Öhrlikalk mit Silex fest, von da an aber mussten stratigraphische Untersuchungen gänzlich aufgegeben werden. Durch einen sehr engen Riss erreichten wir mit völlig durchnässten Kletterschuhen nach 8 Stunden den Kontakt mit dem Priabonsandstein und bald darauf den Grat. (Anhand eines markierten Signals stellte sich dann heraus, dass wir direkt zu P. 2633 der Gadmerflühe gelangt waren.)

c. Wendenstock-Südwand.

Anlässlich eines Abstieges von dem auffallenden Felszacken (P. 2799) zwischen Klein Wendenstock (2957 m) und Reissend Nollen (3012 m) in die Südwand konnten unter siderolithisch infiltriertem Öhrlikalk (Titlis-Synklinale) die Grenzschichten in ca. 2650 m Höhe festgestellt werden (in den sog. „Bändern" der Wendenstöcke, die in exponierter Kletterei erreicht werden).

Lithologie der Grenzschichten: Ein gelbgraues Bindemittel verkittet hell angewitterte, häufig gerundete Kalktrümmer. Strukturell kann das Gestein als ein Mittelding zwischen Troskalkbreccie und onkoidischer Breccie angesehen werden, denn bei den kleinen Breccientrümmern scheinen auch Pseudo-Oolithe aufzutreten. Das Sediment zerfällt beim Anschlagen in klotzige Stücke.

Im Dünnschliff erkennt man in einer gelblichgrünen, feinkörnigen bis tonigen Grundmasse hellgraue Kalkbruchstücke in beschränkter Zahl. Die Grundmasse bildet den Hauptgemengteil der Breccie, sie wird nicht selten von stylolithischen Suturen durchzogen. Im ganzen Schliffcharakter ist dieser Breccienart eine grosse Ähnlichkeit mit den Mergelkalken von Ebnetalp und Obersteinberg (Lauterbrunnen) nicht abzuleugnen, ausserdem zeigt sie Anklänge an die dolomitischen Mergel der Grenzschichten. Das isolierte Auftreten des „*Organisme C*" (?) (von FAVRE & RICHARD 1927 erstmals aus dem Juragebiet beschrieben) in diesen Schichten sei der Vollständigkeit halber noch erwähnt.

d. Die Umrahmung des Klein Gletscherli.

Dieser kleine Kargletscher liegt zwischen der Titlis-Westwand und dem Südostabsturz des Reissend Nollens eingebettet. Traversierungen der beiden Bergflanken sind wegen Steinschlaggefahr nur mit grosser Vorsicht zu unternehmen.

Wie im ersten Teil dieser Arbeit erläutert worden ist, befindet man sich am Klein Gletscherli in einem tektonischen Fenster: Hier ist eine tiefe, bedeutende Öhrlikalkmulde angeschnitten, die ich als „Klein Gletscherli-Synklinale" bezeichnet habe.

Die kleine Fluhwand, die vom Gletscherende gegen das Gadmental (Schwarzer Berg) abfällt, besteht zur Hauptsache aus gefaltetem Argovien, das nach oben allmählich in den „Hochgebirgskalk" übergeht. Derselbe ist tektonisch stark reduziert. An der Oberkante des Fluhabsatzes konnten die ersten jurassisch-kretazischen Breccienhorizonte gefunden werden.

Lithologie der Grenzschichten: Hier am Gletscherende finden sich, allerdings oft durch Moränenschutt verdeckt, autigene Breccienlagen vor.

Zwischen die einzelnen Kalkpartien hat sich eine weissgrau anwitternde, zuweilen dolomitische Bindemasse sedimentiert, in welcher kleine, oft gerundete, dunkle Kalksplitter schwimmen. Das Gestein zeigt kompakte Bänke, ist im frischen Bruch intensiv schwarz, nicht selten mit roten Spuren von zersetztem Pyrit. Weitgehende Übereinstimmung mit der hellen Breccienvarietät von Ebnet.

Die Breccien-Niveaux wechsellagern hier mit bräunlichem, oft rot oder hell geflecktem Portlandkalk und nach oben mit dünnen Öhrlikalkbänken (vgl. Profil Ebnetalp, Fig. 5). Es sind 3 Breccienhorizonte zu konstatieren, von denen der oberste (bei etwa 2300 m) am typischsten entwickelt ist.

Die bei 2400 m aus dem Gletscher ragenden Felsköpfe bestehen aus prächtigem Öhrlikalk des Muldenkerns (1), der in reichem Masse siderolithische Spuren aufweist. Besonders am obersten grössten Felsbuckel kann man schöne siderolithische Breccien erkennen, ausserdem fallen siderolithische Taschen mit einer tonigen, ganz hellgelben Füllsubstanz auf, wie sie sonst im ganzen Untersuchungsgebiet nicht mehr anzutreffen sind.

Am rechten Gletscherrand (Absturz des Reissend Nollens) folgen zunächst Malm der Antiklinale II, sodann wieder dolomitisch-brecciöse Leitschichten in ca. 2500 m Höhe, die den liegenden Portland-Malmkalk von der höchsten grossen Öhrlikalkmasse der Titlis-Synklinale trennen.

Lithologie der Grenzschichten: Besonders schön aufgeschlossen sind sie an zwei aus dem Gletscher ragenden Felsbuckeln, die in schneearmen Sommern der Beobachtung zugänglich sind. Die hier auftretenden Breccien sind sehr typisch entwickelt (Troskalkbreccie, vereinzelt auch onkoidischer Typus), wittern hell an; die brecciöse Natur lässt sich auch im frischen Bruch deutlich erkennen, da die Grundmasse durchgehend hell gefärbt ist.

Der die Grenzschichten überlagernde Öhrlikalk (Titlis-Synklinale) ist hier nicht in seiner gewohnten, marmorisierten, dichten Varietät ausgebildet, sondern er ist spätig (zahlreiche Trümmer von ausgewitterten Echinodermen an der Oberfläche). Ausserdem ist er sehr reich an Korallen, welche aber leider zu stark rekristallisiert sind, als dass ein Herauspräparieren und somit eine Bestimmung möglich wäre. Der ganze Öhrlikalkkomplex enthält siderolithische Spuren und zieht sich bis zum Titlisjoch hinauf, wo er schön oolithisch ausgebildet ist.

Die liegenden Grenzschichten gegen den Malmkalk treten lokal ebenfalls in der Nordflanke des Reissend Nollens zutage als auffällige, hellgelb anwitternde, dolomitische Tüpfelbank, die zuweilen brecciöse Struktur besitzt. In den grauschwarzen, höckerig auswitternden „Chondritenbildungen" vermutete ich zuerst Characeenreste, was sich dann im Dünnschliff nicht bewahrheitete.

Am Grossen Spannort findet sich diese eigentümliche Bank (30 cm mächtig) in direktem Kontakt mit den Dolomitbreccien der Grenzschichten und wird von blätterigen, schwarzen Kalkschiefern (Relikte von „Zementsteinschichten" ?) unterlagert. Sie wurde weiter auch am Tellistock (2020 m) und an der Nordseite des Schlossbergs (Schutt) gefunden. Im sog. „Sulzli" (Nordhang des Reissend Nollens) finden sich im Schutt häufig auch Stücke dieses rötidolomit-

ähnlichen Gesteins, bei denen die „Tüpfel" fehlen und dafür eine leicht brecciöse Struktur vorhanden ist. Wirkliche Breccientypen, wie sie sonst im ganzen Gebiet verbreitet sind, konnten in der Nordflanke des Reissend Nollens nicht entdeckt werden.

An der Titlis-Westflanke trifft man (vom Titlisjoch kommend) bei der ersten, am höchsten in die Wand hinaufreichenden Schneezunge brecciöse Schichten an, die den Öhrlikalk vom dunklen Portland-Malmkalk trennen. Ein typisches Niveau konnte jedoch nicht gefunden werden. Man sieht sich rotgelb-schlierigen Kalken gegenüber, die mit dünnen Bänken eines dunklen, kompakten Kalkes mit elliptischen, roten oder bräunlichen Flecken und Streifen wechsellagern. Weiter unten, bei dem am weitesten in das Klein Gletscherli vorstossenden Felssporn, steht dunkler, muschelig brechender Malmkalk mit Silexknollen an. Bei der nächsten, hoch in die Titliswand hinaufreichenden Schneezunge sind aber schon wieder brecciöse, rotgefleckte Grenzschichten vorhanden, deren Bänderung am Wandfusse schon von weitem auffällt (= verkehrter Schenkel zwischen Antiklinale II und Mulde 2). Weiter gegen die Gletscherzunge zu gelangt man in den hier denudierten Öhrlikalk der Klein Gletscherli-Synklinale. Darunter folgen dicht über dem Rand des Argovienwändchens wiederum die brecciösen Grenzschichten gegen den Malmkalk, der — wie schon erwähnt — tektonisch beträchtlich reduziert ist.

e. Titlis-Südwand.

Fig. 8.

Zum Einstieg in diese etwa 700 m hohe Wand wurde der auffallende Felssporn benützt, der ungefähr bei 2480 m in den Wendengletscher vorstösst. Hier stehen Rötidolomit, Aalénien, silexführendes Bajocien und Eisenoolith an. Der Titlis-Westgrat wurde bei 3180 m erreicht.

Über gefaltetem Argovien liegt, durch Übergänge mit dem letzteren verbunden, der massige, schwarze, muschelig brechende Malmkalk.

Schon nach 30 m aber finden sich darin dolomitische, hellgrau anwitternde, brecciöse Schichten (Br_1). Der Kontakt ist jedoch kein normal-stratigraphischer, sondern diese Dolomitbreccien sind tektonisch mit der Klein Gletscherli-Synklinale in Zusammenhang zu bringen.

Von hier an klettert man wieder (ca. 50 m) im dunklen Malmkalk, in dessen obersten Partien (von 2640 m an) sich eine Auflockerung des Gefüges zu autigenen Breccien (sog. „Pseudobreccien") vollzieht. Diese schlierigen, oft knolligen Kalke mit gelblichem Bindemittel besitzen grosse Ähnlichkeit mit den von J. Krebs (Lit. 37) beschriebenen Breccien im oberen Malmkalk der Blümlisalp-Gspaltenhorn-Region und mit denen bei Engelberg (Ebnetalp).

Über diesen schlierigen Knollenkalken folgt ein scheinbar homogener, dünn gebankter Kalk (Po) von dunklem, bräunlichem Bruch, der jedoch oft ebenfalls eine brecciöse Anwitterungsoberfläche besitzt. Zwei Seillängen höher fanden sich darin dunkelgrau anwitternde, kristalline Dolomitlinsen (Br_2) von wenigen cm Mächtigkeit eingelagert, wie sie am Sättelipass zusammen mit den brecciösen Grenzschichten vorkommen und bei Bödmenalp (Engelberg) als Bindemittel derselben figurieren. (Chemische Analyse dieser eigenartigen, knorrigen Linsen aus diesem Profil siehe S. 36.)

Darüber folgen etwa 140 m mächtige, dünnbankige dunkle Kalke mit länglichen roten Flecken und Streifen (Portland). Beim Anschlagen fällt bituminöser Geruch auf.

In 2820 m Höhe, in dem orographisch auffallenden Band, welches die ganze Wand in halber Höhe durchzieht, liegen stark zerdrückte Grenzschichten (Br_3).

Lithologie der Grenzschichten (Br_3 des Profils): Nicht brecciöse, dolomitische Mergel von stumpfgrauer Farbe, gefältelt und intensiv calcitisiert. Mächtigkeit ca. 40 cm.

Über diesen liegen typisch entwickelte onkoidische Breccien („Graspassbreccien", etwa 7 m mächtig).

Im Dünnschliff (Taf. I, Fig. 1, 2; Taf. II, Fig. 1) erkennt man hellgraue, dichte Kalkfragmente in weisslich-grauer, feinkörniger Grundmasse. Nicht selten ist letztere olivgrün gefärbt, was ich auch in Schliffen von Grenzschichten anderer Regionen beobachten konnte (Spannort, Schönenbühlalp bei Rosenlaui, Mettenberg, Jungfrau). In der Grundmasse finden sich kleine Rhomboëder von Dolomit eingelagert.

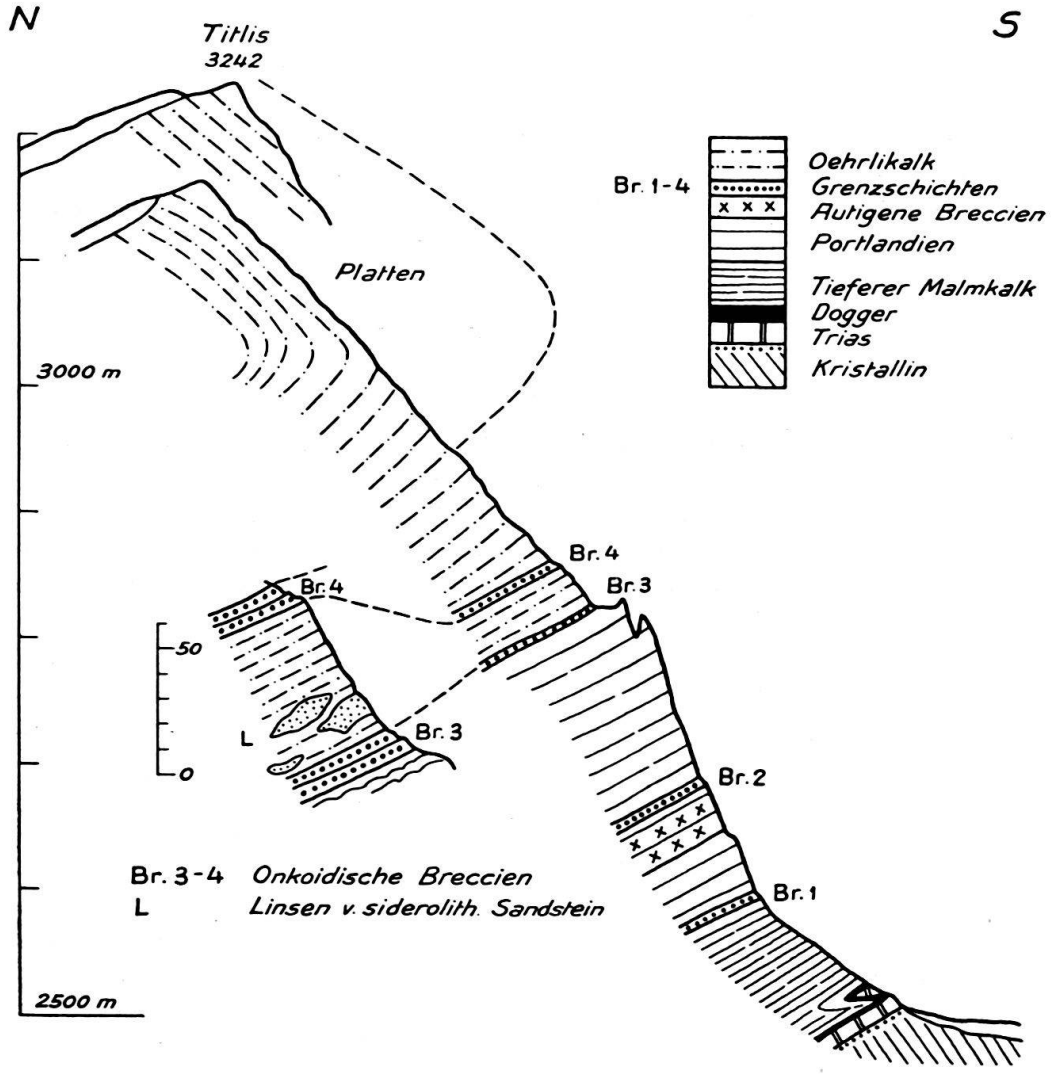


Fig. 8. *Titlis-Südwand.*
1:7500.

Auf die Mikrofauna dieser charakteristischen Breccien soll in einem speziellen Teil eingegangen werden (Taf. IV, Fig. 1—3, 5—6). Es sei hier nur erwähnt, dass darin etliche in den Alpen bis dahin unbekannte Formen enthalten sind, worauf kürzlich von W. Leupold und dem Verfasser (Lit. 39) hingewiesen worden ist.

Über diesen Bildungen des Portlandien folgen siderolithische Kalke und Breccien mit Linsen von zähem grünlichem Siderolithsandstein und ein laminierter, im Bruch graubraun gefärbter, ursprünglich wohl oolithischer Kalk, der nach 2—3 m heller wird und ebenfalls siderolithische Spuren aufweist. Es handelt sich um siderolithisch infiltrierten Öhrlikalk, der infolge einer kleinen Abschuppung des liegenden Malmkalkes (sichtbar an der Südkante des Titlis) den Charakter einer Spezialmulde besitzt (s. Fig. 1, 2).

Dieser geringmächtige Öhrlikalk wird wieder überlagert von onkoidischen Breccien (Br_4) (mit Mikrofauna, siehe Taf. IV, Fig. 4 und 14), die mit den eben beschriebenen völlig übereinstimmen.

Von hier an (2850 m) klettert man immer im Öhrlikalk des Valanginien, der bis oben an den Titlis-Westgrat hinauf siderolithische Merkmale aufweist, sei es in Form von allgemeiner Buntfärbung des Kalkes oder von siderolithischen Breccien und Taschen. Zudem ist er reich an Korallen. Seine Muldennatur (Titlis-Synklinale) fiel bei der Begehung der Titlis-Südwand schon dadurch auf, dass man in den obersten 200 m auf steilen Schichtplatten kletterte, wo eine Seilsicherung ziemlich illusorisch wurde.

4. Hohfad-Bödmenalp (Engelberg).

Von den Alphütten Hohfad (1436 m) führt am Fusse der gewaltigen Felsbastion des Titlis-Egg entlang ein Weg zur Bödmenalp und von hier zum Firnalpeli. Man durchquert auf diesem eocäne Kalkbreccien („Mürrenbreccie") und siderolithische Breccien (Hohfad), den ganzen Komplex Öhrli-Malmkalk, die Zwischenbildungen und gelangt endlich bei Firnalpeli zum blossgelegten Erstfeldergneis.

Von der im tektonischen Teil dieser Arbeit erwähnten Öhrlikalksynklinale über dem Firnalpeligletscher ziehen die brecciösen Grenzschichten oben im Abbruch des Titlis-Egg durch. Im Anstehenden sind sie leider nicht erreichbar, aber unmittelbar am Fusse der Wand liegen zahlreiche Trümmer davon im Schutt. Im Handstück sind diese Gesteine identisch mit den dunklen Breccien vom Typus Ebnetalp (kleine, hellgraue Kalkfragmente in schwarzgrauer bituminöser Grundmasse, in letzterer Reste von Characeen, Schwammnadeln).

Im Liegenden dieses obersten Breccienhorizontes stehen Portlandkalk (bräunlich-dunkler Kalk mit rötlichen oder helleren Flecken) und Malmkalk mit Silexknollen an. (Wand des Titlis-Egg.) Bemerkenswert sind am Fusse des Absturzes (gegen den Firnalpeligletscher zu) in ca. 1830 m Höhe siderolithische Bildungen in ziemlicher Mächtigkeit. Von weitem schon fallen die braun anwitternden Sandsteinlinsen in der hellgrauen Kalkoberfläche auf. Diese siderolithischen Bildungen weisen wohl auf eine tiefe Muldenregion hin (vgl. Sättelipass, Tellistock-Südwand, Gadmerflühe-Südwand). Im übrigen finden sich diese zähen, gelblich verwitternden und innen lauchgrünen Siderolithsandsteine auch schon höher oben am Rande des Firnalpeligletschers (rechts, d. h. nördlich vom grossen Couloir der Ostwand, 2340 m). Die Sedimente sind hier intensiv gefaltet; darin eingelagert, aber umgekehrt auch Kalkeinschlüsse aufweisend, sieht man diese quarzitischen Linsen und Schnüre die Faltung mitmachen. In der Titlis-Südwand wurden solche siderolithische Breccien und Sandsteine in der dünnen Öhrlikalkmulde zwischen den beiden Grenzhorizonten mit onkoidischen Breccien (zwischen 2820 und 2850 m) angetroffen.

Unter dem Portland-Malmkalk des „Egg" zieht am Fusse der Steilwand in 1800 m Höhe wieder ein Niveau mit brecciösen Grenzschichten gegen den liegenden

Öhrlikalk durch. Eine kleine, eingetiefte Bachrinne gewährt einen guten Einblick in die Kontaktverhältnisse von Portland- und Öhrlikalk.

Lithologie der Grenzschichten: Vorherrschend sind autigene Primärbreccien von knollig-schlierigem Habitus, direkt daneben finden sich aber auch Horizonte mit Troskalkbreccien und die stark dolomitische Tüpfelbank. Zusammen mit diesen verschiedenen Brecciengesteinen kommen auch die schon mehrfach erwähnten graubraunen dolomitischen Mergel vor (ca. 50 cm mächtig). Die Grenzschichten sind hier also in Graspassfazies ausgebildet.

Im Bette des Hundsbaches in etwa 1500 m Höhe finden sich verschiedene Niveaux mit knolligen, gelb-schlierigen Kalken, dazwischen folgen Bänke von geflecktem Portlandkalk. Auch schwarzer, muschelig brechender Malmkalk kann hier in dünnen Bänken auftreten. Wie auf der Ebnetalp sind also auch auf der linken Talseite „Pseudobreccien" und Aufbereitungszonen des Portland zu konstatieren.

Sehr schön aufgeschlossen und leicht zugänglich ist ein Niveau mit brecciösen Grenzschichten am Weglein Hohfad-Bödmenalp. Gleich nach dem Überschreiten des Hundsbaches gelangt man zu dunkel anwitternden Breccien mit hellgrauen Kalkkomponenten (Taf. II, Fig. 2). Das Gestein ist bituminös und völlig ident mit den dunkeln Ebnetbreccien. Man befindet sich hier am Brücklein über den Hundsbach an der Stirne einer weit nach NW greifenden Antiklinale: Die Grenzschichten sind gedoppelt, der zwischenliegende Portlandkalk ist nur noch wenige m mächtig, und sowohl über dem oberen als auch im Liegenden des unteren Breccienhorizontes steht typischer Öhrlikalk an.

Diese verkehrt liegenden Grenzschichten lassen sich nun von hier auf dem Weg nach Bödmenalp gut verfolgen. Man bewegt sich wenige m über demselben, die kleinen Fluhbänder rechts am Weg (Bergseite) bestehen aus dunklem Portlandkalk. In der Rinne des zweiten Baches (von Hohfad Richtung Bödmenalp) kann folgendes Profil durch die verkehrt liegende Serie Malm-Öhrlikalk beobachtet werden:

1) Öhrlikalk mit typischem, hellgrauem Bruch und bräunlichen Flecken, gegen die Basis zu allmählich dunkler werdend. Mit scharfer Grenze folgen
2) Grenzschichten, 2—3 m mächtig. Brecciöse, wellig anwitternde, calcitisierte Schichten (Troskalkbreccie). Beim Anschlagen hohl klingend.
3) Portland-Malmkalk mit schwarzem, muschelig-glattem Bruch (Weg).

Beim Begehen des Wegleins nach Bödmenalp quert man dann weitere Horizonte von brecciösen Grenzschichten, welche analog ausgebildet sind.

Eine etwas abweichende Fazies der Grenzschichten konnte ich in den unterhalb der Alphütten von Bödmen (1318 m) aus der Weide ragenden Felsköpfen und -bänken konstatieren. Die hellgraue Gesteinsoberfläche ist besetzt von zahlreichen Kieselknauern und von dunkelgrau bis schwarz anwitternden, vorstehenden Flasern und Wülsten einer kristallin-dolomitischen, splittrigen Substanz durchzogen. Makroskopisch wie im Dünnschliff erkennt man, dass diese stark dolomitische, kristalline Brecciengrundmasse, in welcher grosse korallogene Kalktrümmer liegen, identisch ist mit der dunklen, grobkristallinen Dolomitsubstanz, welche schon weiter oben (Sättelipass, Titlis-Südwand (Br_2) (ca. 2680 m) als Einlagerung und im Zusammenhang mit den Grenzschichten beschrieben worden ist. Hier, unterhalb Bödmenalp, liegt die Fundstelle des einzigen Ammoniten *(? Berriasella)* aus den Grenzschichten der Titliskette und — soviel ich weiss — der ganzen autochthonen Region der Schweizeralpen.

Am sog. „Leiterenweg" (Weglein von Bödmenalp über die Fluh nach Herrenrüti hinab) sind verschiedene Breccienhorizonte zu beobachten. Hier ist

besonders der Breccientypus der Titlis-Südwand mit onkoidischer Struktur vertreten. Die Mächtigkeit der Grenzschichten kann nicht angegeben werden, da zusammenhängende Aufschlüsse fehlen. Wo der steile Zickzackweg den Talboden erreicht, stehen Platten von echtem Malmkalk an.

Wie schon erwähnt, ziehen die brecciösen Grenzschichten auf der anderen Talseite hinauf zur Ebnetalp. Oberhalb Herrenrüti wurde ein Horizont mit dunklen Ebnetbreccien angeschlagen (Taf. III, Fig. 1). In dem schwarz-bituminösen Bindemittel dieser Breccie konnten neben zahlreichen Organismentrümmern, die auch von anderen Punkten der Titliskette erwähnten Foraminiferen (*Pseudocyclammina* YABE & HANZAWA, *Choffatella* SCHLUMBERGER, *Coscinoconus* LEUPOLD) und, zum ersten Male in den Alpen, *Spirocyclina choffati* MUNIER-CHALMAS aufgefunden werden (Taf. IV, Fig. 7—12).

B. Zusammenfassung über Lithologie und Stratigraphie der Grenzschichten.

Aus obigen Einzelprofilen und den beschriebenen Wandbegehungen in der Titliskette ergeben sich in bezug auf die Grenzschichten und ihre Lithologie folgende Resultate:

1. Die jurassisch-kretazischen Grenzschichten sind durch spezifische Gesteinstypen gekennzeichnet, die sowohl im liegenden Malm- wie im Öhrlikalk vollständig fehlen. Neben verschiedenen Breccienvarietäten fallen vor allem dolomitische Sedimente auf (dolomitische Mergelkalke und knorrige Linsen von fast reinem kristallinem Dolomit).
2. Die fazielle Ausbildung der Schichten ist sowohl in horizontaler wie in vertikaler Richtung eine sprunghaft wechselnde. Auch an den leicht zugänglichen Profilen ist bereits auf kurze horizontale Entfernungen hin eine Parallelisation der einzelnen Schichtglieder nicht mehr möglich. Eine gesetzmässige stratigraphische Sukzession der einzelnen Gesteinstypen kann somit nicht nachgewiesen werden.

   Am Westfusse des Tellistocks z. B. finden sich auf einer Schichtfläche von etwa 2 m^2 mindestens 4 Gesteinstypen in verworrener, anscheinend völlig willkürlicher Lagerung und ungefähr 600 m weiter südwestlich (Sättelipass) ist in den entsprechenden Schichten kein einziger dieser Typen mehr aufzufinden.

   Die auf der linken Talseite von Engelberg (Hohfad-Bödmenalp) in verschiedenen Varietäten vorkommenden Breccienhorizonte der Jura-Kreide-Grenze sind auf der anderen Seite der Engelberger Aa (Herrenrüti) in einem einzigen, anders ausgebildeten Niveau vertreten.

3. Es ist zu bedenken, dass innerhalb einer etwa 3 m mächtigen Schichtreihe, die im westlichen Teil der Kette (Sättelipass-Tellistock) und dann erst wieder ungefähr 20 km weiter östlich im Engelbergertal leicht zugänglich ist, im übrigen aber durch steile, 500 bis 1000 m hohe Felswände zieht, selbst eine eventuell mögliche stratigraphische Gliederung ganz problematisch wird.

   Immerhin scheinen die Troskalkbreccien vor allem an die Region von Antiklinale I (Glecksteinlappen) gebunden zu sein (Nordfuss Tellistock, Tellistock-Südwand 2130 m, Fuss des Titlis-Egg), während in den südlicheren Falten (Klein Gletscherli-Synklinale und Antiklinale II) hauptsächlich die onkoidischen Breccien vertreten sind (Gadmerflühe-Südwand 2160 m, Wendenstock-Südwand 2650 m, Flanken des Klein Gletscherli, Titlis-Südwand). Die Breccien vom Typus Ebnet scheinen

auf den östlichen Teil der Titliskette beschränkt zu sein (Klein Gletscherli-Absturz, Titlis-Egg, Hohfad, Ebnetalp).

Die Graspassfazies der Grenzschichten (Brecciensedimente, verbunden mit dolomitischen Mergeln) gibt hier kein Kriterium ab für südliche oder nördliche Falten, da sie sowohl in der Sättelipass-Synklinale (Sättelipass, Fuss des Titlis-Egg) wie in Antiklinale II (Titlis-Südwand) auftreten kann.

4. Ein eindeutiges oberstes oder unterstes, konstantes Breccien-Niveau lässt sich nicht angeben. Am Vorhandensein der charakteristischen, brecciös-dolomitischen Gesteinstypen kann jedoch mit Sicherheit entschieden werden, ob man sich in den Grenzschichten befindet oder nicht.
5. Die mechanische Beanspruchung hat sich gerade an den Grenzschichten besonders ausgewirkt, wodurch dieselben eine allgemeine Durchbewegung und Laminierung erlitten haben und kreuz und quer von Calcitadern und -wülsten durchzogen sind.
6. Die Grenzschichten werden überall in der Titliskette von sicherem Valanginien (Öhrlikalk) überlagert. Über dem eigentlichen Malmkalk (sicheres Séquanien-Kimeridgien) folgt (z. T. mit basalen „Pseudobreccien") der gefleckte Portlandkalk. Die Grenzschichten sind aus diesem Grunde als oberes Portlandien zu betrachten.

   Wie aus dem paläontologischen Teil dieser Arbeit hervorgeht, ist in den untersuchten Grenzschichten kein einziges spezifisch kretazisches Fossil gefunden worden.
7. Es ist gelungen, an vereinzelten Punkten im untersuchten Gebiet (Ebnetalp, Titlis-Südwand) Sedimente festzustellen, die als Basis des Portland betrachtet werden können. Es handelt sich um autigene „Pseudobreccien" im Dach des eigentlichen homogenen Malmkalks. Lithologisch stimmen sie vollständig überein mit der „Breccie im obersten Hochgebirgskalk" (J. Krebs) der Doldenhorn-Decke (Blümlisalp- und Gspaltenhorngebiet). Im Profil von Ebnetalp (vgl. S. 41 ff.) erreichen diese mit homogenen Bänken von dunklem Kalk wechsellagernden Breccien eine Gesamtmächtigkeit von 80 m.

IV. Paläontologie der Grenzschichten.

A. Flora.

Algae.

Clypeina jurassica Favre & Richard.

1913 Joukowsky E. & J. Favre, Mém. Soc. Phys. et Hist. nat. Genève, 37, fasc. 4, pl. XIV, Fig. 2.
1927 Favre J. & A. Richard, Abh. Schweiz. Pal. Ges., Bd. XLVI, pl. I, Fig. 2 und 3.
1927 Pfender J., Bull. Soc. Géol. France, 4. sér., t. XXVII, pl. V, Fig. 1 bis 5.
1932 Favre J., Eclogae geol. Helv., vol. 25, p. 13, Fig. 2.
1935 Leupold W. & W. Maync, Eclogae geol. Helv., vol. 28, p. 134, Fig. 2.

Über die paläontologische Zugehörigkeit von *Clypeina* wurde lange gestritten. Michelin betrachtete sie als Korallenbruchstück, A. d'Orbigny stellte sie zu den Bryozoen, und Parker & Jones, sowie Carpenter und C. W. Gümbel wollten darin Foraminiferenfragmente erblicken *(Dactylopora, Haploporella)*. Erst Munier-Chalmas (Lit. 48) wies die pflanzliche Herkunft von *Clypeina*

MICHELIN nach und versetzte sie zu den Kalkalgen aus der Gruppe der *Siphoneae verticillatae* oder *Dasycladaceae*. Durch L. & J. MORELLET (Lit. 44, 45) wurden weitere Species vom Genus *Clypeina* bekannt, und zwar alle aus tertiären Gesteinen. Nicht unerwähnt lassen möchte ich hier die Tatsache, dass die von L. & J. MORELLET als *Clypeina helvetica* bezeichnete Species (erstmals in den Cerithienschichten (Bartonien) des Diableretsgebietes (Zanfleuron) entdeckt) auch in den Cerithienschichten der Titliskette aufgefunden wurde (Lit. 44, p. 105).

In ihrer Monographie des Salève beschrieben 1913 JOUKOWSKY & FAVRE (Lit. 33) aus den marinen Zwischenlagen des Purbeckien Reste organischer Herkunft, deren paläontologische Stellung den beiden Autoren problematisch erschien. Sie nannten diese fraglichen Gebilde „*Organisme A*" und liessen dabei die Frage der paläontologischen Zugehörigkeit offen.

1927 erbrachte Mlle J. PFENDER (Lit. 52) den Nachweis der Existenz von *Clypeina* MICHELIN in den Grenzschichten von Jura und Kreide der Provence. Dabei stellte sie die Identität von *Clypeina* und dem „*Organisme A*" von JOUKOWSKY & FAVRE fest. Abgesehen vom Vorhandensein in den jurassisch-kretazischen Grenzschichten erwähnt J. PFENDER *Clypeina* noch aus Kalken des Rauracien-Séquanien (Material von MUNIER-CHALMAS) von Algerien.

Im gleichen Jahre, da J. PFENDER ihre Arbeit über *Clypeina* MICHELIN publizierte, stellten FAVRE & RICHARD (Lit. 21) von sich aus den „*Organisme A*" aus dem Purbeckien des Salève zum Genus *Clypeina* als neue Species *Clypeina jurassica* FAVRE & RICHARD; auch in einer Bank des Portlandien von Pierre-Châtel ist die Art äusserst häufig. In den gleichen Juraschichten, etwa 70 m unter der Jura-Kreidegrenze, fanden FAVRE & RICHARD ausser Foraminiferen und Characeen auch den „*Organisme B*" des Salève wieder und dazu als novum den „*Organisme C*".

Später fand J. FAVRE (Lit. 22) eine weitere Species von *Clypeina* im unteren Valanginien von Le Locle, *Clypeina inopinata*, welche die Species *jurassica* des Portlandien-Infravalanginien ablösen soll. Diese neue Species erreicht nie die Dimensionen von *Clypeina jurassica*, zudem ist die Zahl der Sporangien ihrer Wirtel eine grössere.

Im Helvetikum der Schweizeralpen wurde *Clypeina jurassica* erstmals durch die Arbeit von Frl. M. GERBER (Lit. 25) bekannt, welche sie aus dem Tithonkalk der Urirotstockgruppe erwähnt.

In einer kürzlich erschienenen Arbeit von W. LEUPOLD und dem Verfasser (Lit. 39) wurde u. a. auch auf die Verbreitung von *Clypeina jurassica* in den Alpen hingewiesen.

In den Grenzschichten der Titlis-Schlossberg-Kette sind nun nicht selten Fragmente von *Clypeina jurassica* vorhanden. Meistens finden sich in den Dünnschliffen aus diesen Gesteinen nur Bruchstücke von Sporangienwirteln als ringförmige Ketten. So vollständige Wirteläste (Axialschnitte), wie in der Arbeit von LEUPOLD und dem Verfasser (Lit. 39) aus Tithonkalken der Klippendecke abgebildet sind, kommen im untersuchten Gebiete nirgends vor.

Fundstellen von *Clypeina jurassica:* Ebnetalp (Engelberg) in den Tithonschichten, Fig. 5, Nr. 5—6, in Breccien der Grenzschichten von Herrenrüti (rechte Talseite von Engelberg), der Titlis-Südwand. Ferner konnte sie in den Grenzschichten der parautochthonen Schuppe bei Rosenlaui (Schönenbühlalp) gefunden werden.

Clypeina inopinata FAVRE.

1932 FAVRE J., Eclogae geol. Helv., vol. 25, p. 11—16, Fig. 1.

Weniger häufig als die erstgenannte Species tritt auch *Clypeina inopinata* FAVRE in den jurassisch-kretazischen Grenzschichten (Titlis-Südwand) und in den Tithonkalken zwischen den Breccienhorizonten von Ebnetalp (Fig. 5, Nr. 5) auf. Die Species *inopinata* FAVRE kommt im Neuenburger Jura in Schichten des Infravalanginiens vor. Auch ein Teil der Formen aus dem Purbeckien von La Buisse (Isère) (Lit. 63, Fig. 5, 6) gehört wohl hieher.

Characeae.

Kalkalgenreste vom Genus *Chara* sind aus den brackischen Purbeck-Schichten Nordwesteuropas seit langem bekannt. Aus England stammen die Funde von *Chara purbeckiensis*, welche von FORBES gelegentlich angeführt, aber nie richtig publiziert und abgebildet wurden. 1865 beschrieben P. DE LORIOL & A. JACCARD (Lit. 41) aus dem Purbeckien von Villers-le-Lac (Doubs) Früchte von *Chara jaccardi* HEER. Auch in dem Material, das diese beiden Autoren aus dem englischen Purbeck zur Untersuchung kommen liessen, fand sich diese Species vor. Ob *Chara jaccardi* HEER und *Chara purbeckiensis* FORBES identisch sind, bleibe dahingestellt.

1884 führte G. MAILLARD (Lit. 42) aus dem Purbeckien des Jura, das er von Moûtier bis zur Isère verfolgt hatte, ebenfalls Sporenfrüchte von *Chara jaccardi* HEER an (Val de St-Imier, Neuchâtel, Le Locle). Im übrigen sind Characeentrümmer auch in den Basses Alpes gefunden worden (Lit. 54), meist vergesellschaftet mit einer Süss- oder Brackwasserfauna. V. STASTNY (Lit. 63) erwähnt neben Chara-Oogonien, -stengeln und -wirteln noch *Clypeina jurassica*, Foraminiferen und den von JOUKOWSKY & FAVRE (Lit. 33) entdeckten „*Organisme B*". Die beiden letztgenannten Autoren (Lit. 33) beschreiben aus ihren detaillierten Profilen des Purbeckien (Salève) das häufige Auftreten von *Chara*, die meistens in den „lithographischen Kalken" angetroffen wurde. Aus den marinen Zwischenlagen werden *Clypeina jurassica*, Foraminiferen und der „*Organisme B*" angeführt. Weitere Characeenfunde aus dem Juragebiet wurden von H. LAGOTALA (Lit. 38), T. NOLTHENIUS (Lit. 49) und von FAVRE & RICHARD (Lit. 21) beschrieben.

Aus dem alpinen Faziesbereich erwähnte W. FISCH (Lit. 39) zum ersten Male aus der Klippendecke (Simmenfluh) Ablagerungen mit Chara-Sporenfrüchten und Ostrakoden im obersten Teil des Malm, die wohl dem Purbeckien entsprechen dürften.

Erst aus neuester Zeit stammt der Fund von Characeen in den helvetischen Alpen (Lit. 11). In den unteren „Zementsteinschichten" der parautochthonen Griesstock-Decke entdeckte W. BRÜCKNER Charophytenreste (Früchte und Stengel) in reichlicher Menge, die von J. v. PIA (Lit. 11) beschrieben wurden. Auch hier dürfte es sich wahrscheinlich um Schichtenäquivalente des Purbeckien handeln.

Beim Studium von Dünnschliffen aus den brecciösen Gesteinen der Grenzschichten fiel meine Aufmerksamkeit auch auf runde, allerdings z. T. häufig mechanisch verzerrte Calcitkörner (Durchmesser 0,4 mm) mit dunkler Rinde. Schon bevor das Auftreten von Charophyten in der Griesstock-Decke am Klausenpass bekannt wurde (Lit. 11), betrachtete ich dieselben als Charafrüchte, besonders da ich in Äquivalenten der eocänen Cerithienschichten aus der Titliskette (Titlisjoch, Ostgrat des Reissend Nollen) prachtvolle Characeenreste auffinden

konnte, welche ich zum Vergleich des öftern heranzog. Als dann W. BRÜCKNER (Lit. 11) seinen Fund bekannt gab, wurde natürlich meine Vermutung zur Gewissheit.

Fundstellen von *Chara:* Die Charafrüchte treten ganz vereinzelt und zudem in schlechtem Erhaltungszustande auf, da die Sedimente meist tektonisch mechanisiert sind. Stengel- oder Spindelfragmente konnte ich selten beobachten. Zusammen mit den Characeen treten vereinzelte Ostrakodenschalen *(? Cypris)* auf, zahlreich aber sind sie mit marinen Organismen vergesellschaftet wie Korallen *(Cladocoropsis)*, *Clypeina jurassica*, Radiolarien, Calpionellen, Textulariiden und *Pseudocyclammina*. Charatrümmer finden sich in den Breccienhorizonten von Ebnetalp (Engelberg), Schliff Nr. 1908, 1932, Titlis-Egg (Schutt), (Nr. 1949), Schönenbühlalp (Rosenlaui) und vom Mettenberg (Grindelwald).

B. Fauna.

FORAMINIFERA.

Neben Echinodermentrümmern und längst bekannten Foraminiferen wie Textulariiden und Milioliden kommen in den Grenzschichten von Jura und Kreide unseres Gebietes Formen vor, auf die erst kürzlich aufmerksam gemacht wurde. Es sind dies Vertreter der Foraminiferengattungen *Pseudocyclammina* YABE & HANZAWA, *Choffatella* SCHLUMBERGER und *Spirocyclina* MUNIER-CHALMAS. Eine zusammenfassende Arbeit über die beiden erstgenannten Formen und ihre Entdeckungsgeschichte wurde vor kurzem von W. LEUPOLD und dem Verfasser (Lit. 39) publiziert, so dass hier auf einen historischen Überblick dieser beiden Genera verzichtet werden kann. Auf die geschichtlichen Daten zur Gattung *Spirocyclina* MUNIER-CHALMAS werde ich weiter unten zu sprechen kommen.

1. Pseudocyclammina YABE & HANZAWA.

Taf. IV, Fig. 1—6.

1925 SILVESTRI A., Verh. geol. mijnbouwkundig Genootschap voor Nederl. en Kol., Geol. Ser. VIII, Taf. I. Fig. 1 und 3.
1925 TOBLER A., Eclogae geol. Helv., vol. XIX.
1926 YABE H. & HANZAWA SH., Sci. Rep. Tohôku Imp. Univ. Sendai, Japan, (2) IX, No. 1, Taf. II, Fig. 1—9.
1928 TOBLER A., Eclogae geol. Helv., vol. 21.
1932 SILVESTRI A., Riv. Ital. Pal. XXXVIII.
1935 LEUPOLD W. & W. MAYNC, Eclogae geol. Helv., vol. 28.

Pseudocyclammina kommt im Juragebiet vom Séquanien an bis zur Grenze gegen die Kreide in verschiedenen Species vor.

Pseudocyclammina sequana TOBLER ist nur im Sequan heimisch, die Species *personata* TOBLER nur im Kimeridgien und *Pseudocyclammina lituus* YOKOYAMA ist an die Grenzschichten von Jura und Kreide gebunden. Hier verschwindet im allgemeinen das Genus *Pseudocyclammina*, und es treten dafür echte Choffatellen an ihre Stelle.

Pseudocyclammina lituus YOKOYAMA wurde erstmals beschrieben aus dem bekannten „Torinosu limestone" Japans, der die Grenze Jura-Kreide repräsentiert. Die Funde von *Pseudocyclammina* in den „Graspass-Schichten" der Titlis-Süd-

wand waren die ersten im alpinen Faziesbereich überhaupt (Lit. 39, Fig. 1), doch konnte seither diese mesozoische Foraminiferengattung in ziemlicher Verbreitung aus verschiedenen Faziesgebieten der Schweizeralpen nachgewiesen werden (Lit. 39, 40).

Pseudocyclammina konnte im Laufe meiner Untersuchungen neben ihrer Verbreitung in den brecciösen Grenzschichten der Titlis-Südwand auch in den entsprechenden Schichten von Herrenrüti (Engelberg) und der Schlossbergkette (Südwand) festgestellt werden.

Meistens handelt es sich dabei um eine engspiralige, nautiloide Form mit wenig gekammerten Umgängen und der auffallend groben Wandstruktur. Die Umgänge sind anfangs involut, rollen sich aber am Spiralende lituola-ähnlich ab und sind zuletzt geradlinig angeordnet. Häufig ist zu beobachten, dass die dickwandige Schale aus kleinen Foraminiferen und anderen Organismentrümmern agglutiniert ist. Die angeführten Eigenschaften kennzeichnen auch den Generotyp *Pseudocyclammina lituus* YOKOYAMA, und auch in bezug auf die Grössenverhältnisse zeigt sich im allgemeinen eine Übereinstimmung mit der japanischen Species aus dem „Torinosu limestone", was ein Vergleich unserer alpinen Formen mit den von SILVESTRI (1925) und YABE & HANZAWA (1926) abgebildeten Arten eindeutig beweist. An der Identität der helvetisch-autochthonen Species mit *Pseudocyclammina lituus* YOKOYAMA ist somit nicht mehr zu zweifeln.

Neben der Species *Pseudocyclammina lituus* tritt zuweilen noch eine ähnliche Form auf, die sich jedoch durch ihre feiner arenacische Struktur von der äusserst grobwandigen Species *lituus* unterscheidet. Sie nähert sich dadurch mehr der sumatranischen Varietät *Pseudocyclammina cyclamminoides* SILVESTRI. Die echte Species *Pseudocyclammina lituus* kommt aber in den untersuchten Grenzschichten häufiger vor.

Pseudocyclammina lituus konnte in den brecciösen Grenzschichten der Titliskette an folgenden Lokalitäten festgestellt werden: Titlis-Südwand (in beiden Grenzhorizonten), nördlich Herrenrüti (rechte Seite des Engelberger Tals), Südwand des Schlossbergs (Aufstieg zu P. 2545). Ferner fand sie sich in „Graspass-Schichten" von Schönenbühlalp (Rosenlaui) und des Mettenbergs (bei Grindelwald).

Eindeutige Exemplare von *Pseudocyclammina lituus* YABE & HANZAWA aus der Dünnschliffsammlung von M. GERBER (Lit. 25) fanden sich in Tithonbreccien des Urirotstockgebietes (Rigidalsattel, End der Welt, Oberfeldalp) und in den „Zementsteinschichten" des Brünigs und im Melchtal (Feldmoosalp mit Trümmern von *Spirocyclina* spec., ENE Wiler-Vorsäss; Mattalp, mittlere Wendalp).

Als weitere Vorkommen von *Pseudocyclammina (lituus?)* YABE & HANZAWA im helvetischen Faziesbezirk seien noch angeführt: Öhrlikalk, über Breitwangfluh, Kandertal (Belegsammlung H. ADRIAN); „Knötchenschichten" des Valanginien, Sichel im Justistal (Sammlung SCHNEEBERGER).

Über die Dimensionen von *Pseudocyclammina* gibt die nebenstehende Tabelle Aufschluss.

Neben *Pseudocyclammina* tritt in den Breccien der Grenzschichten unseres Gebietes eine *pseudocyclammina*-ähnliche Form auf, die sich jedoch durch ihre geringere Grösse und ihre höheren Kammern unterscheidet. Es handelt sich um Individuen des ebenfalls im „Torinosu limestone" von Japan vertretenen Genus *Choffatella* SCHLUMBERGER.

GRÖSSENVERHÄLTNISSE VON PSEUDOCYCLAMMINA.

Herkunft	Durchmesser	Bemerkungen
Pseudocyclammina lituus Torinosukalk (Japan), Jura-Kreidegrenze. YABE & HANZAWA (Lit. 71), Taf. II, Fig. 3—9	2,8 mm 3,3 mm 3,7 mm 4,0 mm (Embryonalkammer mit 0,21 mm, Fig. 9)	8 Septen im 1., 8 Septen im 2., 10 Septen im letzten Umgang
Grenzschichten von Jura und Kreide, Titlis-Südwand. Taf. IV, Fig. 1—6	1,1 mm 1,5 mm 1,6 mm 2,1 mm	
Grenzschichten von Jura und Kreide, Herrenrüti (Engelberg). Taf. III, Fig. 1, a	1,6 mm 2,4 mm 2,5 mm	
Grenzschichten von Jura und Kreide, Schlossberg-Südwand	2,3 mm 2,5 mm	
„Graspass-Schichten", Schönenbühlalp (Rosenlaui)	4,5 mm	
Öhrlikalk der Griesstockdecke	1,9 mm 2,2 mm 2,4 mm	
„Zementsteinschichten", Brünig	1,7 mm 2,0 mm 2,5 mm 3,7 mm	
Pseudocyclammina cyclamminoides SILVESTRI. Sungi Tuo (Barissan), Sumatra. SILVESTRI 1925 (Lit. 61)	1,5 mm 2,6 mm (Embryonalkammer 0,25 mm)	
Pseudocyclammina personata TOBLER. Tithon d. Klippendecke Niederhorn (Boltigen)	1,5 mm 1,9 mm 2,4 mm 3,3 mm	
Pseudocyclammina cf. *cyclamminoides*, Berriasmergel Veveyse de Châtel (Préalpes externes)	1,6 mm (Embryonalkammer 0,12 mm)	7 Septen im 1., 10 Septen im 2., 10 Septen im letzten Umgang

2. Choffatella SCHLUMBERGER.

Taf. IV, Fig. 7—10.

1904 SCHLUMBERGER CH., Bull. Soc. géol. France (4), t. IV.
1926 YABE H. & HANZAWA SH., Sci. Rep. Tôhoku Imp. Univ., Sendai, Japan (2) IX, No. 1.
1925 TOBLER A., Eclogae geol Helv., vol. XIX.
1928 TOBLER A., Eclogae geol. Helv., vol. 21.

Die in der Arbeit von YABE & HANZAWA (1926) abgebildeten Exemplare von *Choffatella peneropliformis* aus dem „Torinosu limestone" von Japan sind in ihrem Aspekt sehr ähnlich mit den in den „Graspass-Schichten" entdeckten Formen. Es unterliegt keinem Zweifel, dass wir es hier mit demselben Genus zu tun haben.

Die diskoide Schale ist planspiral gebaut und enggekammert, und ihre Wände sind fein arenacisch. Im ganzen ist *Choffatella* SCHLUMBERGER viel kleiner (vgl. die Tabellen der Grössenverhältnisse) und von lange nicht so grobwandiger Struktur wie *Pseudocyclammina lituus*.

Die von YABE & HANZAWA (Lit. 71) aus dem „Torinosu limestone" von Japan beschriebene und abgebildete Species *Choffatella peneropliformis* (ibid., Taf. II, Fig. 2, Transversalschnitt) stimmt ziemlich gut mit unserer alpinen Form überein (Grössenverhältnisse, Wandstruktur, Zahl der Kammern, stratigraphisches Auftreten). Infolgedessen kann die Choffatellenform der Grenzschichten wohl als *Choffatella* cf. *peneropliformis* betrachtet werden.

Wie im japanischen Torinosukalk kommen auch in den Grenzschichten von Jura und Kreide der Titliskette *Pseudocyclammina lituus* und eine *peneroplis*-ähnliche *Choffatella* zusammen vor. *Pseudocyclammina lituus* findet sich darin in grosser Häufigkeit, *Choffatella* cf. *peneropliformis* dagegen ist nur in wenigen Exemplaren vorhanden. Auch YABE & HANZAWA (Lit. 71) betonen ausdrücklich das vereinzelte Auftreten von *Choffatella peneropliformis* im „Torinosu limestone", währenddem *Pseudocyclammina lituus* darin fast gesteinsbildend auftritt.

GRÖSSENVERHÄLTNISSE VON CHOFFATELLA.

Herkunft	Durchmesser
Choffatella decipiens SCHLUMBERGER Aptien-Gault. SCHLUMBERGER 1904, Taf. XVIII, Fig. 5.	1,4 mm
Choffatella peneropliformis Y. & H., jurassisch-kretazischer „Torinosu limestone" (Japan). YABE & HANZAWA 1926, Taf. II, Fig. 2.	1,1 mm 1,5 mm
Choffatella cf. *peneropliformis* Y. & H. „Graspass-Schichten" Herrenrüti (Engelberg).	0,4 mm 0,6 mm 0,8 mm
„Zementsteinschichten" (Brünig) Tithonkalk der Mieschfluh (Préalpes)	0,4 mm 0,8 mm

Es sei noch darauf hingewiesen, dass *Choffatella* cf. *peneropliformis* auch im Tithon der Préalpes (Simmenfluh) und in Tithonbreccien der Faulhorngegend (Schliff der Belegsammlung von M. GERBER, Harzersboden) mit *Clypeina jurassica* und *Calpionella alpina* zusammen beobachtet werden konnte.

Der Generotyp *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER aus dem Gault von Portugal und dem Aptien von Voreppe (Isère), ist kleiner als die tithonische *Choffatella peneropliformis*, als *Ch.* cf. *peneropliformis* und als *Pseudocyclammina*, überdies weist sie eine grössere Septenzahl und höhere Kammern auf. In SCHLUMBERGERS Arbeit (Lit. 58, Taf. XVIII, Fig. 5) zeigt der erste Umgang 13, der zweite Umgang sogar 18 Septen.

Die 1884 von G. MAILLARD (Lit. 42) aus dem Purbeckien des Juragebietes erwähnte und abgebildete Foraminifere *Nonionina* (spec. *jaccardi* und *villersensis*) dürfte heute als *Choffatella* oder *Pseudocyclammina* zu bezeichnen sein.

3. Spirocyclina infravalanginiensis (CHOFFAT).

Taf. III, Fig. 1, c; Taf. IV, Fig. 11.

1885 CHOFFAT P., Système crétacique du Portugal.
1887 MUNIER-CHALMAS, CR. somm. Soc. géol. France.
1897 MUNIER-CHALMAS in Bertrand, Bull. Soc. géol. France (3), 25.
1901 CHOFFAT P., Mém. Soc. Belge de Géol., t. XV (2. Sér., t. V).
1902 EGGER J. G., Abh. k. bayer. Akad. Wiss., II. Cl., Bd. XXI, Abt. 3.
1902 EGGER J. G., Ergänzungen zum Studium der Foraminiferenfamilie der Orbitoliniden. ibid.
1904 SCHLUMBERGER CH. & P. CHOFFAT, Bull. Soc. géol. France, (4), t. IV.
1932 CHARLES FL., ibid. (5), t. II.

1885 wurden von CHOFFAT unter den Namen *Orbiculina lusitanica* und *Orbiculina infravalanginiensis* aus dem Portland und Infravalanginien von Portugal zwei Foraminiferen beschrieben, eine grosse scheibenartige und eine kleinere, mehr linsenförmige Art.

1887 hat MUNIER-CHALMAS die Genera *Dicyclina* und *Spirocyclina* aufgestellt für zwei nur kurz beschriebene und nicht abgebildete Formen aus der Oberkreide am Etang de Berre und Etang de Caronte bei Martigues W Marseille, die er als *Dicyclina schlumbergeri* und *Spirocyclina choffati* bezeichnete. Die beiden neuen Genusbezeichnungen wurden von MUNIER-CHALMAS auch übertragen auf die beiden von CHOFFAT beschriebenen und ebenfalls nicht abgebildeten Formen aus Portugal, welche ihm von diesem Autor zur näheren Untersuchung übersandt worden waren. Dementsprechend bezeichnete MUNIER-CHALMAS 1897 (in Lit. 8) auch die mit den portugiesischen übereinstimmenden Formen, welche von BERTRAND im oberen Malm von Kokkoz in der Krim gefunden wurden, nun als *Dicyclina lusitanica* CHOFFAT und *Spirocyclina infravalanginiensis* CHOFFAT. Auch Formen aus dem obersten Jura Algeriens (Tiaret, gefunden von J. WELSCH) und aus dem Ptérocérien und Kimeridgien von Besançon sind nach MUNIER-CHALMAS sehr ähnlich mit *Spirocyclina infravalanginiensis* von Portugal. Was die letzteren betrifft, so kann hier möglicherweise eine Verwechslung mit *Choffatella* unterlaufen sein.

Die Vereinigung der grossen, flachen, portugiesischen Form mit derjenigen des Senons von Martigues unter dem Namen *Dicyclina* hat MUNIER-CHALMAS 1902 als unrichtig erkannt und für die erstere den neuen Genusnamen *Iberina* aufgestellt. Dieser hat aber nicht weiter Eingang in die Literatur gefunden, indem SCHLUMBERGER (wie aus EGGER, Lit. 20, hervorgeht) von demselben Jahre an auch die grosse der beiden portugiesischen Formen unter dem Namen *Spirocycli-*

na choffati MUNIER-CHALMAS mit der kleinen *Spirocyclina infravalanginiensis* CHOFFAT im Genus *Spirocyclina* vereinigt hat. EGGER (Lit. 19) hatte vorgeschlagen, die Formen *Spirocyclina*, *Dictyopsella* und *Meandropsina* dem Genus *Meandropsina* SCHLUMBERGER unterzuordnen, da es sich bei jenen nur um Jugendstadien desselben handle. SCHLUMBERGER & CHOFFAT wollten daraufhin aber umgekehrt *Meandropsina* in das Genus *Spirocyclina* MUNIER-CHALMAS gestellt wissen, und diese Auffassung wurde dann von EGGER (Lit. 20) auf Grund des ihm von SCHLUMBERGER zugesandten Materials geteilt.

Ausser der Genusbezeichnung *Spirocyclina* wurde aber von SCHLUMBERGER auch die für eine senone Spezies aufgestellte Artbezeichnung *choffati* nun ebenfalls auf eine der portugiesischen Arten übertragen. Etwas später ging SCHLUMBERGER (Lit. 59, 1904) noch etwas weiter und vereinigte die beiden portugiesischen Spezies unter dem Namen *Spirocyclina choffati* MUNIER-CHALMAS, indem er *Spirocyclina infravalanginiensis* nur als ein Jugendstadium von *Spirocyclina choffati* (olim *Dicyclina lusitanica)* gelten liess.

Auf diese bereits aus Lit. 59 hervorgehende Weise verschwanden sowohl die eigene Genusbezeichnung wie auch die von CHOFFAT gegebenen Speziesbezeichnungen für die Formen der Malm-Kreide-Grenzschichten von Portugal. Unter der Bezeichnung *Spirocyclina choffati* MUNIER-CHALMAS wurden von SCHLUMBERGER nun sowohl die beiden portugiesischen Formen von CHOFFAT, als auch diejenigen aus Algier mit den zuerst unter diesem Namen beschriebenen aus dem Senon der Provence vereinigt. In dem offenbar von CHOFFAT verfassten stratigraphischen Abschnitt der gemeinsamen Publikation Lit. 59 wird aber deutlich darauf hingewiesen, dass die beiden portugiesischen Formen wohl in einzelnen Horizonten der Malm-Kreide-Grenzschichten, welche noch dem Portland zugewiesen werden, zusammen gefunden werden, meistens aber getrennt vorkommen und deshalb stratigraphisch von Bedeutung sind, so dass es sich dennoch empfehle, sie als *Spirocyclina choffati* var. *lusitanica* und *Sp. choffati* var. *infravalanginiensis* voneinander zu unterscheiden.

Diese stratigraphische Bedeutung der zwei ursprünglich von CHOFFAT unterschiedenen Formen ergibt sich aus den Publikationen dieses Autors recht deutlich.

Dicyclina lusitanica CHOFFAT stammt aus der westlichen Kette von Arrabida (Cap d'Espichel) aus Schichten des Portlandien (Freixial), welches stratigraphisch durch Übergänge mit der Unterkreide verbunden sein kann (Cintra). Andererseits wird das fossilreiche Freixialien stellenweise von unterkretazischen sterilen Sandsteinen überlagert, die lokal (Torres Vedras an der Westküste) auch noch das Portlandien vertreten und Knochenreste sowie eine wealdenähnliche Flora geliefert haben. Im marinen Freixialien finden sich *Pterocera oceani* und *Natica gigas*, und eben *Dicyclina lusitanica* und *Spirocyclina infravalanginiensis* (letztere vorwiegend in den obersten Partien). Ihr Häufigkeitsmaximum erreicht *Spirocyclina* aber erst im Infravalanginien (Cintra, Charneca, Sabugo und Fort du Guincho). In der Provinz Algarve (Südküste von Portugal) treten jedoch in den jurassisch-kretazischen Grenzschichten (Dolomite, Breccien, Kalke mit Nerineen) sowohl *Dicyclina* wie *Spirocyclina* in grosser Zahl auf, wie das auch in den Sedimenten von Kokkoz (Krim) der Fall ist.

Die beiden Formen unterscheiden sich nach den ersten, von SCHLUMBERGER und CHOFFAT (Lit. 59) gegebenen Abbildungen des portugiesischen Materiales zu schliessen, morphologisch ziemlich deutlich, nicht nur die Grösse. Die grössere Form (l. c., Taf. IX, Fig. 1—4 und 8) zeigt auch eine viel offenere Spirale, wodurch sich sehr rasch ein scheibenartig ausgebreitetes Stadium mit ringförmigen Kammern einstellt, während die kleinere Form nach Taf. IX, Fig. 5—7 und Taf. X

eine engere Spirale von sich umfassenden Windungen zeigt, wodurch die mehr linsenförmige Gestalt zustande kommt. Die Unterscheidung wird aber wohl dadurch etwas kompliziert, dass von beiden Typen eine grössere mikrosphäre und eine kleinere makrosphäre Form auftritt.

Auch DOUVILLÉ (in CHARLES, 15, p. 472) muss feststellen, dass zwischen den bisher abgebildeten, unter dem Namen *Spirocyclina choffati* vereinigten Exemplaren grosse Unterschiede sowohl im Aequatorialschnitt als im Axialschnitt bestehen.

Durch die neuere Entwicklung der Foraminiferenpaläontologie ist man heute dazu gelangt, die Foraminiferenspecies enger zu fassen als das früher der Fall war. Die Unterschiede zwischen der grossen flachen und der kleinen, linsenförmigen *Spirocyclina* von SCHLUMBERGER & CHOFFAT dürften völlig hinreichend sein, um dieselben als Species voneinander zu trennen, um so mehr als die beiden Formen zum grössten Teil in verschiedenen stratigraphischen Niveaux auftreten und ihnen somit eine stratigraphische Bedeutung zukommt.

Ausserdem ist die eigentliche *Spirocyclina choffati* aus dem Senon der Provence nie abgebildet worden, und ihre Identität mit einer der Formen der Malm-Kreide-Grenze scheint uns nach allem, was wir heute über die enge stratigraphische Verbreitung der meisten Grossforaminiferenspezies wissen, von vornherein wenig wahrscheinlich. Aus diesen Gründen ist es richtiger, die Formen der Malm-Kreide-Grenze wiederum mit den ursprünglichen CHOFFAT'schen Speziesnamen als zwei Spezies innerhalb des Genus *Spirocyclina* zu unterscheiden:

a) *Spirocyclina lusitanica*,
welche hauptsächlich im Portlandien verbreitet ist. Ihre Gestalt ist diskoid-regelmässig. Durchmesser 15—19 mm.

b) *Spirocyclina infravalanginiensis*,
besonders in der Unterkreide auftretend. Unterscheidet sich von der Species *choffati* vor allem durch ihre geringere Grösse (Durchmesser meist kleiner als 5 mm). Ausserdem ist ihre Form nicht diskoid entwickelt.

1932 beschrieb CHARLES (Lit. 15) eine Form von *Spirocyclina* aus Gesteinen der Malm-Kreide-Grenzregion von Heraklea (Kleinasien), welche sich, auch nach DOUVILLÉS Untersuchung, trotz gewisser Abweichungen, nicht sicher spezifisch von dem bisher als *Spirocyclina choffati* zusammengefassten Formenkreise unterscheiden lasse und deshalb als *Sp. choffati* var. *euxina* bezeichnet wird. Auch hier soll eine grosse und eine kleine Form vorkommen und CHARLES nimmt deshalb wegen Analogie mit den Schichten, die in Portugal beide Formen enthalten, für das kleinasiatische Vorkommen Portlandalter an. Auch von anderer Seite wurden sowohl die kleine wie die grosse Species von *Spirocyclina* aus jurassisch-kretazischen Gesteinen von Zongouldak (Heraklea) erwähnt.

In ihrer Monographie des Salève erwähnen JOUKOWSKY & FAVRE (Lit. 33) aus den Schichten mit *Natica leviathan* (Infravalanginien) *Spirocyclina erratica* nov. spec. (pag. 491, Fig. 56 und Taf. XXXIV, Fig. 10—13) mit einem maximalen Durchmesser von 15 mm und einer Dicke von 0,8 mm. Von *Spirocyclina choffati* soll sich diese neue Species durch die geringere Zahl von Umgängen unterscheiden. Die Zugehörigkeit dieser Form scheint jedoch fraglich zu sein, da in den von JOUKOWSKY & FAVRE gegebenen Abbildungen die langen Kammern nicht in kubische Kämmerchen untergeteilt sind, wie das bei *Spirocyclina* typisch ist. Mit mehr Recht dürfte die Form des Salève in das Genus *Cyclolina* D'ORBIGNY 1846 (Generotyp *Cyclolina cretacea*) zu stellen sein, welches sich vor allem durch das Fehlen von untergeteilten Kammern auszeichnet.

Aus den Alpen ist bisher keine *Spirocyclina* bekannt geworden.

In den Schliffen aus den brecciösen Grenzschichten der Titliskette konnten nun einige wenige Exemplare von *Spirocyclina* aufgefunden werden. Wahrscheinlich handelt es sich bei der kleinen, fein arenacischen Form aus den Grenzschichten von Herrenrüti (Engelberg) um die Species *Spirocyclina infravalanginiensis* im Sinne von CHOFFAT (Taf. IV, Fig. 11).

Eine sichere Festlegung der Species scheint mir jedoch in Anbetracht eines einzigen Fundes von *Spirocyclina* in den Grenzschichten des autochthonen Helvetikums zu unsicher. Die Anwesenheit von *Spirocyclina infravalanginiensis* allein gestattet nach dem Voranstehenden nicht, mit Sicherheit zwischen oberstem Malm und unterster Kreide zu entscheiden.

Neben dem erwähnten Vorkommen schön erhaltener Exemplare von *Spirocyclina* (Herrenrüti) fanden sich Spirocyclinenfragmente auch in den entsprechenden Schichten der Titlis-Südwand und im oolithischen Öhrlikalk von Hohfad (Engelberg).

Erwähnt sei noch, dass sich auch in Tithonbreccien (nahe „Zementsteinschichten") der Feldmoosalp/Brünig Trümmer von *Spirocyclina* neben *Coscinoconus alpinus* und *Pseudocyclammina lituus* vorfinden (vgl. Lit. 40).

GRÖSSENVERHÄLTNISSE VON SPIROCYCLINA INFRAVALANGINIENSIS.

Herkunft	Durchmesser	Embryonalkammer
Jura-Kreidesedimente von Portugal (Cap d'Espichel, Charneca etc.) in EGGER (Lit. 19, 20), Taf. III, IV, V.	Form A { 0,5 mm, 0,6 mm, 0,8 mm, 1,0 mm Form B { 2,0 mm, 3,0 mm	0,10 mm 0,18 mm
Material gleicher Herkunft, SCHLUMBERGER & CHOFFAT (Lit. 59), Taf. IX und X	Form A { 1,4 mm, 1,43 mm	0,16 mm 0,4 mm (Fig. 6)
„Graspass-Schichten" der Titlis-Südwand	Form A 2,12 mm	0,25 mm
Grenzschichten Jura-Kreide, Herrenrüti (Engelberg), Taf. IV, Fig. 11	Form A { 1,3 mm, 2,45 mm	0,26 mm 0,39 mm

4. Coscinoconus alpinus LEUPOLD

Taf. I, Fig. 1, b.

1935 LEUPOLD W. & H. BIGLER, Eclogae geol. Helv., vol. 28.

Unter diesem Namen wurde kürzlich eine kegelförmige Foraminiferenart beschrieben (Lit. 40), deren paläontologische Stellung bis dahin eine unklare war. Die kleinen, meistens mit glasklarem Calcit ausgefüllten Kegelorganismen sind schon seit langer Zeit bekannt und des öfteren abgebildet worden, aber ein gründliches und systematisches Studium der Art und ihres Auftretens wurde erst vor kurzem von W. LEUPOLD (Lit. 40) durchgeführt.

Anlässlich der mikroskopischen Untersuchung von Tithonbreccien aus dem Gebiet der Titlis-Schlossberg-Kette konnten im Winter 1934 ebenfalls diese Kegelorganismen festgestellt werden. In der von W. LEUPOLD und dem Verfasser (Lit. 39) publizierten Zusammenfassung über einige leitende Mikrofossilien von Jura und Unterkreide wurde *Coscinoconus alpinus* schon abgebildet zusammen mit *Pseudocyclammina lituus*. Dieselbe Mikrophotographie wurde auch dieser Arbeit beigegeben (Taf. I, Fig. 1).

Die bisher angegebenen Fundorte von *Coscinoconus* zeigen seine weite horizontale Verbreitung (Echaillon bei Voirons, Châtel-St-Denis, Walenseegebiet, Palfris, Urirotstockregion, Faulhorngruppe, Griesstock-Decke, Titlis-Schlossberg-Kette). Im Untersuchungsgebiet konnte *Coscinoconus alpinus* in den Grenzschichten nicht selten festgestellt werden (Titlis-Südwand, Schlossberg-Südwand).

Neben den beschriebenen Foraminiferen wurden in den Grenzschichten Malm-Öhrlikalk der Titliskette noch andere, allerdings seltener auftretende Formen beobachtet. Sie müssen nach Dr. W. LEUPOLD teils als *Epistomina* TERQUEM (häufiger Vertreter der Rotaliiden im Malm) bezeichnet werden, welche durch ihre steifen Septen auffallen. Andererseits treten planspiral aufgerollte, mit Septen versehene Formen auf, die wohl als *Nummuloculina* STEINMANN betrachtet werden müssen (Taf. IV, Fig. 12). Bei der letzteren konnte an einem Exemplar eine Länge von 0,65 mm gemessen werden[3]).

5. Calpionella alpina LORENZ

Calpionella alpina kommt nur in den obersten Malmschichten und vereinzelt noch im Infravalanginien („Zementsteinschichten") vor und wurde erstmals von TH. LORENZ (1901) im Bindemittel der Falknisbreccie gefunden. Nach J. CADISCH (Lit. 12) nimmt die Zahl der Calpionellen mit Abnahme der Radiolarien zu.

In den Grenzschichten des bearbeiteten Gebietes treten meistens zusammen mit Schwammnadeln auch Calpionellen auf. In allen Fällen aber sind sie mit dem Gestein zusammen vollständig rekristallisiert, und gut erhaltene Exemplare sind ausserordentlich selten.

An weiteren Mikroorganismen der Jura-Kreide-Schichten finden sich häufig Radiolarien, ausserdem sind diese brecciösen Gesteine oft von Spongiennadeln in grosser Zahl erfüllt.

HYDROZOA.

Stromatoporidae.

(Taf. IV, Fig. 13)

1917 HAYASAKA I., Sci. Rep. Tohôku Imp. Univ. Sendai, ser. 2, vol. IV (2).
1920 DEHORNE Y., Mém. Carte géol. dét. France.

Aus den Grenzschichten von Malm und Kreide sind mehrere Stromatoporidenformen namhaft gemacht worden.

Eine 1917 im Torinosukalk von Japan aufgefundene Stromatoporide wurde von HAYASAKA (Lit. 27) als *Circoporella semiclathrata* bezeichnet. Y. DEHORNE (18)

---

[3]) Anmerkung während des Druckes: Sehr ähnliche Formen sind unlängst unter dem Namen *Nautiloculina oolithica* n. gen., n. sp. von W. MOHLER (Abh. schweiz. pal. Ges., LX, 1938) aus dem mittleren Rauracien-Séquanien des Juragebirges beschrieben worden.

aber betrachtet dieselbe nur als Species des Genus *Burgundia* MUNIER-CHALMAS. *Burgundia trinorchii* wurde im korallogenen Portlandien von Vers près Tournus (Saône-et-Loire) und auf Schweizergebiet im rezifalen Séquanien des Jura (Risoux/Waadt) gefunden.

Die in der Unterkreide („Torinosu limestone") vertretene Species nennt Y. DEHORNE *Burgundia semiclathrata*, und neben derselben soll auch *Stromatopora japonica* YABE vorkommen. Diese letztere ist nach Y. DEHORNE von *Stromatopora choffati* DEHORNE aus dem Lusitanien von Portugal fast nicht zu unterscheiden, und diese wiederum zeigt eine grosse Verwandtschaft zu *Stromatopora arrabidensis* DEHORNE.

Die in den brecciösen Grenzschichten der Schlossberg-Südwand (Aufstieg zu P. 2545) entdeckte Hydrozoe (Taf. IV, Fig. 13) gehört sicher ins Genus *Stromatopora* GOLDFUSS. Von den zahlreichen, von Y. DEHORNE bearbeiteten Species hat sie am meisten Ähnlichkeit mit *Stromatopora arrabidensis* DEHORNE, welche im Lusitanien von Portugal (Kette von Arrabida) verbreitet ist.

ANTHOZOA.

Zahlreich finden sich Korallen stellenweise im Öhrlikalk (Gadmerflühe, Klein Gletscherli, Titlis-Südwand, Ebnetalp), doch ist die Befreiung derselben aus dem Gestein leider nicht möglich, da beide eine intensive Rekristallisierung erlitten haben. Dadurch ist auch eine sichere Bestimmung verunmöglicht.

Lovčenipora GIATTINI **(Cladocoropsis** FELIX)

Taf. IV, Fig. 14.

1902 GIATTINI G. B., Riv. Ital. Pal., vol. VIII.
1925 VINASSA DE REGNY, Verh. geol.-mijnbk. Genootsch. v. Nederl. en Kol., Geol. Ser., VIII.
1926 RENZ C., Eclogae geol. Helv., vol. XX.
1927 YABE H. & TOYAMA SH., Jap. Journ. Geol. and Geogr., V, No. 3, Tokyo.
1930 RENZ C., Abh. Schweiz. Pal. Ges., Bd. L.
1931 RENZ O., Abh. Schweiz. Pal. Ges., Bd. LI.
1935 LEUPOLD W. & W. MAYNC, Eclogae geol. Helv., vol. 28.

Diese schon oft beschriebene und abgebildete (vgl. Lit. 39) Korallengattung stellt den einzigen Vertreter der Anthozoen in den jurassisch-kretazischen Grenzschichten dar.

Lovčenipora ist in der Schweiz erst neuerdings aus dem Juragebiet bekannt geworden (Lit. 39). Vor kurzem wurde diese Koralle aber auch im alpinen Faziesbereich nachgewiesen (Lit. 39) und dabei auch ihre Entdeckungsgeschichte erörtert. Im übrigen sei auf die angeführte Literatur verwiesen.

In den tithonischen Breccien tritt *Lovčenipora* gar nicht selten auf. Als Fundorte sind anzuführen: Ebnetalp (Engelberg), Herrenrüti (Engelberg), Titlis-Südwand (Taf. IV, Fig. 14).

Literaturverzeichnis.

1. 1907 ARBENZ P., Zur Geologie des Gebietes zwischen Engelberg und Meiringen. Eclogae geol. Helv. 9 (464—483).
2. 1909 ARBENZ P., Zur Kenntnis der Bohnerzformation in den Schweizeralpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF., Lfg. 24.
3. 1913 ARBENZ P., Bericht über die Exkursion der Schweiz. Geologischen Gesellschaft in die Obwaldner Alpen. Eclogae geol. Helv. 12 (689—719).

4. 1920 ARBENZ P. & MÜLLER FR., Über die Tektonik der Engelhörner und den Bau der parautochthonen Zone zwischen Grindelwald und Engelberg. Eclogae geol. Helv., 16 (111—116).
5. 1926 ARBENZ P. & MÜLLER FR., Das Profil des Kirchetriegels bei Meiringen. Eclogae geol. Helv., 20 (236—240).
6. 1930 ARBENZ P., Über die Faziesverteilung im Eocän der Titliskette. Eclogae geol. Helv., 23 (565—567).
7. 1880 BALTZER A., Der mechanische Kontakt von Gneis und Kalk im Berner Oberland. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Lfg. 20.
8. 1897 BERTRAND M., Les excursions du septième congrès géologique international en Russie. Bull. Soc. Géol. France (3) t. XXV.
9. 1911 BLUMENTHAL M., Geologie der Ringel-Segnesgruppe. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF., Lfg. 33.
10. 1933 BRÜCKNER W., Geologie der Schächentaler Berge. Eclogae geol. Helv., 26 (203—206).
11. 1935 BRÜCKNER & VON PIA J., Characeenreste im untern Teil der Zementsteinschichten (oberer Malm) der Griesstockdecke am Klausenpass (Kt. Uri). Eclogae geol. Helv., 28 (115—121).
12. 1932 CADISCH J., Ein Beitrag zum Calpionellenproblem. Geol. Rundschau, Bd. XXIII.
13. 1934 CADISCH J., Geologie der Schweizeralpen. Zürich.
14. 1916 CAYEUX L., Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. Paris.
15. 1932 CHARLES FL., Spirocyclina choffati Munier-Chalmas var. euxina, dans les calcaires inférieurs de la région d'Héraclée (Asie Mineure). Bull. Soc. Géol. France (5) II.
16. 1901 CHOFFAT P., Sur la limite entre le Jurassique et le Crétacique en Portugal. Mém. Soc.. Belge Géol., t. XV (2. sér., t. V).
17. 1931 COLLET L. W. & PARÉJAS ED., Géologie de la Chaîne de la Jungfrau. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF., Lfg. 63.
18. 1920 DEHORNE Y., Les Stromatoporoidés des terrains secondaires. Mém. Carte géol. dét. France.
19. 1902 EGGER J. G., Der Bau der Orbitolinen und verwandter Formen. Abh. k. bayer. Akad. Wiss., II. Cl., Bd. XXI, Abt. 3.
20. 1902 EGGER J. G., Ergänzungen zum Studium der Foraminiferenfamilie der Orbitoliniden. Ibid.
21. 1927 FAVRE J. & RICHARD A., Etude du Jurassique supérieur de Pierre-Châtel et de la cluse de la Balme (Jura méridional). Abh. Schweiz. Pal. Ges., Bd. XLVI.
22. 1932 FAVRE J., Présence d'une nouvelle espèce d'algue calcaire siphonée dans le Valanginien du Jura central, Clypeina inopinata n. sp. Eclogae geol. Helv., 25 (11—16).
23. 1931 FICHTER H. J., Verteilung der Mikrofauna im helvetischen Malmkalk (Quintnerkalk) am Gonzen bei Sargans. Eclogae geol. Helv., 24 (222—225).
24. 1934 FICHTER H. J., Geologie der Bauen-Brisenkette am Vierwaldstättersee. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF., Lfg. 69.
25. 1930 GERBER M., Beiträge zur Stratigraphie der Jura-Kreidegrenze in der Zentralschweiz. Eclogae geol. Helv., vol. 23 (497—547).
26. 1902 GIATTINI G. B., Fossili de Lovcen nel Montenegro. Riv. Ital. Pal., vol. VIII.
27. 1917 HAYASAKA I., On a new Hydrozoan fossil from the Torinosu Limestone of Japan. Sci. Rep. Tohôku Imp. Univ. Sendai, ser. 2, vol. IV (2).
28. 1878 HEIM ALB., Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällengruppe. Basel.
29. 1907 HEIM ARN., Gliederung und Fazies der Berrias-Valangien-Sedimente in den helvetischen Alpen. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, Jahrg. 52.
30. 1909 HEIM ARN., Über die Stratigraphie der autochthonen Kreide und des Eocäns am Kistenpass. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF., Lfg. 24.
31. 1910—1917 HEIM ARN., Monographie der Churfirsten-Mattstock-Gruppe. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. NF., Lfg. 20.
32. 1934 JENNY J. J., Geologische Beschreibung der Hoh Faulen-Gruppe im Kanton Uri. Verh. Natf. Ges. Basel, Bd. XLV.

33. 1913 JOUKOWSKY E. & FAVRE J., Monographie géologique et paléontologique du Salève. Mém. Soc. Phys. et Hist. nat. Genève, 37, fasc. 4.
34. 1912 KELLER W. A., Die autochthone Kreide auf Bifertenstock und Selbsanft. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF., Lfg. 42.
35. 1900 KILIAN W., LORY P. & PAQUIER V., Notices géologiques sur divers points des Alpes françaises. Trav. Lab. Géol. Grenoble, V.
36. 1902 KILIAN W. & GUÉBHARD A., Etude paléontologique et stratigraphique du Système jurassique dans les Préalpes maritimes. Bull. Soc. Géol. France (4) t. II.
37. 1925 KREBS J., Geologische Beschreibung der Blümlisalp-Gruppe. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF., Lfg. 54.
38. 1920 LAGOTALA H., Etude géologique de la Région de la Dôle. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF., Lfg. 46.
39. 1935 LEUPOLD W. & MAYNC W., Das Auftreten von Choffatella, Pseudocyclammina, Lovcenipora (Cladocoropsis) und Clypeina im alpinen Faziesgebiet. Eclogae geol. Helv., 28 (129—139).
40. 1935 LEUPOLD W. & BIGLER H., Coscinoconus, eine neue Foraminiferenform aus Tithon-Unterkreidegesteinen der helvetischen Zone. Eclogae geol. Helv., vol. 28 (606—624).
41. 1865 DE LORIOL P. & JACCARD A., Etude géologique et paléontologique de la formation d'eau douce infracrétacée du Jura. Mém. Soc. phys. hist. nat. Genève, 18.
42. 1884 MAILLARD G., Invertébrés du Purbeckien du Jura. Mém. Soc. Pal. Suisse, vol. XI.
43. 1894 MOESCH C., Geologische Beschreibung der Kalk- und Schiefergebirge zwischen Reuss- und Kiental. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Lfg. 24, III.
44. 1918 MORELLET L. et J., Observation sur le genre Clypeina Michelin. Bull. Soc. Géol. France, t. XVIII.
45. 1922 MORELLET L., Nouvelle contribution à l'étude des Dasycladacées tertiaires. Mém. Soc. Géol. France, t. 25, fasc. II.
46. 1920 MORGENTHALER H., Petrographisch-tektonische Untersuchungen am Nordrand des Aarmassivs. Eclogae geol. Helv., 16 (179—215).
47. 1934 MÜLLER FR., Geologie der Engelhörner, der Aareschlucht und der Kalkkeile bei Innertkirchen (Berner Oberland) (Manuskript). Erscheint als: Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF., Lfg. 74, 1938.
48. 1877 MUNIER-CHALMAS, Observations sur les Algues calcaires appartenant au groupe des Siphonées verticillées. C. R. Acad. Sc., vol. LXXXV (2).
49. 1921 NOLTHENIUS T., Etude géologique des environs de Vallorbe (Canton de Vaud). Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF., Lfg. 48.
50. 1933 OBERHOLZER J., Geologie der Glarneralpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF., Lfg. 28.
51. 1900 PAQUIER V., Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales. Trav. lab. Géol. Grenoble, t. V.
52. 1927 PFENDER J., Sur la présence de Clypeina Michelin dans les couches de passage du Jurassique au Crétacé, en Basse-Provence calcaire. Bull. Soc. Géol. France (4) t. XXVII.
53. 1912 VAN DER PLOEG P., Geologische Beschreibung der Schlossberg-Spannortgruppe. Eclogae geol. Helv., 12 (194—242).
54. 1911 RÉVIL J., Géologie des chaînes jurassiennes et subalpines. Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. IX (3).
55. 1926 ROHR K., Stratigraphische und tektonische Untersuchung der Zwischenbildungen am Nordrande des Aarmassivs. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF., Lfg. 57.
56. 1922 RÖTHLISBERGER P., Beitrag zur Kenntnis der siderolithischen Bildungen in den Schweizeralpen. Jahrb. Phil. Fak. II. Univ. Bern 1923 (3) und Diss. Bern, Manuskript.
57. 1926 SCABELL W., Beiträge zur Geologie der Wetterhorn-Schreckhorngruppe. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF., Lfg. 57.
58. 1904 SCHLUMBERGER CH., Note sur le genre Choffatella n. g. Bull. Soc. Géol. France (4) t. IV.
59. 1904 SCHLUMBERGER CH. & CHOFFAT P., Note sur le genre Spirocyclina Munier-Chalmas. Bull. Soc. Géol. France (4) t. IV.
60. 1928 VON SCHUMACHER P., Der geologische Bau der Claridenkette. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF., Lfg. 50.

61. 1925 SILVESTRI A., Sur quelques Foraminifères et Pseudoforaminifères de Sumatra. Verh. geol. mijnbk. Gen. voor Nederl. en Kol., Geol. Ser. VIII.

62. 1932 SILVESTRI A., Revisione di foraminiferi preterziarii del sudovest di Sumatra. Riv. Ital. Pal., XXXVIII.

63. 1930 ŠŤASTNÝ V., Etude pétrographique de l'affleurement le plus méridional de jurassique supérieur à faciès Purbeckien: La Buisse près Grenoble. Trav. lab. Géol. Grenoble, t. XV.

64. 1911 STAUB W., Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF., Lfg. 32.

65. 1921 STAUFFER H., Geologische Untersuchung der Schilthorngruppe im Berner Oberland. Mitt. Natf. Ges. Bern, 1920.

66. 1897 TOBLER A., Über die Gliederung der mesozoischen Sedimente am Nordrand des Aarmassivs. Verh. Natf. Ges. Basel, Bd. XII.

67. 1925 TOBLER A., Über Cyclammina (Choffatella) sequana Merian. Eclogae geol. Helv., 19 (714—718).

68. 1928 TOBLER A., Über Pseudocyclammina und Choffatella im Schweizerischen Juragebirge. Eclogae geol. Helv., 21 (212—216).

69. 1910 TOLWINSKI K., Die Grauen Hörner. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, Jahrg. 55 (3 & 4).

70. 1908 TROESCH A., Beiträge zur Geologie der westlichen Kientaleralpen (Blümlisalpgruppe). Eclogae geol. Helv., 10 (63—149).

71. 1926 YABE H. & HANZAWA SH., Choffatella Schlumberger and Pseudocyclammina, a new genus of arenaceous Foraminifera. Sci. Rep. Tohôku Imp. Univ. Sendai, Japan (2) IX.

Weitere Literatur, hauptsächlich den paläontologischen Teil dieser Arbeit betreffend, ist in Lit. 39 zitiert.

Neuere geologische Karten.

(Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Spezialkarten.)

72. 1911 ARBENZ P., Geologische Karte des Gebirges zwischen Engelberg und Meiringen. Spez. Karte Nr. 55.

73. 1913 ARBENZ P., Geologisches Stereogramm des Gebirges zwischen Engelberg und Meiringen. Nr. 55bis.

74. 1918 ARBENZ P., Geologische Karte der Urirotstockgruppe. Spez. Karte Nr. 84.

Manuskript eingegangen den 21. März 1938.

Tafelerklärungen.[4])

Tafel I.

Fig. 1. Onkoidische Breccie, Grenzschichten Jura-Kreide; Titlis-Südwand, bei 2820 m; H. 83, Schl. 1893, Vergr. 8mal.
a. *Pseudocyclammina lituus* YABE & HANZAWA (vgl. Taf. IV, Fig. 2, 3).
b. *Coscinoconus alpinus* LEUPOLD.

Fig. 2. Dieselbe Gesteinsprobe wie oben, H. 83, Schl. 1897, Vergr. 4mal.
a. *Pseudocyclammina lituus* YABE & HANZAWA (vgl. Taf. IV, Fig. 6).

---

[4]) H = Handstück-Nummer; Schl. = Schliff-Nummer, Geol. Inst. Bern.

Tafel II.

Fig. 1. Dieselbe Gesteinsprobe wie Taf. I, Fig. 1 & 2, H. 83, anpolierte Fläche, nat. Gr.

Fig. 2. Dunkle, tonige Breccie, Typus Ebnet, Grenzschichten Jura-Kreide, Weglein Hohfad-Bödmenalp (Engelberg), kurz nach der erstgenannten Lokalität; H. 193, Schl. 2011, Vergr. 6mal.

Fig. 3. Breccie Typus Ebnet, helle Varietät, Grenzschichten Jura-Kreide, Ebnetalp bei Engelberg; H. 40, angewitterte Oberfläche, nat. Gr.

Tafel III.

Fig. 1. Breccie Typus Ebnet, dunkle Varietät, Grenzschichten Jura-Kreide, Herrenrüti bei Engelberg; H. 191, Schl. 1900, Vergr. 4mal.
a. *Pseudocyclammina lituus* YABE & HANZAWA.
c. *Spirocyclina infravalanginiensis* CHOFFAT (vgl. Taf. IV, Fig. 11).
d. *Nummuloculina* spec.
e. Phosphoritknollen.

Fig. 2. Gestein wie Fig. 1, „Gross Wald" (Ebnetalp, Engelberg); H. 48, Schl. 1915, Vergr. 6mal.

Tafel IV.

Fig. 1—6. *Pseudocyclammina lituus* YABE & HANZAWA.

Fig. 1. Axialschnitt, 27,2mal; aus Schl. 1893, H. 83, derselbe Dünnschliff wie Taf. I, Fig. 1, onkoidische Breccie, Grenzschichten Jura-Kreide, Titlis-Südwand bei 2820 m.

Fig. 2. Axialschnitt, 15mal; aus demselben Dünnschliff wie Fig. 1.

Fig. 3. Schiefer Schnitt, 15mal; aus demselben Dünnschliff wie Fig. 1.

Fig. 4. Angenähert axialer Schnitt, 15mal; aus onkoidischer Breccie, Grenzschichten Jura-Kreide, Titlis-Südwand bei 2850 m; H. 86, Schl. 1943.

Fig. 5. Angenähert aequatorialer Schnitt eines makrosphären Exemplares, 15mal; aus demselben Dünnschliff wie Fig. 1—3.

Fig. 6. Schiefer Schnitt eines sehr grossen Exemplares; aus Schl. 1897, H. 83, derselbe Dünnschliff wie Taf. I, Fig. 2, dieselbe Gesteinsprobe wie Taf. IV, Fig. 1—3, 5.

Fig. 7—10. *Choffatella* cf. *peneropliformis* YABE & HANZAWA, Axialschnitte, 27,2mal; aus Schl. 1999, H. 191, dieselbe Gesteinsprobe wie Taf. III, Fig. 1, dunkle Breccie Typus Ebnet, Grenzschichten Jura-Kreide, Herrenrüti bei Engelberg.

Fig. 11. *Spirocyclina infravalanginiensis* CHOFFAT, makrosphäres Exemplar, schiefer Schnitt; aus demselben Dünnschliff wie Fig. 7—10 oben.

Fig. 12. *Nummuloculina* spec., Axialschnitt, 27,2mal; aus Schl. 1900, H. 191, derselbe Dünnschliff wie Taf. III, Fig. 1, dieselbe Gesteinsprobe wie Fig. 7—11 oben, Breccie Typus Ebnet, dunkle Varietät, Grenzschichten Jura-Kreide, Herrenrüti bei Engelberg.

Fig. 13. *Stromatopora* cf. *arrabidensis* DEHORNE, 8mal; Schl. 1984, H. 115, Grenzschichten Jura-Kreide, S-Wand des Schlossberges. S P. 2545, bei ca. 2500 m.

Fig. 14. *Lovčenipora* GIATTINI (*Cladocoropsis* FELIX) spec., 8,2mal; Schl. 1970, H. 86, dieselbe Gesteinsprobe wie Taf. IV, Fig. 4, onkoidische Breccie, Grenzschichten Jura-Kreide, Titlis-Südwand bei 2850 m.

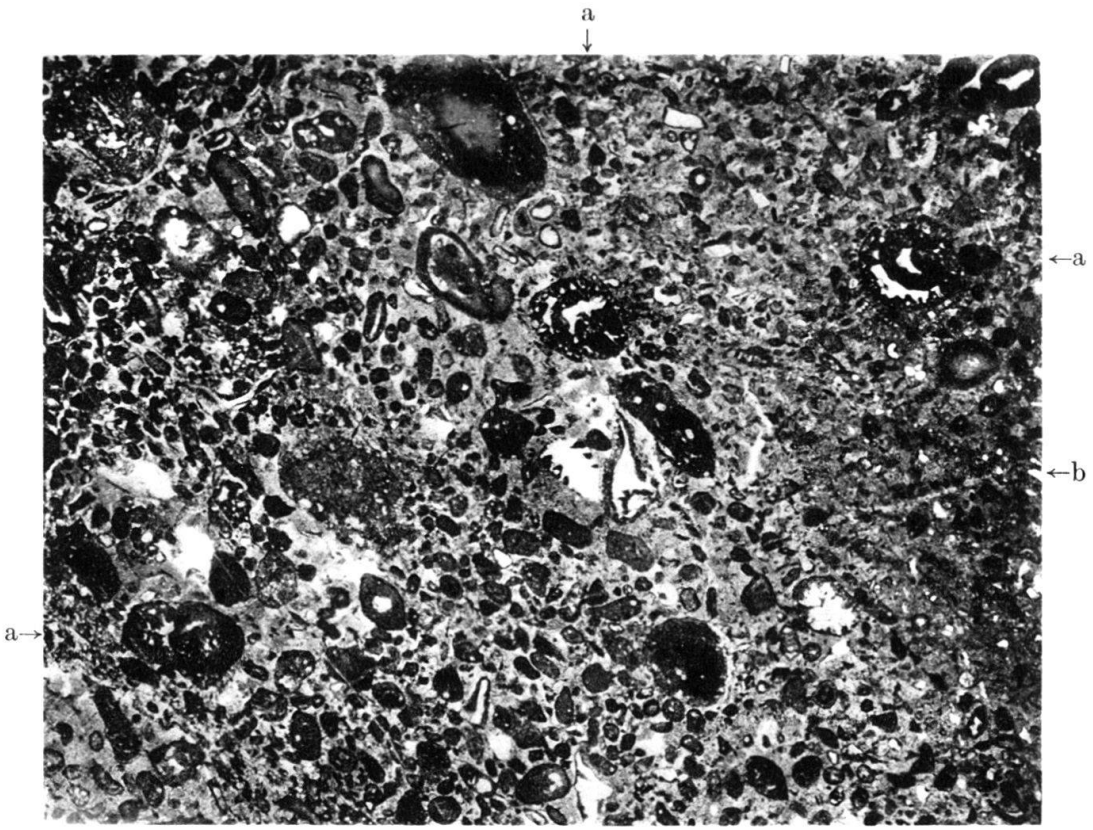


Fig. 1

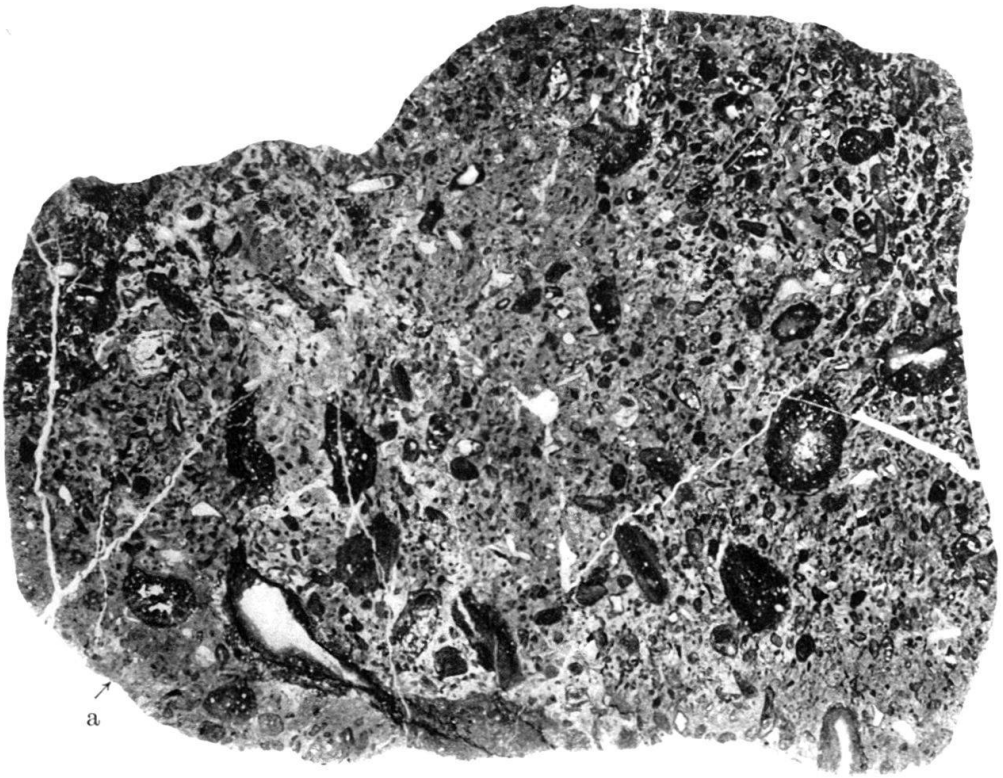


Fig. 2

Phot. W. LEUPOLD. Repr. Birkhäuser, Basel.

Fig. 2

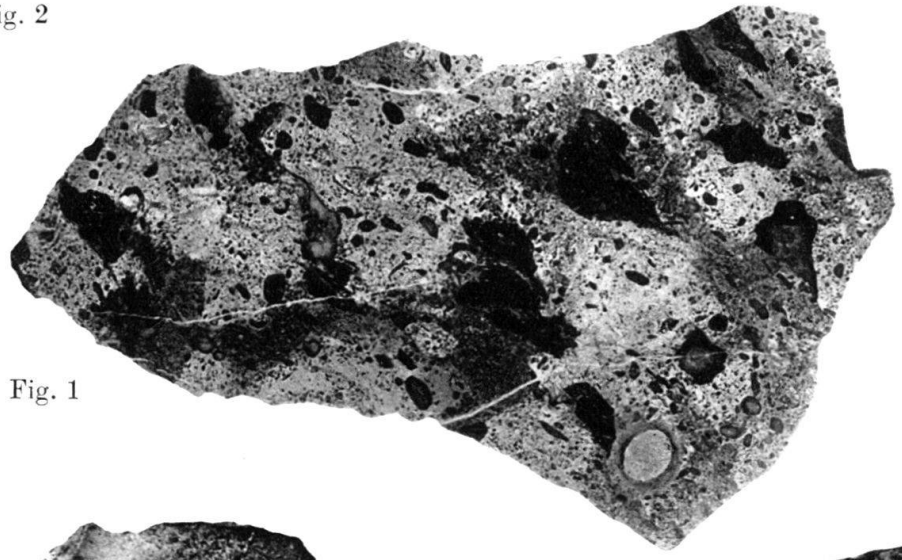


Fig. 1

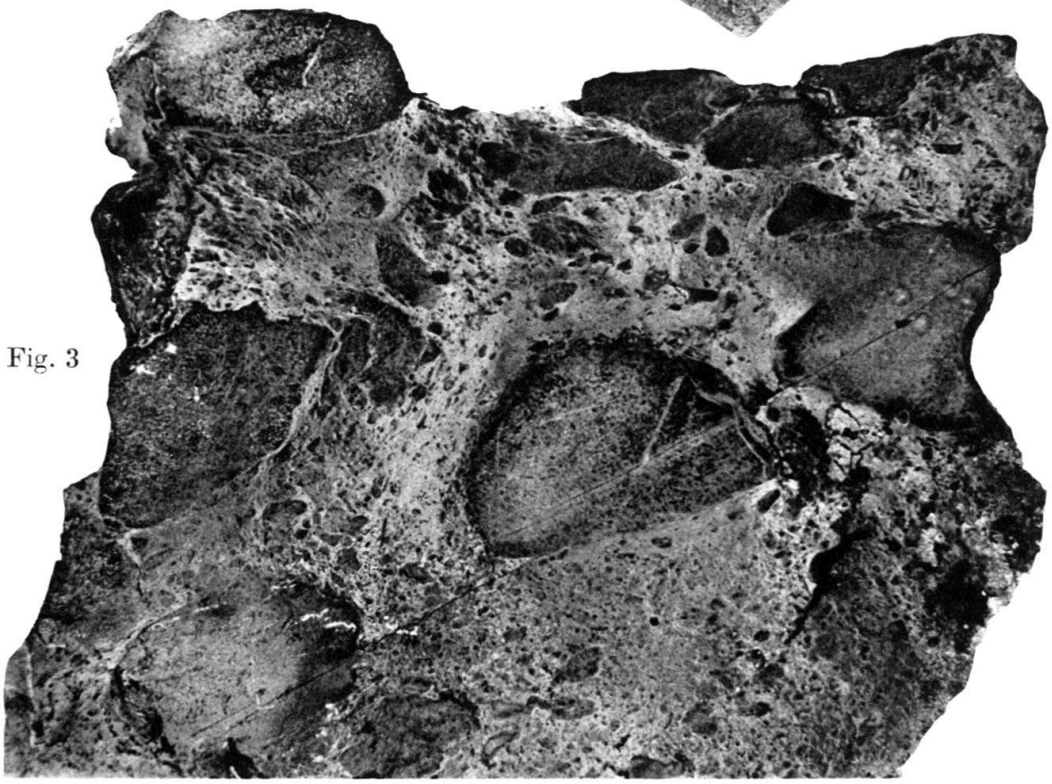


Fig. 3

Phot. W. LEUPOLD. Repr. Birkhäuser, Basel.

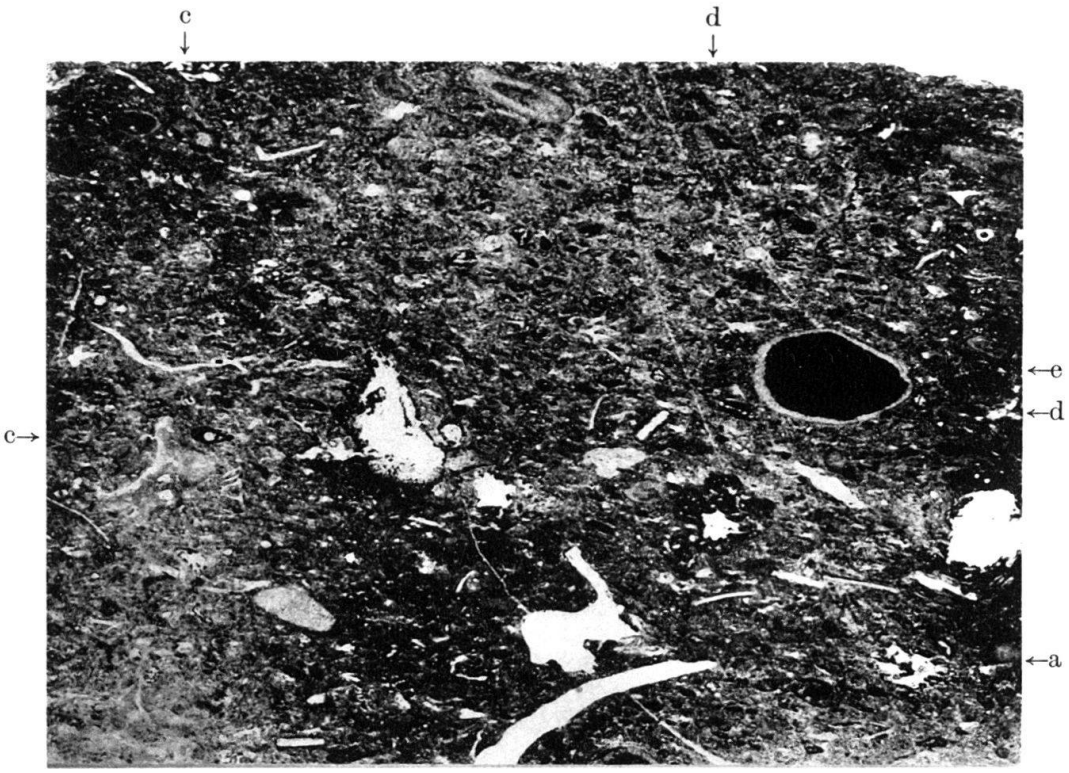


Fig. 1

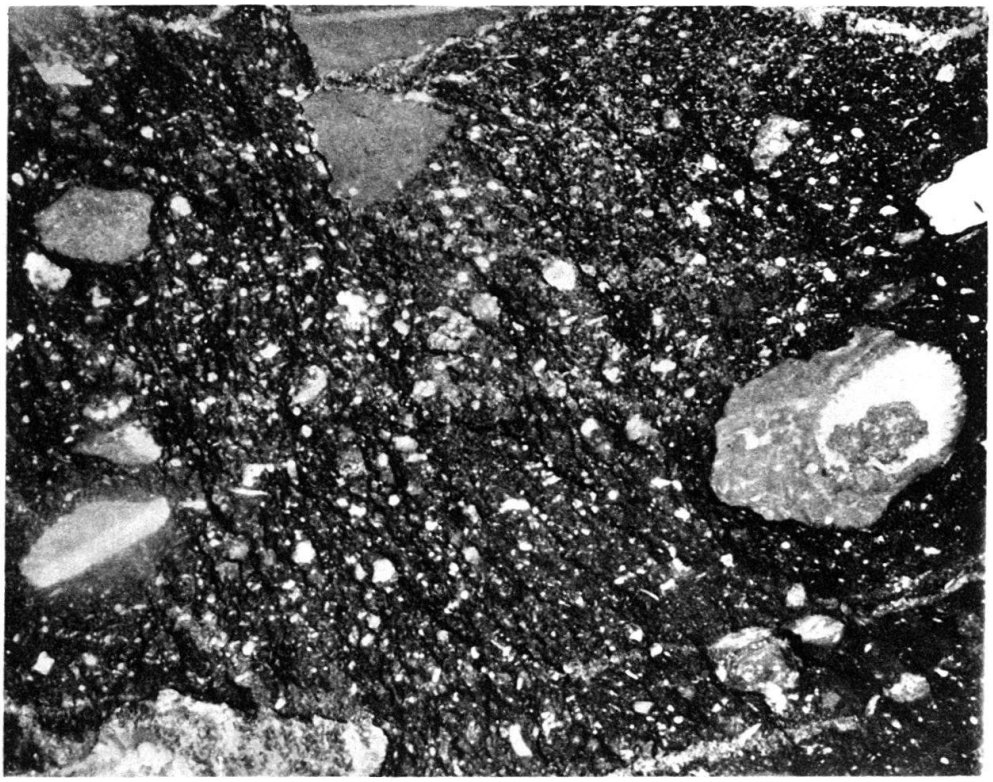
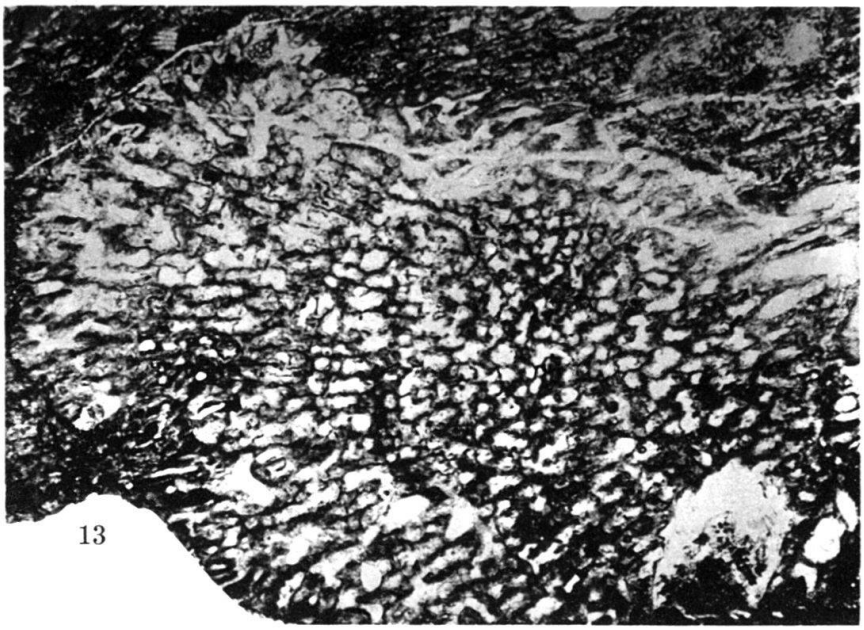


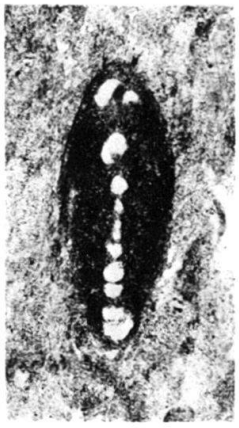
Fig. 2

Phot. W. LEUPOLD. Repr. Birkhäuser, Basel.

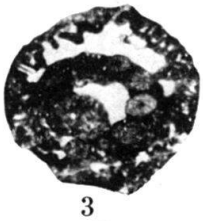

13

6

5

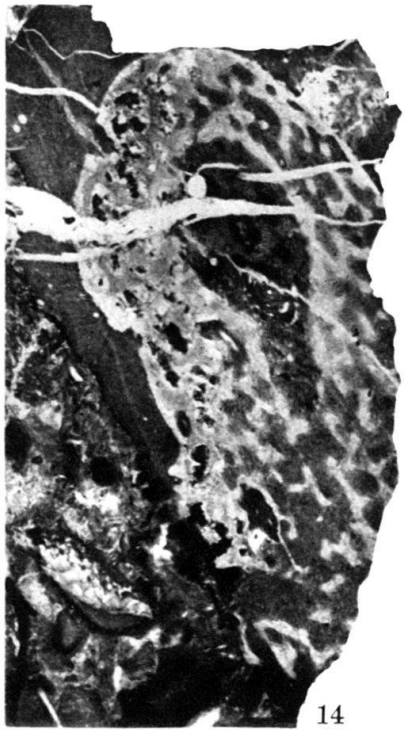

12

1


3

2

4


14

7

8

9

10

11

Phot. W. LEUPOLD. Repr. Birkhäuser, Basel.