

Überblick über die westliche Verlängerung der Flyschmassen auf dem Rücken der helvetischen Decken in der Zentral- und Südwestschweiz

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **35 (1942)**

Heft 2

PDF erstellt am: **22.07.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

massen führte. So entstand die Zone des subalpinen Randflysches, in welche wir vom Vierwaldstättersee bis an den Rhein einen Teil des Einsiedler Flysches und wahrscheinlich auch des hangenden Wäggitaler Flysches einbezogen sehen.

Man hat hier offenbar mechanisch-geometrisch eher einen Vorgang nach dem Schema A als nach dem Schema B vor sich, d. h. eine Überfahung der vorausgeeilten Rückenmassen der Decke durch die Decke selbst, ohne dass deshalb eine Zweiphasigkeit des Vorganges, im Sinne eines zeitlichen Unterbruchs in der Bewegung, angenommen werden muss.

IV. Überblick über die westliche Verlängerung der Flyschmassen auf dem Rücken der helvetischen Decken in der Zentral- und Südwestschweiz.

A. TEKTONISCHE GLIEDERUNG DER FLYSCHMASSEN DER ZENTRALSCHWEIZ.

Bei Schwyz bildet die Sandsteinmasse des Wäggitaler Flysches als Unterlage der Mythen offenbar die Kernfüllung derselben grossen Längsmuldung der Zentralschweiz Schwyz-Buochs-Obwalden, in welcher im W die Schlierensandsteinmasse gelegen ist. Es besteht kaum ein Zweifel, dass die letztere als westliche Fortsetzung des Wäggitaler Flysches zu betrachten ist, mit dem einzigen Unterschied, dass hier der alttertiäre Anteil, den wir in einem Teil des Wäggitaler Flysches nur vermuteten, dominiert und durch Nummuliten nachgewiesen ist.

Legen wir in der westlichen Zentralschweiz (Obwalden) ein Querprofil durch die Flyschmassen, so gelangen wir vom Alpenrand einwärts zu folgender prinzipieller Zonengliederung:

1. Subalpine Molasse.
2. Subalpiner Randflysch (vergl. Lit. 7).
 - a. Partien von Leimerenfazies und „Wildflysch“ mit exotischen Kristallinblöcken, Schürflingen aus südhelvetischem Mesozoikum, nur W vom Hohgant und wiederum am Pilatus (Malmlinse nach BUXTORF). Östlichste, auskeilende Fortsetzung der Préalpes externes der SW-Schweiz.
 - b. Partien mit Leimerenfazies, vor allem grünen priabonen Fleckenmergeln mit aufgearbeiteten Eocaen- und Untereocaenfaunen (Grobsandfazies von KAUFMANN (20, 7)), mit Turonkalklinsen als Ältestem.
 - c. Wangschürflinge mit darauf transgredierenden mitteleocaenen Lithothamnien- und Alveolinenkalken (südliche Fazies der Complanatakalk), darüber Globigerinenmergel und Quarzitbank.
 - d. Schürflinge von Taveyannazsandstein, zumeist dicht unter 3 in den Flysch eingeschuppt.
3. Randkette Pilatus-Schrattenfluh-Hohgant samt zugehörigem auflagerndem Alttertiär: Complanatakalk, Hohgantschiefer, Hohgantsandstein, Schimbergschiefer, Stadschiefer, letztere durch Wängenkalk als Priabon datiert.
4. Wangschürflinge und Complanatakalk S unmittelbar über der Platte der Randkette, deren Priabonmergeln auflagernd; z. B. S vom Schimberg. Ein ganzer Linsenzug von mittelhelvetischem Nummulitikum mit Complanataschichten zieht über dem Stadschiefer am SW-Fuss des Pilatus gegen die Kleine Schliere hin, abgeschürft aus Zone 7.

5. Es folgt ein Stockwerk aus Schuppen mit Leimerenfazies, bestehend aus Linsen von Globotruncanenkalk und -Schiefer und priabonem Flysch, dieser gemischt aus grünen Globigerinenfleckenmergeln und schwarzen sog. „Wildflyschmergeln“ in enger Wechsellagerung. Diese Zone wurde öfters für die stratigraphische Basis des Schlierenflysches genommen, ist aber als ein besonderes tektonisches Stockwerk aufzufassen, auf welches erst die Schlieren-Decke überschoben ist. Z.B. Profile von Junkholz bei Flühli, zwischen Schafmatt und Feuerstein (4, p. 515—516), Leimeren (40).
6. Der Schlierenflysch, unten beginnend mit den echten schwarzen Schlierenmergeln, dann in die sandsteinreiche Masse übergehend, von welcher wir wissen, dass sie in den oberen Partien durch Nummuliten als Unter-eocaen datiert ist (41, 24).
7. Am inneren, südöstlichen Erosionsrand der Schlierenflyschmasse kommen Reste der Schuppenstockwerke 3 und 4 unter der ersteren neuerdings zu Tage. Die tiefere Unterlage, welche im Becken des Sarnersees entblösst ist, wird gebildet durch die Flysch-Schuppenzone von Obwalden. Sie besteht aus zahlreichen isoklinalen Schuppen aus Oberkreide (Seewerschiefer—Amde-nermergel) — Nummulitenbank (mitteleocaener Complanatakalk - Exponensgrünsand) — Pectinitenschiefer — Quarzitbank — Stadschiefer. Das Schuppengebäude wird durch das Gewölbe der Hohen Brücke in zwei Teile geteilt: die Schuppenzone von Kerns im N und von Sachseln im S. Die Schuppenmassen beider Zonen gehören, wie dies Buxtorf betont hat, unmittelbar zur unterliegenden tieferen helvetischen Kreide der ganzen Synklinalzone zwischen Muetterschwandgewölbe und Niederbauengewölbe; die Schuppenmassen sind demnach, entsprechend auch der Fazies der Nummulitenbildungen, durchaus lokalen, mittelhelvetischen Ursprungs und nur infolge der Beweglichkeit der Oberkreide von ihrer Unterlage etwas ab- und zusammengeschürft worden.

B. HERKUNFT DER WANGSCHUPPEN UND DER LEIMERENSCHUPPEN (2, b & c; 4, 5).

Die Stockwerke *2b* und *2c* des subalpinen Randflysches unter der Randkette sind durchaus ähnlich den Stockwerken *4* und *5* über der Randkette. Es besteht kein Zweifel, dass es sich bei *2b* und *2c* nur um Teile von *4* und *5* handelt, die, bereits aufeinander gelagert, bei der späten Durchspiessung der hangenden Flyschmassen durch die Randkette untief unter dieselbe eingewickelt wurden.

Was die Herkunft dieser Stockwerke betrifft, so ist die Heimat der Wangschuppen mit Complanatakalk in der Ausbildung von Lithothamnienkalk, geringmächtigen Pectinitenschiefern und einer nachfolgenden Hohgant-ähnlichen Quarzitbank auf dem südlichen Rücken der Wildhorn-Drusberg-Decke von Unterwalden zu finden, gerade etwa dort, wo uns heute noch die südlichsten Erosionsrelikte von Wang und Alttertiär auf dem Deckenrücken erhalten sind. Die N-Grenze der Wangschichten mit darauf transgredierenden mitteleocaenen Complanatakalken in Form von Lithothamnienkalk ist auf dem Deckenrücken von E nach W durch die Punkte markiert: Heitliberg N Brisen, Waseneggli S Niederrikenbach, Gummen SW Dallenwil, Giswil. Es ist bereits auf dem Deckenrücken zu beobachten, wie Schuppen aus dieser Fazieszone unter der Basis der Klippen nach N verschleppt worden sind: H. Haus hat bereits auf die Analogie aufmerksam gemacht, welche besteht zwischen 1. dem verschleppten Vorkommen von Wangschichten und Lithothamnienkalk mit Alveolinen bei Gören SE Stans, unter

dem Stanserhorn; 2. dem Vorkommen S des Schimberges und 3. den Wang-Complanatakalk-Schuppen im Randflysch unter der Schrattefluh. Die Herkunft dieser Schuppen vom südlichen Rücken der Drusberg-Wildhorn-Decke ist unzweifelhaft.

Auch die Heimat der nachfolgenden Leimerenschuppen ist nicht so weit südlich zu suchen, wie man vielleicht denken möchte, sondern durchaus noch auf dem Rücken der Wildhorn-Drusberg-Decke. Bereits unter den Giswilerstöcken treffen wir an der Grenze Wang-Alttertiär merkwürdige Verhältnisse (41), indem der Complanatakalk teilweise bereits durch den hangenden Quarzit aufgefressen worden ist, der dann unmittelbar auf die Wangschichten zu liegen kommt. An anderen Stellen schneidet durch Wängenkalk als Priabon definierter Globigerinenschiefer dicht auf die Wangoberfläche herunter.

Die starke Entwicklung der Hohgantschichten des nördlichen Helvetikums ist offenbar nur auf ein gegen S wiederum begrenztes schmales Becken beschränkt und ihre grosse Mächtigkeit nimmt in südlicher Richtung sehr rasch ab, es bleibt nur die geringmächtige Quarzitbank zunächst noch an ihrer Stelle übrig. Aber auch diese wird gegen S hin abgeschnitten und das Priabon in Form fleckiger Globigerinenschiefer kommt unmittelbar mit den Wangschichten in Kontakt, genau wie dies in der Sattelzone von Adelboden der Fall ist. Nur hat sich diese Fazieszone hier bereits nordwärts bis auf den Rücken der Drusberg-Wildhorn-Decke verschoben, indem, nach einer persönlichen Mitteilung von Herrn Prof. ARBENZ, am Durrengrat N über Lungern, in einer Synklinale, welche noch N der Wildhornmulde einzuordnen ist, Globigerinenschiefer bereits unmittelbar auf Wangschichten liegt. Gegen S hin werden offenbar auch die Wangschichten durch die Priabontransgression rasch abgetragen, sodass die Globigerinenschiefer mit turonem Globotruncanenkalk in Berührung kommen können, wodurch dann eben die typische Zusammenstellung der Leimerenserie erreicht wird. Damit dies zustande kommen kann, müssen wir annehmen, dass S von der Zone maximaler Prae-Wang-Erosion der südhelvetischen Kreide, wo die Wangschichten auf der südhelvetischen Schwellenregion bis auf die tiefere Kreide übergreifen (Wildhornmulde), die Oberkreide sich wieder so weit ergänzt, dass neuerdings seewerartige Turonkalke erhalten sind.

Dass in dieser südlichen Zone auch hier ursprünglich Untereocaen vom Einsiedler Typus anwesend war, ergibt sich aus der Aufarbeitung von untereocaenen Nummuliten in die Grobsandfazies des priabonen Flysches, der aus dieser Zone abgeschoben und unter die Randkette eingeschuppt worden ist.

Es ergibt sich hieraus neuerdings die Unzweckmässigkeit der Bezeichnung „Ultrahelvetikum“, indem wir, ähnlich wie für die Doggermassen Männlichen-Grosse Scheidegg, auch für die jüngeren Horizonte scheinbar ein Übergreifen der sog. ultrahelvetischen Fazies auf den südlichen Rücken der Drusberg-Decke konstatieren, wenn wir weiter gegen E fortschreiten. Der ganze Unterschied zwischen den Hautes-Alpes calcaires und der Zentral- und E-Schweiz ist aber nur ein geometrisch-tektonischer, und besteht darin, dass nämlich diese südhelvetischen Fazieszonen im W in Form besonderer hochhelvetischer Decken (Plaine Morte-Bonvin, Tour d'Anzeinde) auf dem Rücken der Wildhorndecke überschoben vorliegen, im E aber noch in den einheitlichen Rücken der Drusberg-Säntis-Decke einbezogen sind.

C. VERHÄLTNIS DER LEIMERENFAZIES ZUR SCHLIEREN-GURNIGEL-FAZIES.

Der Faziesprung zwischen der Leimeren-Fazies und derjenigen der aufliegenden Schlierenflyschmasse erscheint zunächst sehr gross: Auf der einen Seite priaboner Flysch unmittelbar auf Turon, auf der anderen Seite eine mächtige Sandsteinmasse, die in ihren oberen Teilen noch untereocaenen Alters ist, also wenigstens in diesen Teilen eine fazielle Abwandlung der untereocaenen Einsiedler Nummulitenkalke darstellt. Zwischen diesen beiden Ausbildungen scheint keine Möglichkeit eines direkten Überganges zu bestehen, sodass man geneigt sein könnte, eine breite Lücke in der Faziesabwicklung zwischen diesen beiden Elementen anzunehmen und den Schlierensandstein für bedeutend südlicherer Herkunft zu halten als die Leimerenschuppen. Derselbe Gegensatz herrscht zunächst in analoger Weise auch innerhalb der eng aufeinanderfolgenden Schuppen der Adelbodener Sattelzone, wo die tektonisch tieferen und ursprünglich nördlicheren Teile die Ausbildung der Wangschuppen mit nachfolgendem priabonem Flysch oder der Leimerenschuppen, Turon mit nachfolgendem transgressivem Flysch zeigen, während die tektonisch höchsten Schuppen südlichster Herkunft über den mächtigen Doggermassen des Aalénien des Cols unmittelbar untereocaenen Schlierensandstein zeigen, der offenbar, wie nun auch LUGEON anzunehmen geneigt ist, direkt auf diesen Dogger, ja im Meilleret-Flysch nach LUGEON's (28, 29, 30) Ansicht bis auf die Trias hinunter transgrediert.

Dieser grosse Faziesgegensatz beruht auf der Anwesenheit einer südhelvetischen Schwellenregion, die sich in diesem westlichen Gebiete der helvetischen Zone seit dem Jura bemerkbar gemacht hat, aber besonders vor Ablagerung der Wangschichten, während des älteren Eocaens und während des Priabons, kräftigen Hebungsbewegungen unterworfen war. Nachdem bereits die Wangschichten stellenweise bis auf den Malm hinuntergreifen, konnte die Erosion bei den späteren Bewegungen während des Alttertiärs leicht den Dogger erreichen. Die Zone mit tief hinunter transgredierenden Wangschichten liegt am N-Rand der Schwelle, die Zone der Leimerenfazies und des südwestschweizerischen priabonen „Wildflyschs“ enthält, unmittelbar südlich anschliessend, die orogenen Ablagerungen des Schwellenrückens der Priabonzeit. Dagegen halte ich den Schlierensandstein für eine direkt südlich der Firstlinie der Schwelle, gegen den Nordpenninischen Trog hin gebildete Schüttung von Schutt aus südhelvetischem Material der Schwelle selbst. Gegen S geht der Schlierensandsteintrog ohne Grenze in den Trog des Niesenflysches über, der nördliche und der südliche Teil sind nur geometrisch heute in die Niesen-Decke einerseits und in die internen und externen Teile des Schlierensandsteins der Sattelzone und des Berra-Gurnigel-Flysches andererseits auseinander getrennt worden.

Während die südlichen Teile dieses nordpenninischen Flyschtrogges zur Hauptsache schon während der Maestrichtzeit mit grobem Schutt penninischer Herkunft aufgefüllt worden sind, blieb der nördliche Teil gegen den S-Abfall der südhelvetischen Schwelle hin noch offen und wurde erst im Laufe des Untereocaens definitiv mit Sandsteinflysch aufgefüllt, dessen Mächtigkeit gegen die Schwelle hin sehr rasch abnehmen dürfte.

Nur der Trennung des südhelvetischen und nordpenninischen Trogges durch die ziemlich schmale, scharf ausgeprägte südhelvetische Schwellenregion und der verschiedenen Faziesentwicklung an beiden Hängen der Schwelle ist der scheinbar so grosse Faziesgegensatz zuzuschreiben, der in der Zentralschweiz zwischen dem Schlierensandstein und seiner tektonischen Unterlage von Leimerenschuppen

besteht. Die beiden Regionen grenzten aber im Ablagerungsraum unmittelbar aneinander.

Durch genauere Analyse gelangen wir übrigens dazu, in der SW-Schweiz auch zwischen diesen beiden so gegensätzlichen Ausbildungen die nötigen faziellen Zwischenglieder zu finden: 1. kann festgestellt werden, dass schon in der Sattelzone Kalksandsteine mit *Siderolites* auftreten, die eine Annäherung an die Oberkreidefazies des Niesenflysches darstellen; 2. war offenbar auch N des Schlierensandsteins ursprünglich Untereocaen vorhanden, das jetzt, infolge von Bewegungen zwischen Untereocaen und Priabon, in den priabonen Wildflysch aufgearbeitet erscheint; 3. gibt es eine Region, wo die von Norden gegen die südhelvetische Schwelle ansteigende Priabontransgression diese noch gegen S hin etwas überschritten hat und so mit der Flyschfüllung des nordpenninischen Flyschtroges in Berührung kommt. Dies ist die Region der Voirons, wo nach den Untersuchungen von AUG. LOMBARD (27) der tiefere Teil der dem Gurnigelsandstein entsprechenden Voironssandsteine von Sandstein mit untereocaenen Nummuliten gebildet wird, worauf eine Konglomeratzone und dann wiederum ein höherer Sandstein folgt, der solche untereocaenen Nummuliten aufgearbeitet enthält neben priabonen Nummuliten, die sein eigentliches Alter anzeigen. Hier haben wir eine Stelle vor uns, wo die Füllung des priabonen südhelvetischen Flyschtroges wegen tiefer oder inzwischen veränderter Lage der südhelvetischen Schwelle noch gegen Süden hin transgressiv auf die untereocaene Füllung des Nordpenninischen Flyschtroges übergegriffen hat. Es bleibt abzuwarten, ob sich solche Verhältnisse bei weiteren Studien auch im Berra-Gurnigel-Gebiet und im Schlierengebiet selbst noch auffinden lassen, was an sich nicht der Fall zu sein braucht, da die Verhältnisse in den Voirons nur lokal gegebenen Bedingungen auf der südhelvetischen Schwelle ihre Entstehung verdanken können.

Offenkundig gehört die Schlierensandsteinmasse nach den Beobachtungen in den Préalpes internes stratigraphisch zu der Masse des Aalénien des Cols und damit zur Laubhorn-Decke, d. h. einem nach R. STAUB und LUGEON bereits penninischen Element. Man könnte sich auch für die Zentralschweiz leicht vorstellen, dass die höchsten Doggermassen der Zone Männlichen-Grosse Scheidegg-Hochstollen bereits die ursprüngliche stratigraphische Unterlage des Schlierensandsteins vorstellen. Die ausgewalzten Schuppen der Leimerenzone und der Zone der Wangschuppen mit transgredierenden Complanataschichten im Querprofile durch die Schlierenmulde beanspruchen keinen sehr breiten Ablagerungsstreifen des Rückens der Wildhorn-Drusberg-Decke. Die Schlierenmasse scheint Oberkreide und Alttertiär der unmittelbar vor ihr liegenden südhelvetischen Fazieszonen der Leimerenausbildung und eines Teils der Wangentwicklung bei ihrer Überschiebung in zwei Grossschuppen vor sich hergeschoben zu haben. Der Frontalteil dieser beiden, bereits aufeinander gelagerten Schuppenstockwerke wurde bei der Durchspiessung der Randkette in einem späten Stadium der Hauptphase des helvetischen Überschiebungsvorganges untief unter die Randkette eingewickelt. Dies ist durchaus analog der späten Einbeziehung des Einsiedler Flysches in den Randflysch, infolge Durchspiessung des Aubrig-Gewölbes. Der südlichere Teil der beiden Stockwerke wurde durch die nachfolgende Schlierenmasse überfahren und zu einer dünnen Schuppen- und Linsenzone ausgewalzt, welche im ganzen Umkreis der Schlierenmulde deren unmittelbare tektonische Unterlage bildet.

Ein ganz ähnliches Verhältnis besteht übrigens auch weiter südwestlich an der Basis der Gurnigel-Berra-Masse. Auch hier bildet eine Schuppenzone

von Leimerenflysch und „Wildflysch“ am Alpenrand die Unterlage der grossen Sandsteinmassen. Ich möchte diese „Wildflyschzone“ keineswegs mit TERCIER (39) als stratigraphische Unterlage des Berraflysches ansehen, denn ihre Gesteine sind wohl jünger als der letztere. Deshalb möchte ich auch hier den „Wildflysch“ als ein besonderes tektonisches Stockwerk betrachten, abstammend aus der unmittelbar N vom Gurnigelsandstein gelegenen Fazieszone des Rückens der südhelvetischen Schwelle. Dieser Schwellenflysch enthält denn auch viele Blöcke aus der südhelvetisch-nordpenninischen mesozoischen Sedimentserie und die Frage, ob nicht auch die sog. „exotischen“ Kristallinblöcke dem Untergrunde dieser Schwelle selbst entstammen, scheint mir heute um so eher diskutabel, als der Meilleret-Flysch bereits bis auf die Trias hinunter transgrediert. Es sei in diesem Zusammenhange nochmals daran erinnert, dass am Innenrand des Pelvouxmassivs das Priabon direkt auf Kristallin transgrediert und dass ausserdem der Pelvoux eine gegenüber den Aussenmassiven Mont Blanc-Aare bedeutend einwärts liegende Zone darstellt, welche nach R. STAUB (40, 1942, p. 6 ff.) dem Gotthardmassiv und damit zonenmässig dem Ablagerungsraum der helvetischen Hauptdecke der Schweizeralpen entspricht. Es ergibt sich daraus, dass die Kristallinkeile an der Innenseite des Pelvoux (La Madeleine, Croix de Ciboui), wo das Priabon auf Altkristallin transgrediert, sehr wohl als südliche Verlängerung der südhelvetischen Schwelle der westlichen Schweizeralpen angesprochen werden könnten.

Umgekehrt könnte dann vermutet werden, dass sich ähnliche Zonen mit Priabontransgression auf Kristallin auch im Gebiete der südhelvetischen Schwelle der südwestlichen Schweizeralpen befunden haben, und dass aus solchen Narben das sogenannte exotische Kristallin des südwestschweizerischen „Wildflyschs“ aufgearbeitet wäre. Wir kennen ein Beispiel der kristallinen Basis der hochhelvetischen Serien nur in der Granitlamelle der Forêt de l'Essert (LUGEON 1926), ohne dass dort die Beziehungen zu den Sedimenten offenbar ganz klar sind; es ist durchaus möglich, dass solche Narbenstellen heute im Gebiete der Schweizeralpen in der Wurzelzone der hochhelvetischen Decken tief unter der penninischen Front verborgen und der Beobachtung nicht zugänglich sind.

V. Zusammenfassung: Gliederung und Herkunft der Flyschmassen in der nördlichen Aussenzone der Schweizeralpen.

Entlang der ganzen Aussenzone der Schweizeralpen beobachten wir als ein durchgehendes tektonisches Element eine Sandsteinflyschdecke, welche ihrerseits die Klippen-Decke und die übrigen präalpinen Decken auf ihrem Rücken trägt. Denn Wäggitale Flysch, Schlierenflysch, Niesenflysch und Gurnigel-Berra-Flysch inkl. Voironflysch gehören offenbar ein und demselben ausgedehnten tektonischen Element an, das nur in der SW-Schweiz infolge des Einsetzens des besonderen präalpinen Bogens oberflächlich eine räumliche Zweiteilung in eine Innenzone des Niesen und eine Aussenzone Gurnigel-Berra zeigt. Wie sollen wir dieses tektonische Element einheitlich benennen? Dies hängt einigermaßen davon ab, wo wir im ursprünglichen Ablagerungsraum die penninisch-helvetische Grenze ziehen wollen. In der SW-Schweiz wird die Laubhorn-Decke und das Element des Aalénien des Cols neuerdings bereits zum Penninikum gezogen. Der Gurnigel-Berra-Flysch und der Schlierenflysch gehören jedenfalls nahe zu diesen tektonischen Einheiten, die den ursprünglichen stratigraphischen Untergrund enthalten, auf dem diese Flyschmassen sich abgelagert haben. Es scheint mir sehr wahrscheinlich, dass alle diese Sandsteinmassen sich schon südlich der südhelvetischen