

Fazielle und tektonische Beziehungen zwischen den Flyschmassen auf dem Rücken der nordostschweizerischen helvetischen Hauptdecke und den darunter eingewickelten Flyschmassen (Glarner Flysch und subalpiner Randflysch)

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

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

Heft 2

PDF erstellt am: **20.09.2024**

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.

flyschserie“ nicht unmittelbar dem Turonkalk, sondern der mächtigen, mergeligen Oberkreide der Amdenerschichten aufruht.

In der Fliegenspitzmulde sind mit dem höheren Teil des Flysches am Fliegenspitzgrat auch Linsen von Wangschichten und Nummulitenkalke vom Einsiedler Typus verknüpft. Hier handelt es sich um Flyschmassen, die aus Regionen S des Leistkamms in die Fliegenspitzmulde hineingeglitten sind und nun deren innerste Muldenfüllung ausmachen. Solche abgeglittene Flyschmassen mit Einsiedler Nummulitenkalken eines südlichen Faziestypus erfüllen auch den Kern der Wildhausermulde weiter östlich, wie ich bereits in Lit. 25 beschrieben habe. Die grosse Masse von Sandsteinflysch E Wildhaus gegen Zollhaus (13), welche auch die Unterlage der Grabser Klippe bildet, entspricht ihrem lithologischen Charakter nach stark dem Lavtinaflysch und dürfte, zu diesem Einsiedler Flysch gehöriger, jüngerer alttertiärer Sandsteinflysch sein. Diese ganze Füllung der Wildhausermulde ist zwar ortsfremd, dürfte aber nicht sehr weit hergekommen und bereits auf den unmittelbar S benachbarten Rückenteilen der Churfürsten beheimatet sein. Nur ihre obersten Schuppen enthalten bereits Wangschichten (Sömmerigkopf).

Die ganzen, auf dem Deckenrücken tektonisch etwas verschobenen Flyschmassen des Inhalts der Wildhausermulde, mit untereocaenen Einsiedler Nummulitenkalken schliessen sich vermutlich unmittelbar S an die nicht verschobenen Flyschteile der Fliegenspitzmulde und Amdenermulde an, in welchen älteres, früher anwesendes Alttertiär auf einer aufragenden Schwelle durch die Priabontransgression eventuell wieder entfernt worden ist, ähnlich wie dies für die Leime-renfazies der SW-Schweiz stellenweise bewiesen ist.

Dass der Gipfelsandstein der Fähnern mit seinen Fukoidenmergeln der östlichen Fortsetzung des Wäggitaler Flyschzuges angehört, konnte bisher durch keine *Siderolites*-Funde bewiesen werden; es ist daher immer noch möglich, dass es sich um einen Lavtinaflysch-ähnlichen, alttertiären Komplex handelt, der stratigraphisch zu seiner Unterlage, dem Einsiedler Flysch der tieferen Fähnerschuppen gehört. Die letzteren ihrerseits sind nichts anderes, als die durch disharmonische Faltung nur wenig von ihrer Unterlage abgeschobenen Oberkreide-Alttertiär-Hüllen der südlicheren Säntisfalten inkl. Hohkasten-Teildecke.

Meiner Ansicht nach ist also eine Fortsetzung des Wäggitaler Flysches gegen E bis an den Rhein bisher nicht mit Sicherheit gefunden; die Mulden zwischen Churfürsten und Randkette liegen vielleicht schon zu hoch, als dass dieses höchste Flyschstockwerk heute noch darin erhalten geblieben wäre.

III. Fazielle und tektonische Beziehungen zwischen den Flyschmassen auf dem Rücken der nordostschweizerischen helvetischen Hauptdecke und den darunter eingewickelten Flyschmassen (Glarner Flysch und subalpiner Randflysch).

Hinsichtlich des Mechanismus, durch welchen Flyschmassen südhelvetischen bis penninischen Ursprungs unter den Schlitten der helvetischen Hauptdecke haben geraten können, sind a priori zwei verschiedene Hypothesen möglich:

A. Man kann sich vorstellen, dass beim Überschiebungsvorgang und Vormarsch der helvetischen Hauptdecke selbst, vor allem wenn sich derselbe nach gleittektonischer Mechanik wenigstens im letzten Akt auf einer absteigenden Bahn vollzogen hätte, die in der Schichtreihe obenaufliegenden beweglichen ober-

kretazisch-alttertiären Flyschmassen der Bewegung des Deckenkörpers jeweils vorausgeeilt wären. Diese Flyschmassen hätten vor der Front der Decke liegende Depressionen, vor allem die Depression am Aussenrande der Schüttung des autochthonen Flysches (Altdorfersandstein-Gruontalkonglomerat), derart ausgefüllt und ausgeebnet, dass sie vom nachrückenden Hauptkörper der Decke jeweils überfahren worden wären. Ein solcher Vorgang könnte nicht nur einmal, sondern mehrfach hintereinander während des Deckenvormarsches sich vollzogen haben, so dass nicht alle eingewickelten Flyschmassen ein und demselben derartigen Vorgang ihre Lage unter dem Deckenschlitten verdanken müssten.

B. Man kann aber als eine zweite Hypothese auch annehmen, der Vorgang der helvetischen Deckenbildung sei zum mindesten in zwei getrennten Phasen verlaufen, indem zunächst in einer Vorphase die bewegliche Flyschhaut des südhelvetischen Faziesgebietes und des anschliessenden nordpenninischen Flyschtroges unter der Wirkung höherer tektonischer Elemente — wofür als Motor die ostalpinen Decken in Frage kommen — von ihrer zu der Zeit noch in Ruhe befindlichen stratigraphischen Unterlage abgeschoben, quasi vor der Front dieser höheren vorrückenden Massen zusammengebürstet worden seien. Diese mechanisch selbständigten Flyschmassen wären in dieser Vorphase des helvetischen Faltungsvorganges auf den Rücken der noch in Ruhe verharrenden Sedimente der mittel-nordhelvetischen Schelfregion aufgeschoben, ja bis über die Zone des nachmaligen Aarmassivrückens hinweggeschoben worden. Erst danach wären in der helvetischen Hauptphase auch die älteren Sedimente des süd-mittelhelvetischen Ablagerungsraumes in Bewegung geraten; und zwar hätte sich dabei zunächst an der Grenze des nördlichen (Autochthon) und mittleren helvetischen Ablagerungsraumes innerhalb der helvetischen Schichtreihe eine schief nach N aufsteigende listrische Fläche angelegt, welche heute die Schubbahn an der Basis der helvetischen Hauptdecke bildet. Die Hauptscherfläche hat auch die hangenden, bereits in der Vorphase aufgeschobenen Flyschmassen durchschert, welche solchermassen in zwei Teile zerschnitten worden sind. Hievon würde der nördliche Teil beim Vormarsch der Decke auf diese Weise unter die neu angelegte Schubbahn geraten, der südliche auf dem Deckenrücken passiv mitverfrachtet worden sein.

Der Vorgang, durch welchen südlichere und höhere Massen unter die Überschiebungsbahn der helvetischen Hauptdecke hineingeraten sind, wäre nach dieser Vorstellung nicht als Einwicklung im gewöhnlichen Sinne, sondern als eine Deckendurchscherung oder Deckenverschuppung zu beschreiben.

C. Als dritte Hypothese käme ein eigentlicher Einwicklungsvorgang in Frage, worunter ich wesentlich einen Vorgang verstehe, bei dem tektonisch höhere Massen durch eine als Überfaltung oder Überrollung zu bezeichnende Bewegung unter die Front von tieferen tektonischen Massen hineingeraten. Ein solcher Vorgang ist nicht unbedingt zweiphasig zu nennen, denn es genügt, dass während eines kontinuierlichen Überschiebungsvorganges die Vorwärtsbewegung in den höheren tektonischen Massen früher abklingt als in den tieferen, um solche Einwicklungen durch Überrollung zu erzeugen. Als Einwicklungen dieser Art möchte ich z. B. die Vorgänge ansehen, durch welche die hochhelvetischen tektonischen Elemente der südwestschweizerischen helvetischen Alpen, Plaine-Morte-Bonvin-Decke (Tour d'Anzeinde) und die penninische Laubhorn-Decke unter die Front der tieferen helvetischen Decken eingewickelt wurden („Ultrahelvetikum“ zwischen Diablerets- und Morcles-Decke am Pas de Cheville, usw.). Obwohl eine weitgehende Analogie zum Glarner Flysch darin besteht, dass auch hier Teile der südhelvetisch-nordpenninischen Fazieszonen

unter die aus den nördlicheren helvetischen Fazieszonen hervorgegangenen tektonischen Einheiten hineingeraten sind, so dürften doch die mechanischen Prozesse in beiden Fällen nicht die gleichen gewesen sein. Die drei unteren helvetischen Decken der SW-Schweiz sind übertriebene liegende Falten, und nicht Abscherungsdecken, wie die NE-schweizerische helvetische Hauptdecke; und die eingewickelten höheren Elemente haben um die Front der sie überrollenden tieferen Einheiten herum einen kontinuierlichen Zusammenhang zu eigenen Wurzelzonen beibehalten.

Nach meiner Ansicht kann keine dieser drei mechanisch-geometrischen Hypothesen für sich allein und ausschliesslich die heutige Disposition der nordostschweizerischen Flyschmassen erklären; jeder der drei Vorgänge hat aber an der Erzeugung der uns heute vorliegenden Verhältnisse mitgewirkt.

Was zunächst die Hypothese A betrifft, so lässt sich eine Entstehung der heutigen Disposition der Flyschmassen ausschliesslich infolge und während eines kontinuierlichen Vorschubes der helvetischen Hauptdecke deshalb nicht annehmen, weil wir ja gewisse Teile derselben sowohl unter dieser Decke wie auf deren Rücken als penninischen Flysch ansehen müssen. Auch wenn wir die *Mise en place* der Flyschmassen nach gleittektonischem Mechanismus als eine Art sackungs- oder lawinenähnlichen Vorgang während des Vorschubes der helvetischen Hauptdecke erklären wollten, so müssten wir annehmen, dass wenigstens die penninischen Flyschmassen zunächst in einer Vorphase auf die südhelvetische Region überschoben worden seien, um dann beim Vormarsch der helvetischen Hauptdecke zusammen mit den südhelvetischen Flyschmassen abzugleiten. Wir benötigen auf jeden Fall die Annahme einer Vorphase, welche in letzterem Falle als eine noch rein penninische Vorphase der helvetischen Faltung beschrieben werden könnte.

Wären nun alle südhelvetischen Flyschmassen mit dem ihnen auflagernden penninischen Flysch nach Hypothese A während der Überschiebung der helvetischen Hauptdecke en bloc nach N abgeschoben worden oder abgeglitten, dann müssten zunächst die nördlichsten beweglichen Teile des helvetischen Flysches, zusammen mit Teilen des auflagernden penninischen Flysches der Decke vorausgeeilt und unter den Schlitten geraten sein. Es müssten dann, wenn Randflysch und Glarner Flysch einer einheitlichen derartigen vorausgeeilten Flyschmasse ihre Entstehung verdanken sollten, im Randflysch die nördlichsten Faziesregionen des vormarschierten helvetischen Flysches, im Blattengratkomplex die nächstsüdlicheren enthalten sein, an beiden Orten kombiniert mit Teilen der aufliegenden penninischen Flyschmasse. Auf dem Deckenrücken wären die an den Blattengratkomplex anschliessenden südlichsten Fazieszonen des südhelvetischen Flysches nachgerückt. Wenn wir die helvetischen Anteile des Randflysches mit 1, den Blattengratflysch mit 2 und den helvetischen Flysch auf dem Deckenrücken mit 3 bezeichnen, so müssten sich die Fazieszonen dieser tektonischen Elemente im ursprünglichen Ablagerungsraum in der Reihenfolge 1—2—3 aneinanderfügen, woran sich dann die Fazies des penninischen Flysches 4 reihen würde. Eine solche Disposition stimmt aber mit den tatsächlich zu beobachtenden Faziesverwandtschaften nicht überein. Wir beobachten innerhalb des Glarner Flysches einen ziemlich genau und kontinuierlich zu verfolgenden Übergang der Fazies vom südhelvetischen Blattengratflysch zum penninischen Sardona-flysch, d. h. von 2 unmittelbar nach 4. Dass sich zwischen Blattengratflysch und Sardona-flysch in der ursprünglichen Disposition im Ablagerungsraum etwa noch Faziesstreifen einfügen sollten, welche wir heute im Randflysch oder im Profil des Sihltales in der

äusseren und inneren Zone des Einsiedler Flysches beobachten, das ist sehr unwahrscheinlich. Dem widerspräche schon die Tatsache, dass die höchsten Schuppen des Blattengratkomplexes mächtige Wangschichten zeigen; Randflysch, äussere und ein Teil der inneren Einsiedlerzone aber nur Amdenerschichten. In der Äusseren Zone des Einsiedler Flysches beobachten wir zudem in den höchsten Schuppen eine viel nähere Verwandtschaft der Fazies der Einsiedler Nummulitenkalkbänke zu derjenigen der Inneren Zone des Einsiedler Flysches als z. B. zu den tiefsten, nördlichsten Schuppen des Blattengratkomplexes. Ferner bestehen von der Inneren Zone des Einsiedler Flysches die nächsten faziellen Beziehungen zu den auf dem Rücken der Drusberg-Teildecke ortsfest gebliebenen Alttertiärrelikten der Fidlersberg-Spirstock-Zone.

Als ursprüngliche Hintereinanderordnung der heute räumlich getrennten Komplexe muss also im Prinzip angenommen werden: Äussere Zone des Einsiedler Flysches (Randflysch) — Innere Zone des Einsiedler Flysches — Fidlersberg-Spirstockzone — Blattengratflysch — Ragazer Flysch — Penninischer Flysch. Was den letzteren betrifft, so kann auf Grund fazieller Argumente allein z. Z. noch nicht ausgemacht werden, ob der Sardonaflysch N oder S des Wäggitaler Flysches einzuordnen ist.

Die in der Hintereinanderfolge der Zonen des Einsiedler Flysches zu beobachtenden Faziesverwandtschaften sind so eng, dass man sich auch nicht vorstellen kann, auf welche Weise z. B. ein so breiter Ablagerungsstreifen, wie wir ihn für die Abwicklung des Blattengratflysches benötigen, irgendwie aus dem Innern des Faziesstreifens des Einsiedler Flysches herausgeschnitten sein könnte. Im Gegenteil beobachtet man eigentlich im Faziesquerprofil des Blattengratflysches genau dieselbe vollständige Faziesverwandlung wie auf dem Deckenrücken im Einsiedler Flysch. Die Fazies der tiefsten Blattengratschuppen zeigt dieselben Gallensisgrünsandkalke, wie sie am Aubrig und bei Lauerz am N-Rand des Einsiedler Flysches vorkommen. Der Ablagerungsstreifen des Blattengratkomplexes beginnt also im NW mit dem selben Faziesstreifen, wie die Äussere Zone des Einsiedler Flysches. Von da an durch die Schuppen des Blattengratflysches in SE-licher Richtung durch das Faziesprofil fortschreitend, beobachtet man genau denselben Austausch der früh-mitteloocaenen Nummulitenkalke mit *N. gallensis* durch die untereoacaenen Nummulitenkalke und dieselbe langsame Veränderung in der Ausbildung der letzteren, wie wir sie im Einsiedler Flysch von NW nach SE beobachten. Wir können deshalb sagen, dass der Blattengratflysch inkl. Ragazer Flysch dieselben isopischen Zonen enthält, welche im Einsiedler Flysch auf dem Deckenrücken enthalten sind.

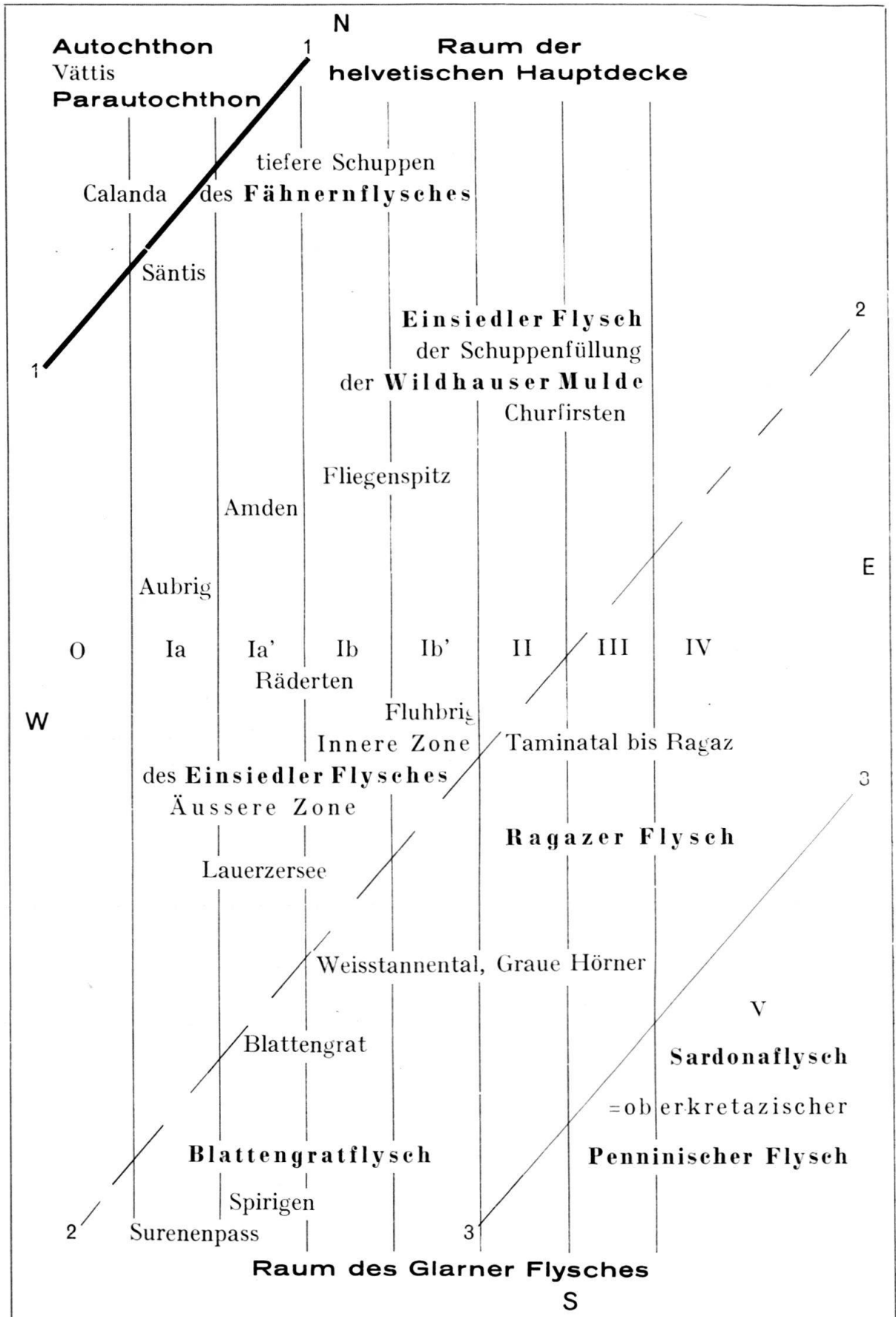
Diese Ähnlichkeit der Faziesabfolge innerhalb des Blattengratkomplexes und des Einsiedler Flysches kann nicht etwa durch eine ursprüngliche Wiederholung ähnlicher Faziesstreifen an anderer Stelle des Ablagerungsraumes erklärt werden. Sondern wir müssen zugeben, dass der Ablagerungsraum, aus dem der Flysch des Blattengratkomplexes herausgeschnitten ist, irgendwie so seitlich und in der unmittelbaren Verlängerung des Ablagerungsraumes des Einsiedler Flysches gelegen haben muss, dass sich dieselben isopischen Zonen aus dem einen Raum unmittelbar in den anderen fortsetzten. Man könnte unter diesen Umständen geneigt sein anzunehmen, dass der Raum des Blattengratflysches in der alpinen Streichrichtung seitlich, d. h. nordöstlich neben demjenigen des Einsiedler Flysches gelegen habe. Ein solches Verhältnis ist aber nicht gut möglich, da wir auch E vom Sihltal noch Einsiedler Flysch auf dem Deckenrücken finden, über Wildhausermulde und Fähnern bis hinaus ans Rheintal. Im Querprofil Fähnern-Wildhaus

beobachten wir noch stets dieselbe vollständige Faziesabfolge auf dem Deckenrücken, wie im westlichen Querprofil des Einsiedler Flysches oder im Blattengrat- und Ragazer Flysch. Da aber derselbe Ablagerungsstreifen nicht wohl an zwei Orten zugleich anwesend sein kann, so können wir den Blattengratkomplex auch nicht NE des Gebietes des Einsiedler Flysches des Sihltales einordnen.

Dies ist aber auch nicht nötig, denn die Lösung dieses Dilemmas liegt in einem bekannten Phänomen, das ja schon J. BOUSSAC beobachtet hat, nämlich der schiefen Überkreuzung der Isopen des Alttertiärs mit der helvetischen Faltenrichtung. Die Isopen weichen von der helvetischen Faltenrichtung, wenn wir der letzteren gegen NE folgen, gegen links, d. h. gegen N hin ab. Noch mehr als in den von BOUSSAC so genau untersuchten Zonen der SW-Schweiz lässt sich dieses Phänomen nach meinen Untersuchungen an den isopischen Zonen der südhelvetischen Bezirke der NE-Schweiz beobachten. Ich habe bereits oben darauf hingewiesen, dass die isopischen Zonen der Entwicklung der helvetischen Oberkreide in der Gegend des Rheintales direkt N-S verlaufen und auch die isopischen Zonen der Ausbildung des Alttertiärs, insbesondere der Fazieszonen der untereoocänen Einsiedler Nummulitenkalke, laufen angenähert in dieser Weise, vielleicht noch etwas mehr gegen NNE. Dies heisst aber soviel, dass jeder mit helvetischem Faltenstreichen aus dem Ablagerungsraum herausgeschnittene Streifen nicht eine einheitliche Fazies, sondern, wenn man in seiner Längsrichtung fortschreitet, eine ganze Reihe isopischer Zonen des Flysches von W nach E nebeneinander geordnet enthält. Auf diese Weise ist es möglich, dass der Blattengratkomplex ursprünglich SE, alpenwärts, seitlich neben den auf dem Deckenrücken beheimateten Einsiedler Flyschmassen des Sihlquerprofils gelegen hat und trotzdem, in Schuppen aufgehäuft, wieder ganz dieselbe Faziesabwandlung zeigt. Die isopischen Zonen des Einsiedler Flysches setzten sich südlich in das Gebiet fort, aus welchem der Blattengratkomplex stammt. Es steht nun auch von seiten der Faziesverhältnisse nichts mehr im Wege, dass die heutigen tektonischen Komplexe in einem NW-SE-Profil durch den ursprünglichen Ablagerungsraum sich in folgender Weise hintereinander ordnen: Einsiedler Flysch-Blattengratkomplex-Sardonaflysch. Ein Profil senkrecht zum helvetischen Streichen stellt aber kein Profil senkrecht zu den isopischen Streifen des Ablagerungsraumes dar; ein solches müsste mehr W-E laufen. Das Profil durch den Einsiedler Flysch-Wildhauser Flysch auf dem Deckenrücken und das Profil durch den Komplex Blattengratflysch-Ragazer Flysch stellen meiner Auffassung nach in einem wahren Querschnitt W-E durch den Ablagerungsraum, senkrecht zu dessen isopischen Zonen, zwei parallele Profilkulissen dar, die nicht hintereinander geordnet werden können. Die ursprüngliche Anordnung der tektonischen Komplexe im Ablagerungsraum könnte etwa in erster Annäherung mit umstehendem Karten-Schema des letzteren dargestellt werden.

Die *Mise en place* der Flyschmassen der NE-Schweiz können wir uns nach dieser Klärung auch der faziellen Zusammenhänge wie folgt vorstellen:

In einer Vorphase der helvetischen Faltung wurde eine aus der Flyschhaut des äussersten südhelvetischen und des benachbarten penninischen Flyschtroges bestehende Flyschdecke gegen NW verschoben. Die Front des penninischen Flyschanteils (Sardonaflysch) überholte dabei etwas die im Vorfeld zusammengeschürften südhelvetischen Anteile (Blattengratkomplex); auch war der Einschub dieser höchsten Flyschmassen unter verstärktem Einfluss des ostalpinen Motors vielleicht etwas stärker E-W gerichtet als in den tieferen Schuppen, sodass die



Überholung des Blattengratkomplexes vor allem in Richtung gegen W stattfand. Während der Haufen des helvetischen Flysches bis über das heutige Aarmassiv hinweggefegt wurde, rückten hinten immer südlichere Teile (event. Wäggitaler Flysch) über das noch ruhig liegende Gelände des mittelhelvetischen Schelfgebietes nach. Danach vollzog sich bei der Hauptphase der helvetischen Deckenbildung die Deckendurchscherung in bereits beschriebener Weise und führte zur Überfahung der heute als Glarner Flysch vorliegenden, sogenannten „eingewickelten“ Flyschmassen.

Für alle übrigen Phänomene der heutigen Disposition der Flyschmassen in der NE-Schweiz möchte ich die Ursache nicht mehr in dieser ersten Phase der helvetischen Faltung, sondern in der Hauptphase selbst suchen, der die helvetische Hauptdecke selbst ihre *Mise en place* verdankt. Die übrigen Verschiebungen der Flyschmassen, die für mich nurmehr Begleiterscheinungen dieser Überschiebung der Hauptdecke selbst sind, können ungefähr wie folgt sich vollzogen haben:

1. Teilphase: Mit dem Vorrücken der Säntis-Drusberg-Decke und der Entwicklung ihrer Rückenfallen (Räderten-Teildecke, Drusberg-Teildecke) gelangten die südlichsten Teile der vorerst mit ihrer Kreideunterlage im normalen Verband gebliebenen Flyschmassen des Deckenrückens relativ zu ihrer Unterlage in eine selbständige Bewegung. Es betrifft dies vor allem den mit mächtigen beweglichen Amdenerschichten versehenen Oberkreide-Tertiär-Mantel der Drusberg-Teildecke, welcher als eine mächtige „Flyschlawine“ der Front der Drusberg-

Kartenschema des helvetisch-nordpenninischen Ablagerungsraumes der NE-Schweiz, mit den isopischen Zonen der oberkretazisch-alttertiären Flyschbildungen.

- 0-IV NNE-SSW-streichende isopische Streifen der faziellen Ausbildung des helvetischen Alttertiärs (Nummerierung übereinstimmend mit Lit. 26, Taf. XII, I., Einzelheiten siehe dort).
- 0 = Zone der nordhelvetischen Grünsande mit *Assilina exponens* (Mittleleocaen).
- Ia = Zone der Grünsande mit *Nummulites gallensis* ARN. HEIM (basales Mittleleocaen), transgressiv auf Amdenerschichten.
- Ia' = Zone der Kalke mit *Num. gallensis* (basales Mittleleocaen), transgressiv auf Amdenerschichten.
- Ib = Zone der normalen untereocaenen Einsiedler Nummulitenkalke, transgredierend auf Amdenerschichten.
- Ib' = Zone der Einsiedler Nummulitenkalke, transgredierend zumeist auf Wangschichten.
- II = Zone der nicht mehr transgressiven untereocaenen Einsiedler Nummulitenkalke über einer Basis untereocaener Schiefer und zumeist bereits flyschartiger Oberkreide (Typus Pfäfers).
- III = Zone des Ausklingens der untereocaenen Nummulitenkalke in den untereocaenen Schiefen, letztere meist über bereits wildflyschartigem Wangniveau.
- IV = Zone mit Ragazer- oder Guschakopfsandstein an Stelle der untereocaenen Nummulitenkalke.
- V = Zone des überwiegend oberkretazischen Penninischen Flysches (volle Ausbildung des Sardonaflysches).
- 1—1 SW-NE-streichende Ausbisspur der nachmaligen basalen Überschiebungsfläche der helvetischen Hauptdecke (Säntis - Drusberg - Verrucanodecke).
- 2—2 SW-NE-streichender Stirnrand des von der vor-helvetischen Flyschabschiebung erfassten südhelvetischen Gebietes (= Ausbisspur der basalen Schubfläche der Decke des Glarner Flysches).
- 3—3 SW-NE-streichende Ausbisspur der basalen Scherfläche der Grossschuppe des penninischen Sardonaflysches.

Teildecke (Fluhbrigstirnfalte) sozusagen vorausläuft, dabei die bereits in der Vorphase überschobenen penninischen Flyschmassen des Wäggitaler Flysches auf dem Rücken mittragend. Ob man sich diesen Vorgang, wie es nicht unwahrscheinlich ist, einfach als eine gleittektonische Verselbständigung der beweglichen Flyschmassen des Deckenrückens vorstellen will oder noch als einen eigentlichen Überschiebungsvorgang, macht keinen wesentlichen Unterschied. Der Einsiedler Flysch zwischen Vierwaldstättersee und Linth ist zur Hauptsache die weiter vorgezogene Umhüllung der Drusberg-Teildecke, vielleicht noch mit zusammengefügten Rückenteilen auch des Mantels der Räderten-Teildecke.

Im E stellt die Schuppenfüllung der Wildhauser Mulde mit ihren Amdenerschichten, Einsiedler Nummulitenkalken und mächtigen Fleckenmergelmassen eine analoge, nicht sehr weit vom Rücken der südlichen Drusberg-Decke abgeschobene Flyschmasse dar. In ähnlicher Weise sind auch die tieferen Schuppen des Fährnerflysches (vielleicht ohne den Gipfelsandstein dieses Berges) nichts anderes als die mechanisch verselbständigten Oberkreide-Alttertiärhüllen aller südlichen Säntisfalten inklusive Hohkasten-Teildecke, die sich in disharmonischer Faltung von ihrer ursprünglichen stratigraphischen Unterlage entfernt haben.

2. Teilphase: Auf dem Rücken dieser nur unweit und bereits in engem tektonischem Zusammenhange mit der Ausbildung der Rückenfallen der Decke von ihrer Unterlage abgewanderten südhelvetischen Flyschmassen lag als passive Fracht die ihnen in der 1. Phase überschobene Decke des Wäggitaler Flysches. Die weitere Ausbildung der grossen liegenden Teilfalten des Deckenrückens Räderten und Drusberg hat bewirkt, dass die Schuppenmasse des Einsiedler Flysches in die Mulde zwischen diese beiden Teildecken „eingewickelt“ wurde und im Kern der Einwicklungsmulde liegt, wie dies im Querschnitt des Sihl- und des Wäggitales gut zu sehen ist, von der Entwicklungsbewegung ebenfalls erfasst, der Wäggitaler Flysch. Diese Einwicklung wurde von KRAUS im Profil Fig. 2 von Lit. 22 durchaus richtig gezeichnet. Falls die Sandsteinflyschmassen im Oberseetal noch zum Wäggitaler Flysch gehören, so hat eine ähnliche Einwicklung auch unter der Stirn der Räderten-Teilfalte stattgefunden. Bei diesen Vorgängen auf dem Deckenrücken handelt es sich um echte Einwicklungsvorgänge, die nach dem mechanischen Schema der Hypothese C, d. h. durch Überrollungsbewegungen zustande kamen, von denen die bereits abgefahrene „Flyschlawine“ nachträglich betroffen wurde.

Weiter im E hat in der Wildhausermulde zwar keine eigentliche Einwicklung der hangenden Flyschmassen mehr stattgefunden, doch sehen wir immerhin die Schuppen des Wildhauser Flysches passiv tief in die Wildhauser Synklinale eingemuldet, wie wenn sie einfach das jüngste Schichtglied der Kreideseerie der Säntis-Churfürsten-Platte darstellten. Auch hier ist die relative Verschiebung der südhelvetischen Flyschmassen des Deckenrückens den letzten Deformationen dieses Rückens selbst vorausgegangen.

3. Eine letzte Teilphase der Deformation der Flyschmassen auf dem Deckenrücken steht im Zusammenhang mit der Schlussphase der helvetischen Deckenbildung, der Entstehung der Randkette der Säntis-Drusberg-Decke. Diese letzte Deformation der hangenden Flyschmassen verläuft nun wahrscheinlich nach dem Schema A: Die Front der helvetischen Hauptdecke fährt über die ihr bereits vorausgeeilten Flyschmassen hinweg. Da die letzteren am Molasserand gebremst wurden, kann man sich mechanisch leicht vorstellen, dass die Hauptbewegungszone sich etwas alpeneinwärts verlegte und zu einer Aufschiebung der steiferen Kreidestirn der Hauptdecke auf die vorausgeeilten Flysch-

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.