

Eocaene Paläogeographie und Paläotektonik des Helvetikums

Autor(en): **Herb, René**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **81 (1988)**

Heft 3

PDF erstellt am: **22.05.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-166197>

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.

Eocaene Paläogeographie und Paläotektonik des Helvetikums

Von RENÉ HERB¹⁾

In memoriam WOLFGANG LEUPOLD (1895–1986)

ZUSAMMENFASSUNG

Anhand einer Serie von paläographischen Karten wird die Entwicklung des helvetischen Ablagerungsraums während des Eocaens dargestellt und im Lichte der in diesem Zeitabschnitt sich verstärkenden mesoalpiner Krustenbewegungen sowie der eustatischen Meeresspiegelschwankungen diskutiert. Das helvetische Palaeogen ist eine in nordwestlicher Richtung migrierende, grundsätzlich transgressive Sedimentfolge, die jeweils mit kalkigen, sandigen oder glaukonitreichen Flachwassersedimenten beginnt, anschliessend als Folge starker Subsidenz von pelagischen bis hemipelagischen Globigerinenmergeln überlagert wird und vor der Überdeckung durch die von Südosten heranrückende Deckenfront eine Phase von Flyschsedimentation durchläuft. In den neritischen Sedimenten bilden sich insgesamt sieben grössere Transgressionsphasen ab. Die beiden ersten, etwa Mitte Paleocaen und Wende Paleocaen/Eocaen, sind eustatischen Meeresspiegelanhebungen zuzuschreiben; im Anschluss an die jeweils folgende Regression wurden die Sedimente bis auf Relikte wieder abgetragen. Die Subsidenz beginnt in den südöstlichen Abschnitten im Cuisien. Sie ist jedoch in Gebieten mit neritischer Sedimentation bis zum Ende des Mittel-Eocaens und z. T. im Priabonien noch schwach, so dass sich innerhalb der Einsiedler Nummulitenkalke (Cuisien) und der Bürgen-Formation (mittleres Lutétien) regressive Tendenzen einstellen können. Die durch die heranrückenden penninischen Decken verursachte Krustenbelastung führt zu verstärkter Subsidenz und damit zum Übergang in die Sedimentation der Globigerinenmergel. Gleichzeitig hebt sich im Westen und Nordwesten im Mittel-Eocaen eine Hochzone mit tiefgreifender Verkarstung heraus. Gegen das Ende des Mittel-Eocaens (Klimsenhorn-Formation) und vor allem im Priabonien (Hohgant-Formation, Calcaires à petites Nummulites) werden Sediment- und Faziesverteilung überwiegend durch ein SW–NE verlaufendes System von synsedimentären Abschiebungen mit jeweils absinkendem Südost-Flügel bestimmt. Zahlreiche Konglomeratvorkommen in den ober- bis teilweise mittelbathyalen Globigerinenmergeln sind Zeugen dieser Bruchbewegungen. Am Ende des Eocaens etabliert sich die entstehende alpine Vortiefe in Form der von einem andesitischen Inselbogen-Vulkanismus beeinflussten Taveyannaz-Formation mitten im helvetischen Ablagerungsraum.

ABSTRACT

The evolution of the Helvetic domain of the Swiss Alps during the Eocene is shown in a series of paleogeographic maps and is interpreted as the product of increasing mesoalpine movements as well as of eustatic sea level changes during this period. The Helvetic Paleogene is a transgressive, northwestward-migrating sedimentary sequence. Neritic limestones, sandstones or glauconite-rich deposits at the base are followed by pelagic to hemipelagic Globigerina Marls which in turn grade into flysch. Sedimentation was then terminated on the arrival of more internal nappe units.

Seven main transgressive phases can be recognized within the sequence of neritic sediments. The first two, in the middle of the Paleocene and at the Paleocene/Eocene boundary, are due to eustatic sea level changes. Only relicts of these two transgressive phases escaped erosion in the subsequent regressive phases. In southeastern areas,

¹⁾ Geologisches Institut der Universität Bern, Baltzerstrasse 1, CH–3012 Bern.

subsidence commenced in the Cuisian and accelerated in the Lutetian. Subsidence began progressively later towards the northwest, but remained gentle in areas of neritic deposition right up to the end of the Middle Eocene and locally also into the Late Eocene. The Cuisian (Einsiedeln Formation) and the Middle Lutetian (Bürgen Formation) both show evidence of regression. The Middle Eocene Globigerina Marls were deposited in subsident areas at the same time as northwestern and western areas were uplifted and experienced karstic erosion. Sediment and facies distributions towards the end of the Middle Eocene (Klimeshorn Formation), and especially during the Late Eocene (Hohgant Formation, Calcaires à petites Nummulities) were primarily controlled by a system of SW-NE-oriented normal faults which produced rapid subsidence in their southeasterly hangingwalls. Numerous occurrences of conglomerates within the hemipelagic Late Eocene Globigerina Marls bear witness to this fault activity. At the end of the Eocene the newly formed Alpine foredeep is documented by the Tavayannaz Formation which is influenced by an island arc type andesitic volcanism.

Einleitung und palinspastische Grundlagen

Im helvetischen Raum, wozu wir die Bereiche des sog. Autochthons und Parautochthons sowie die helvetischen Decken rechnen, ist die Sedimentationsgeschichte während des Eocaens dadurch gekennzeichnet, dass der Südrand der europäischen Kontinental-

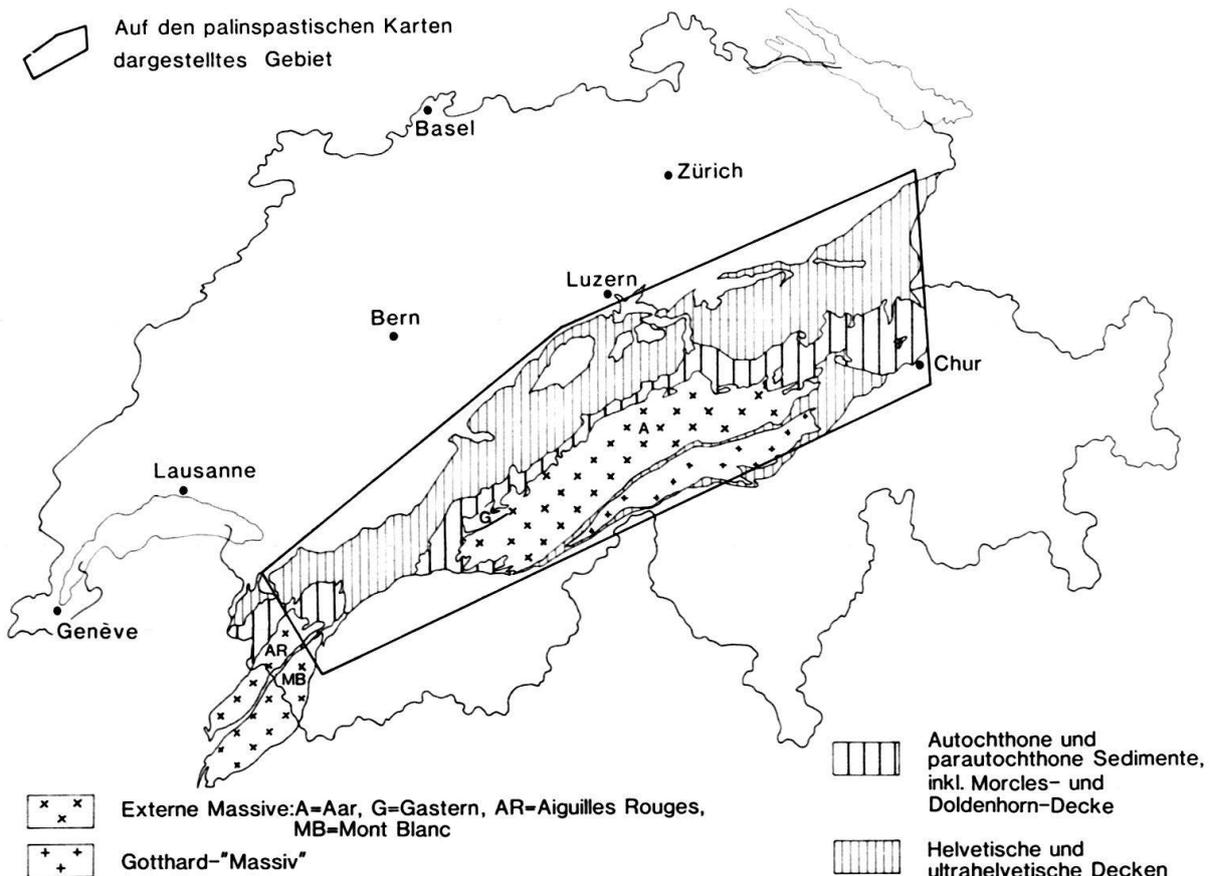


Fig. 1. Karte des behandelten und in den Figuren 2, 3, 7-9, 11, 12 und 14 in palinspastischer Rekonstruktion dargestellten Gebiets.

Fig. 1. Map of the area treated in this paper and shown in restored reconstruction prior to alpine thrusting in Figures 2, 3, 7-9, 11, 12 and 14.

platte allmählich in die initiale Phase der mesoalpinen Orogenese nach TRÜMPY (1980) einbezogen wird. Während des Paleocaens und frühen Eocaens, z. T. noch während des Mitteleocaens ist der penninische Raum durch eine Reihe von Flyschtrögen gekennzeichnet (z. B. Wägitaler Flysch, Prättigau-Flysch, Schlieren-Gurnigel-Flysch), wogegen im helvetischen Raum die Flyschfazies erst ab späterem Mittel-Eocaen zunächst die südöstlichen Teile und das Ultrahelvetikum ergreift, dann aber im Verlauf des Eocaens und ältesten Oligocaens den gesamten helvetischen Raum rasch durchquert. Diese Flyschsedimentation findet ihr Ende jeweils mit der Überdeckung durch die von Südosten heranrückende Deckenfront. Sie ist zugleich Abschluss der klassischen dreigliedrigen transgressiven Sedimentationsentwicklung, die mit Flachwasserkarbonaten und Sandsteinen einsetzt und über hemipelagische bis pelagische Globigerinenmergel zur Flyschsedimentation führt.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, den zeitlichen Ablauf dieser Ereignisse sowie die Paläogeographie der einzelnen Etappen übersichtsmässig darzustellen. Dabei wird auf lokale Details nur dann eingegangen, wenn dies für das Verständnis grundsätzlich notwendig ist. Schliesslich soll nach Möglichkeit den Mechanismen nachgegangen werden, welche das beobachtete Sedimentationsmuster erzeugt haben. Insbesondere wird abzuklären sein, ob bei der schubweise erfolgten Transgression wenigstens in der Flachwasserphase eustatische Meeresspiegelschwankungen zu erkennen sind, oder ob die gesamten Abläufe mit tektonisch induzierter Subsidenz zu erklären sind.

Seit der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts haben sich bedeutende Geologen und Stratigraphen mit dem helvetischen Tertiär auseinandergesetzt, allen voran F. J. KAUFMANN (1867, 1872, 1886), ARN. HEIM (1908), J. BOUSSAC (1912) und W. LEUPOLD, dessen grossangelegte Monographie «Studien zur Nummuliten-Stratigraphie des alpinen und westeuropäischen Alttertiärs» von 1939 leider unpubliziert geblieben ist. Die wichtigsten Resultate daraus sind immerhin auszugsweise in den Arbeiten von 1934 (JEANNET, LEUPOLD & BUCK), 1938 und 1943, sowie, ergänzt durch inzwischen dazugekommene Resultate seiner Schüler, in mehreren Artikeln des Internationalen Stratigraphischen Lexikons (1966) zugänglich gemacht worden.

Grundlage einer Darstellung der paläogeographischen Entwicklung im Eocaen ist die palinspastische Karte des helvetischen Raums. In den Figuren 2–6, 8, 9 und 11 ist mit einigen Änderungen die Darstellung von FUNK (in TRÜMPY 1980) übernommen, die im wesentlichen auf den Abwicklungen von TRÜMPY (1969) für den Ostabschnitt und von FERRAZZINI & SCHULER (1979) für den Westabschnitt beruht. Dabei muss berücksichtigt werden, dass diese Rekonstruktionen vor allem in bezug auf die Abwicklungsbreiten z. T. erhebliche Fehlerquellen enthalten können, welche darauf zurückzuführen sind, dass Daten über tektonische Längungen oder Verkürzungen noch sehr sporadisch vorhanden sind. In den genannten Grundlagenkarten sind solche Längungen oder Verkürzungen grosso modo berücksichtigt, jedoch nicht in streng quantitativer Erfassung. Nicht in Rechnung gezogen wurden dagegen Streckungsbrüche, wie sie etwa aus dem Rawil-Gebiet bekannt sind (SCHAUB 1936) oder eine mögliche Horizontalkomponente entlang von Längsbrüchen. Fehler ergeben sich auch bei unrichtiger Annahme der Schubrichtung von Decken. In der Regel wird diese Richtung senkrecht zum Streichen der grossen Decken angenommen, d. h. generell SSE–NNW, doch hat PFIFFNER (1981) gezeigt, dass im Glarner Querschnitt mindestens teilweise ein S–N-Schub vorliegt, so dass eine Korrektur der gegenseitigen Position von «Autochthon» und helvetischen Decken in W–E-Richtung

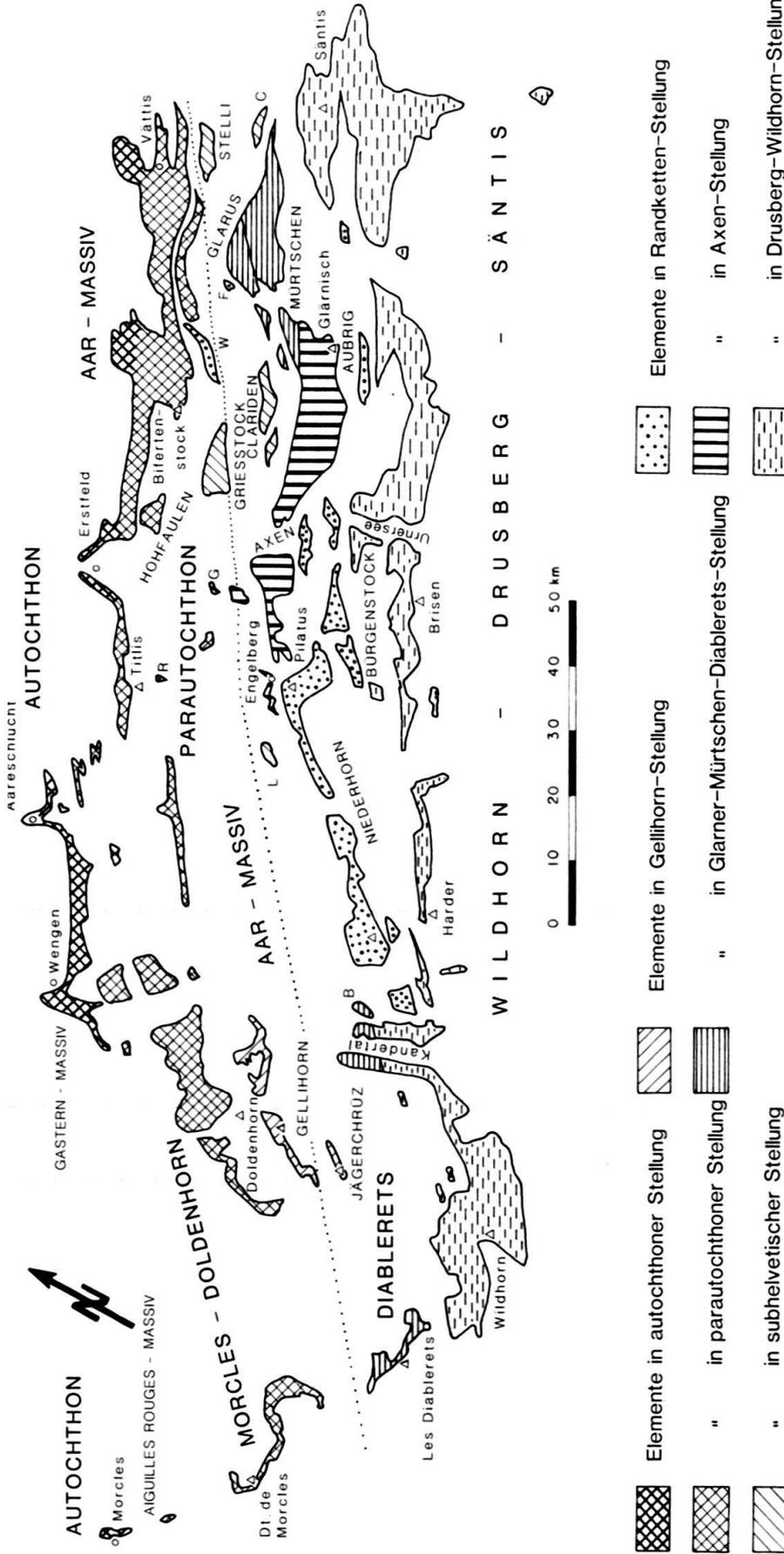


Fig. 2. Palinspastic map of the Helvetic realm between the rivers Rhine and Rhone, modified after FUNK in TRÜMPY (1980). In this map areas of Cretaceous outcrops are outlined for each major tectonic unit, the latter being restored to their original position prior to alpine thrusting. With the different signatures a grouping of the various nappes and thrust sheets into categories related by their similar tectonic position within the Helvetic nappes is attempted. Reference horizons for outlining the areas are the Schrattekalk (Barremian/early Aptian) or, in areas where it is not preserved below the Tertiary transgression, the youngest Lower Cretaceous or Upper Jurassic unit (see Fig. 7). For a general introduction to the geology of the Helvetic nappes the reader is referred to TRÜMPY (1980). The dotted line indicates the southern border of the Aar Massif.

B-Bundstock-Element, C=Chrinne-Schuppe, F=Flj-Falte, G=Gitschen-Scholle, L=Läsistock-Schuppe, R=Rotegg-Schuppe, W=Wageten

Fig. 2. Palinspastic Karte des helvetischen Ablagerungsraums zwischen Rhein und Rhone, modifiziert nach FUNK aus TRÜMPY (1980). Referenzhorizont: Schrattekalk oder, falls unter der Tertiärtransgression nicht erhalten, jüngste kompetente Kalkformation der Unterkreide oder des oberen Jura. Die punktierte Linie bezeichnet den Südrand des Aar-Massivs.

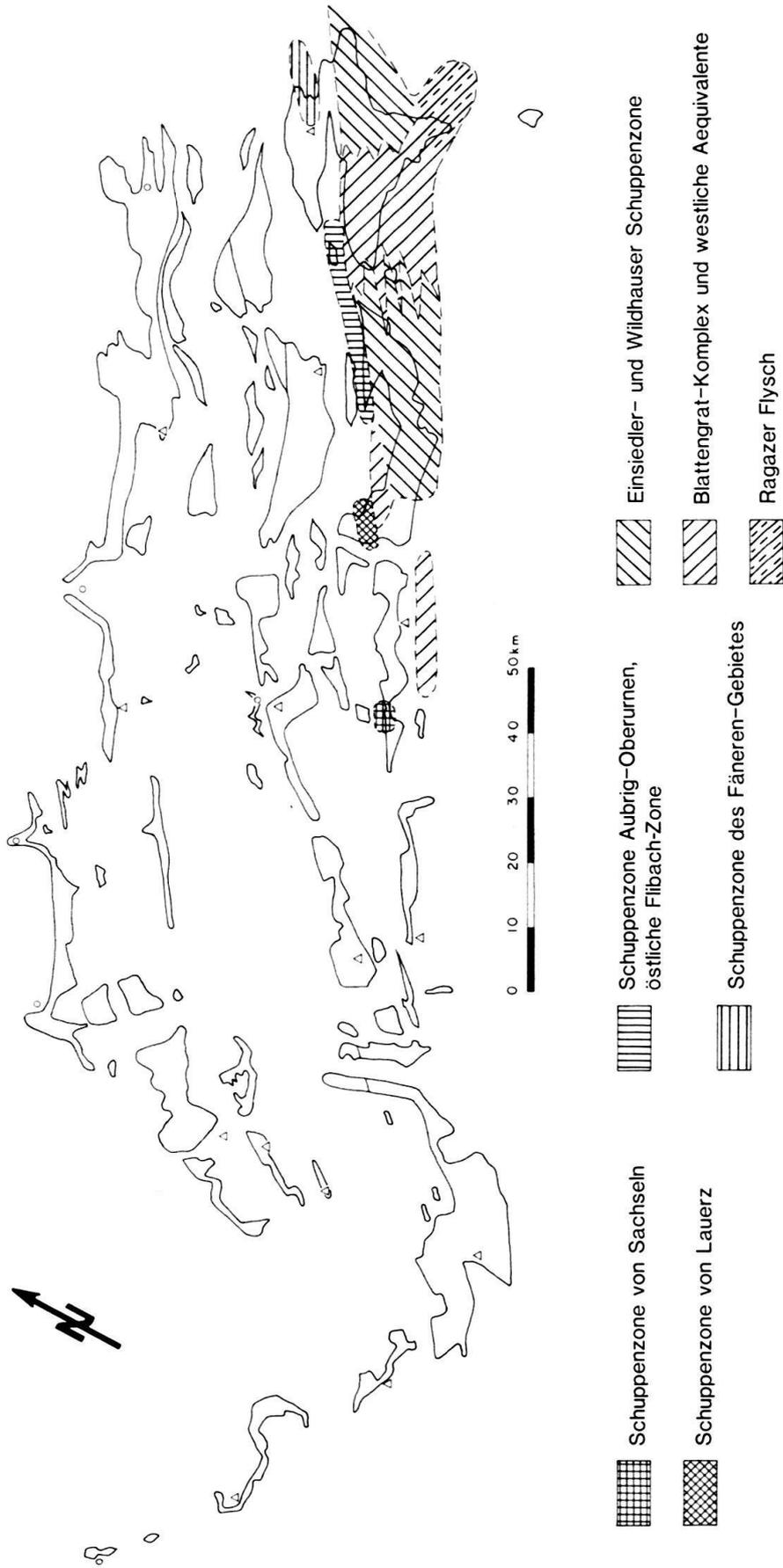


Fig. 3. Palinspastic Karte, welche die Beheimatung der südhelvetischen Oberkreide/Alttertiär-Schuppenzonen auf den helvetischen Decken zeigt. Grundlage für Figuren 7-9, 11, 12 und 14.

Fig. 3. Palinspastic map showing the approximate restored position of the southhelvetic Upper Cretaceous-Paleogene sequences prior to décollement during the early phases of the mesoalpine orogeny (early Oligocene). Such a décollement occurred mainly in areas, where the Late Cretaceous marly Amden Formation was preserved below the Tertiary transgression (Fig. 7). Restoration of these thrust sheets and zones of imbrication into their original position is more uncertain than in areas where no décollement from the earlier Cretaceous substratum occurred. Base map for Figures 7-9, 11, 12 and 14.

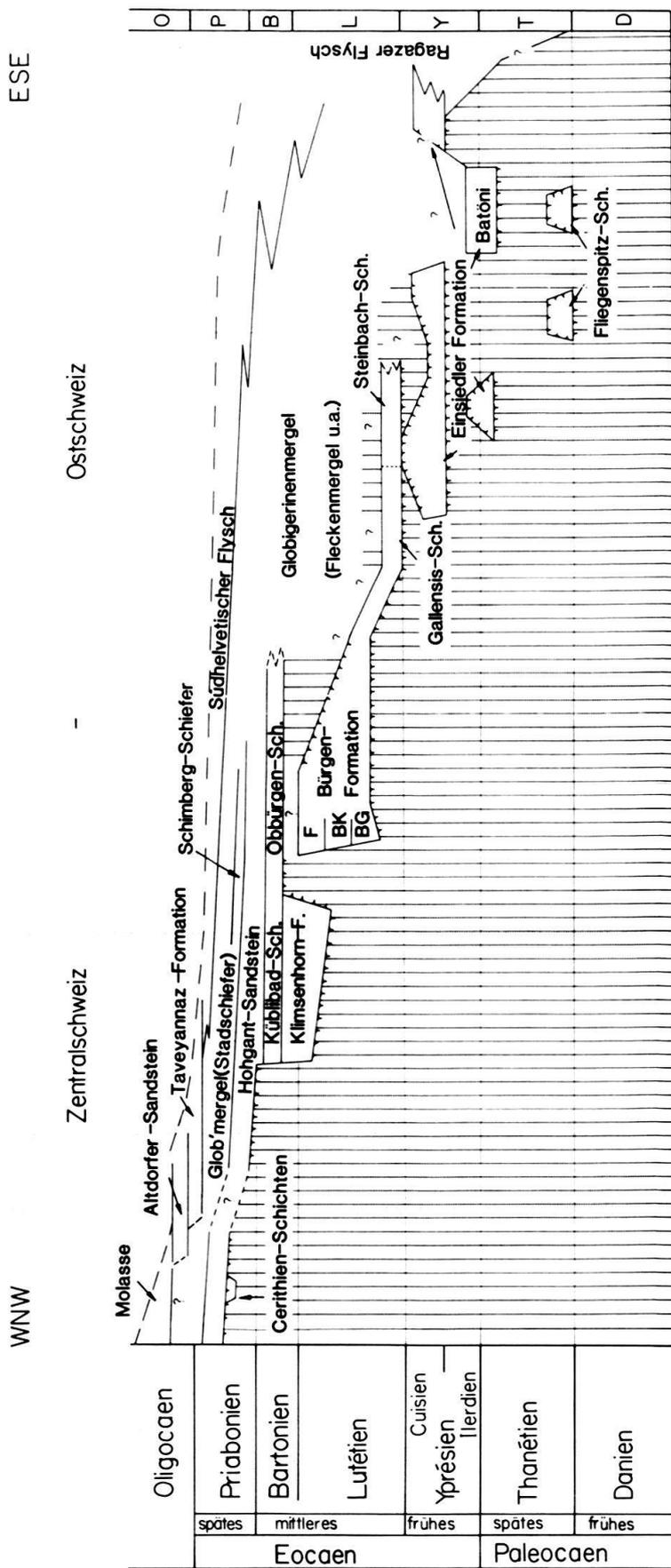


Fig. 4. Schematisches Fazies/Zeit-Profil des zentral- und ostschweizerischen helvetischen Eocaens mit stratigraphischer Nomenklatur. Der Altendorfer Sandstein der Zentralschweiz entspricht der Elmer Formation und der Matter Formation der Glarner Alpen.

Fig. 4. Facies/time-scheme in a simplified cross-section of the Helvetic Eocene of central and eastern Switzerland showing the stratigraphic nomenclature. The scheme shows the major steps of transgression, the earlier ones being caused by eustatic sea level rises, the later ones predominantly by subsidence and fault activity. The Altendorf sandstone of Central Switzerland is equivalent to the Elm and Matt Formations of the Glarus Alps.

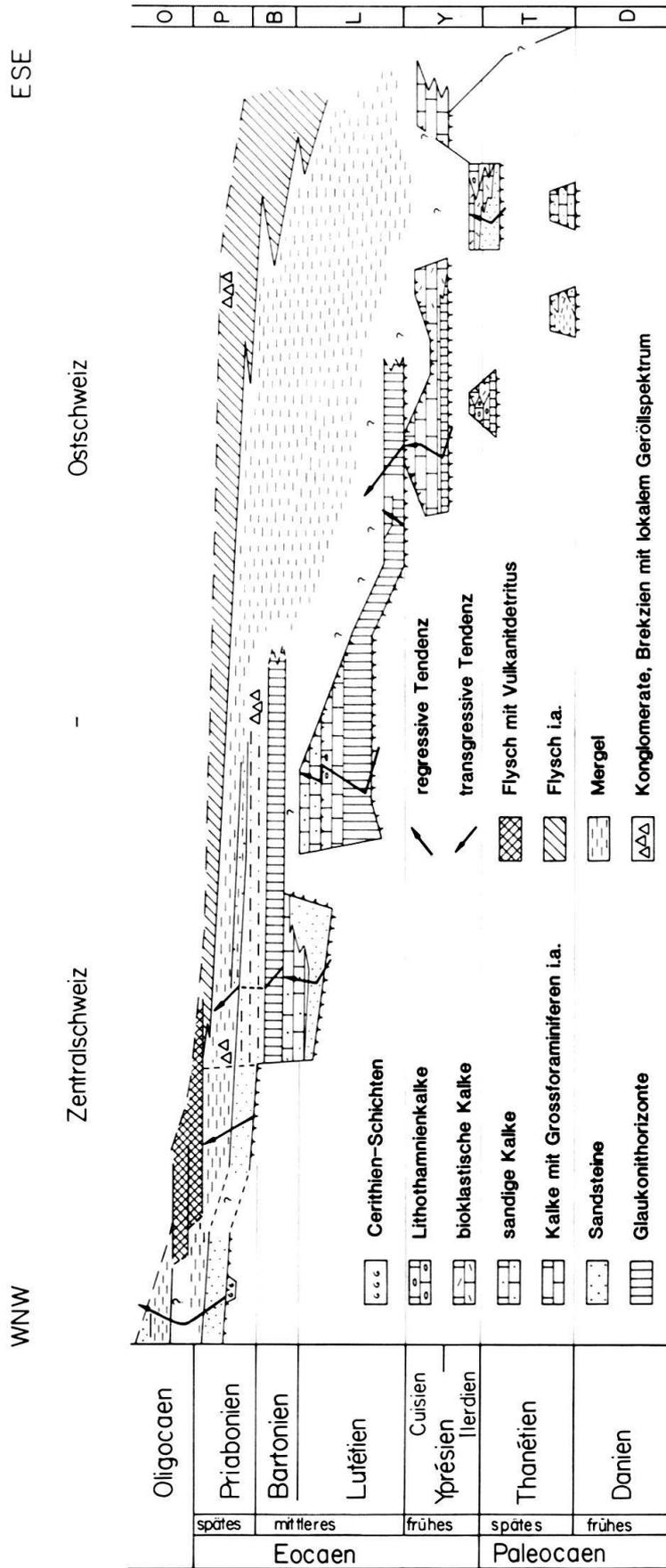


Fig. 5. Schematisches Fazies/Zeit-Profil von Figur 4 mit Angabe der dominanten Lithologien sowie der transgressiven bzw. regressiven Tendenzen.

Fig. 5. Facies/time-scheme of Figure 4 with indication of predominant lithologies and (with arrows) transgressive or regressive tendencies.

notwendig wird. Das Ausmass der notwendigen Korrektur vergrössert sich mit zunehmender Transportdistanz der Decken. Da indessen kohärente Daten über das ganze Helvetikum hinweg noch fehlen, wurden, abgesehen von der Position der Wageten (siehe unten), noch keine derartigen Korrekturen vorgenommen.

Änderungen gegenüber der Darstellung von FUNK (l. c.) betreffen folgende Gebiete (von Westen nach Osten):

1. Ergänzung der *Jägerchrüz-Schuppe*. Dieses Element ist von BUGNON (1986) beschrieben worden und wird, diesem Autor folgend, südlich der Gellihorn-Decke beheimatet. Eine Plazierung weiter nördlich, zwischen Doldenhorn- und Gellihorn-Decke (BURKHARD 1986) ist nicht undenkbar, erscheint uns aber zurzeit weniger wahrscheinlich.

2. *Kandertal-Querschnitt*: Die Untersuchungen von ZWAHLEN (1986) haben für die Wildhorn-Decke im Kandertal gegenüber der Darstellung von FERRAZZINI & SCHULER (1979) eine deutlich grössere Abwicklungsbreite ergeben. Die weiter westlich als nördlichste Elemente der Wildhorn-Decke im Fenster der Lenk noch sichtbare Deckenfront lässt sich mit der Stirn der vom Elsighorn nach Nordwesten ins Engstligental absinkenden Platte verbinden, welche ihrerseits die tieferen Falten der Wildhorn-Decke im Unterbau der Talflanken beidseits von Kandergrund deutlich überfahren hat. Diese tieferen Falten stellen ein eigenes Stockwerk dar, das grosso modo als Äquivalent der Diablerets-Decke betrachtet werden kann, allerdings keinen Jura-Anteil aufweist. Östlich der Kandertalstörung im Sinne von Zwahlen kommt auf kurze Distanz in etwas ähnlicher räumlicher Position, aber von den erwähnten Diablerets-Äquivalenten tektonisch getrennt, das Bundstock-Element (ZWAHLEN 1986) hinzu, bei dem wiederum ein Jura-Anteil vorliegt.

3. Ergänzung der Kreide-Tertiär-Anteile im Verkehrtchenkel der *Unteren Urirotstock-Decke* bzw. Rimistock-Digitation (SPÖRLI 1966) bei Engelberg und am Jochpass.

4. In der *Zentralschweiz* waren Korrekturen der gegenseitigen Plazierung einzelner Elemente vor allem im autochthon/parautochthonen Bereich notwendig.

5. Die *Wageten* ist gegenüber der Darstellung von TRÜMPY (1969) in eine nördlichere Position unmittelbar anschliessend an das Autochthon, d. h. südlich der Frisal-Linie gerückt worden. Gerade das Tertiär der Wageten zeigt zu demjenigen des Biferten-Gebiets deutlich grössere Affinitäten als zum Tertiär der südlich folgenden Glarner Decke. Nimmt man mit PFIFFNER (1981) einen von Süden nach Norden gerichteten Schub an, so lässt sich die Wageten unmittelbar westlich an die parautochthone Tschepp-Decke anschliessen, welche nach PFIFFNER (1978) an der Panixerpass-Querstörung abrupt endet.

Bemerkungen zur stratigraphischen Nomenklatur

Die Stratigraphie des helvetischen Eocaens ist besonders im Bereich der neritischen, transgressiven Sedimente durch eine Vielzahl kleinräumiger Einheiten gekennzeichnet, was sich seit Beginn der Erforschungsgeschichte in einer komplexen, oft unübersichtlichen und ständigen Interpretationswechseln unterworfenen Nomenklatur äussert. Dies gilt auch für den helvetischen Flysch, wobei hier vor allem die oft schwer entwirrbaren tektonischen Verhältnisse Hauptgrund für die Unübersichtlichkeit sind. In der vorliegenden Arbeit wird versucht, insbesondere für die neritischen Sedimentfolgen eine gewisse

Formalisierung und Stabilisierung der Nomenklatur anzustreben, indem für die zurzeit in ihren Abgrenzungen und im Sedimentinhalt gut bekannten Haupteinheiten Formationsbegriffe definiert werden. Dies betrifft die Einsiedler Formation, die Bürgen-Formation, die Klimeshorn-Formation und die Hohgant-Formation, welche jeweils als gesamtes über eine grössere laterale Erstreckung verfolgt werden können und bestimmten Zeitabschnitten entsprechen. Sie werden weiter in informal definierte Formationsglieder unterteilt, die sich oft nur in Teilregionen der Formationsverbreitung ausscheiden lassen. Für Einheiten, deren Sedimentinhalt, stratigraphische Position oder Beziehung zu benachbarten Einheiten noch wenig erforscht ist, z. B. die Gallensis-Schichten oder die Calcaires à petites Nummulites, wird einstweilen eine informale Nomenklatur beibehalten. In Bezug auf die Taveyannaz-Formation werden Abgrenzung und Unterteilung von SIEGENTHALER (1974) übernommen. Die Figuren 4 und 6a geben eine Übersicht über die in dieser Arbeit verwendete Nomenklatur.

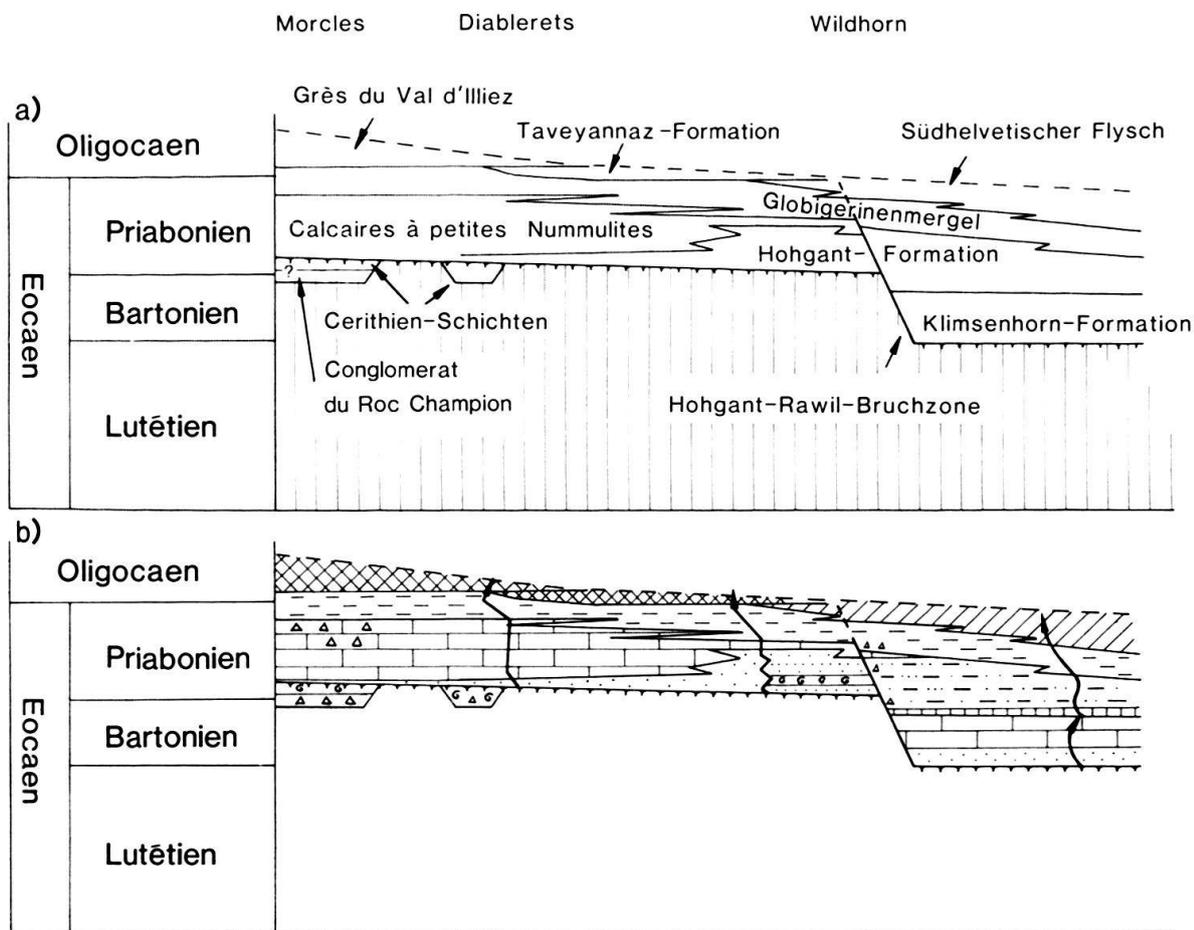


Fig. 6. Generelle Alters- und Faziesbeziehungen im Eocaen des westlichen Helvetikums. Der Übergang zwischen dem Hohgant-Sandstein im mittleren Teil und den «Calcaires à petites Nummulites» im nordwestlichen Teil der Wildhorn-Decke ist nur teilweise untersucht worden und daher hypothetisch.

Fig. 6. Generalized facies/time scheme for the Tertiary of the Helvetic nappes of western Switzerland (Bernese Oberland and Alpes Vaudoises). The transition from the Hohgant Formation to the "Calcaires à petites nummulites" has so far not been investigated everywhere and is hypothetical. The age of the brackish water Cerithium beds is also uncertain.

Charakterisierung der stratigraphischen Einheiten und Kommentar zu den paläogeographischen Karten

Karte der abgedeckten Tertiärunterlage (Fig. 7)

Bei dieser Darstellung handelt es sich nicht um eine geologische Karte zu einem bestimmten Zeitpunkt des Eocaens, sondern lediglich um eine kartographische Darstellung derjenigen mesozoischen Formationen, welche beim Einsetzen der diachronen Transgression in den entsprechenden Gebietsabschnitten entblösst waren. Entsprechend der von Südosten nach Nordwesten fortschreitenden Transgression dauerte die Trockenlegung im Westen und Nordwesten länger an, nämlich bis an die Basis des Priabonien, und man könnte somit dort eine tiefgreifende Erosion erwarten. Dies entspricht, von Osten her kommend, bis ins Berner Oberland auch weitgehend den Tatsachen, abgesehen von einigen Unregelmässigkeiten im Bereich des südlichen Autochthons und Parautochthons der Ostschweiz, die aber aus Gründen des Maßstabs hier nicht dargestellt sind.

Weiter im Westen greift die Erosion wieder weniger tief in die Kreide hinab, so dass in der nördlichen Zentralschweiz und im Berner Oberland generell eine schwache Aufwölbung vorliegt. Von Interesse ist auch eine Depression in der Morcles-Decke. Diese wird im Sinne einer Arbeitshypothese mit einer entsprechenden Struktur in der Doldenhorn-Decke korreliert, wo sich auf den Lämmernplatten am Gemmipass die Kreideschichtreihe lokal bis ins Niveau des unteren Schrattekalks vervollständigt.

Im Westabschnitt wird die Depression in der Morcles-Decke gefolgt von einer Hochzone im südlichen Aiguilles-Rouges-Massiv, wo schliesslich, dokumentiert durch die Blockhorizonte im Verkehrtshorn der Morcles-Decke, die ganze Schichtreihe bis auf das Kristallin erodiert wurde. Am Nordrand des Aiguilles-Rouges-Massivs erholt sich dann die Kreide-Schichtreihe sehr rasch wieder bis ins Barrémien.

Nicht diskutiert wird hier die ursprüngliche Ausdehnung der einzelnen Kreideformationen nach Norden. Diese war bestimmt sehr unterschiedlich und reflektierte das komplexe Zusammenspiel von Subsidenzgeschichte und eustatischen Meeresspiegelschwankungen (FUNK 1985). Es darf vermutet werden, dass einzelne Formationen der Oberkreide, insbesondere der Seewer Kalk, eventuell auch die Amdener Formation, den gesamten helvetischen und autochthonen Bereich bedeckt haben.

Eine andere Fragestellung betrifft Zeitdauer und Art der präeocaenen Erosionstätigkeit: subaerisch oder submarin? Bisher wurde diskussionslos eine Landphase mit subaerischer Erosionstätigkeit angenommen, was im Hinblick auf die weltweite Regression gegen Ende des Maastrichtien auch naheliegend erscheint. Immerhin muss festgehalten werden, dass eindeutige Zeugen einer solchen Erosion, wie etwa tiefgreifende Verkarstung, im südlichen und östlichen Bereich weitgehend fehlen. Dies kann jedoch ebensogut eine Folge eines äusserst geringen Reliefs sein. Lokal auftretende Breccien mit angebohrten Kreide-Komponenten, z. B. an der Basis der Klimeshorn-Formation am Waldegg-Gewölbe am Thunersee (HERB et al. 1978), beweisen immerhin die Präsenz lithifizierter Karbonate sowie transgressive Prozesse mit strandnahen Sedimenten.

Die Gebiete mit fehlender tiefgreifender Verkarstung betreffen in erster Linie diejenigen Ablagerungstreifen, welche vor dem Ende des Mittel-Eocaens von der Tertiärtransgression erfasst worden sind. Grob gesehen kann man eine Beziehung zwischen Zeitdauer der Trockenlegungsphase und Erosionsintensität herstellen, auch wenn naturgemäss

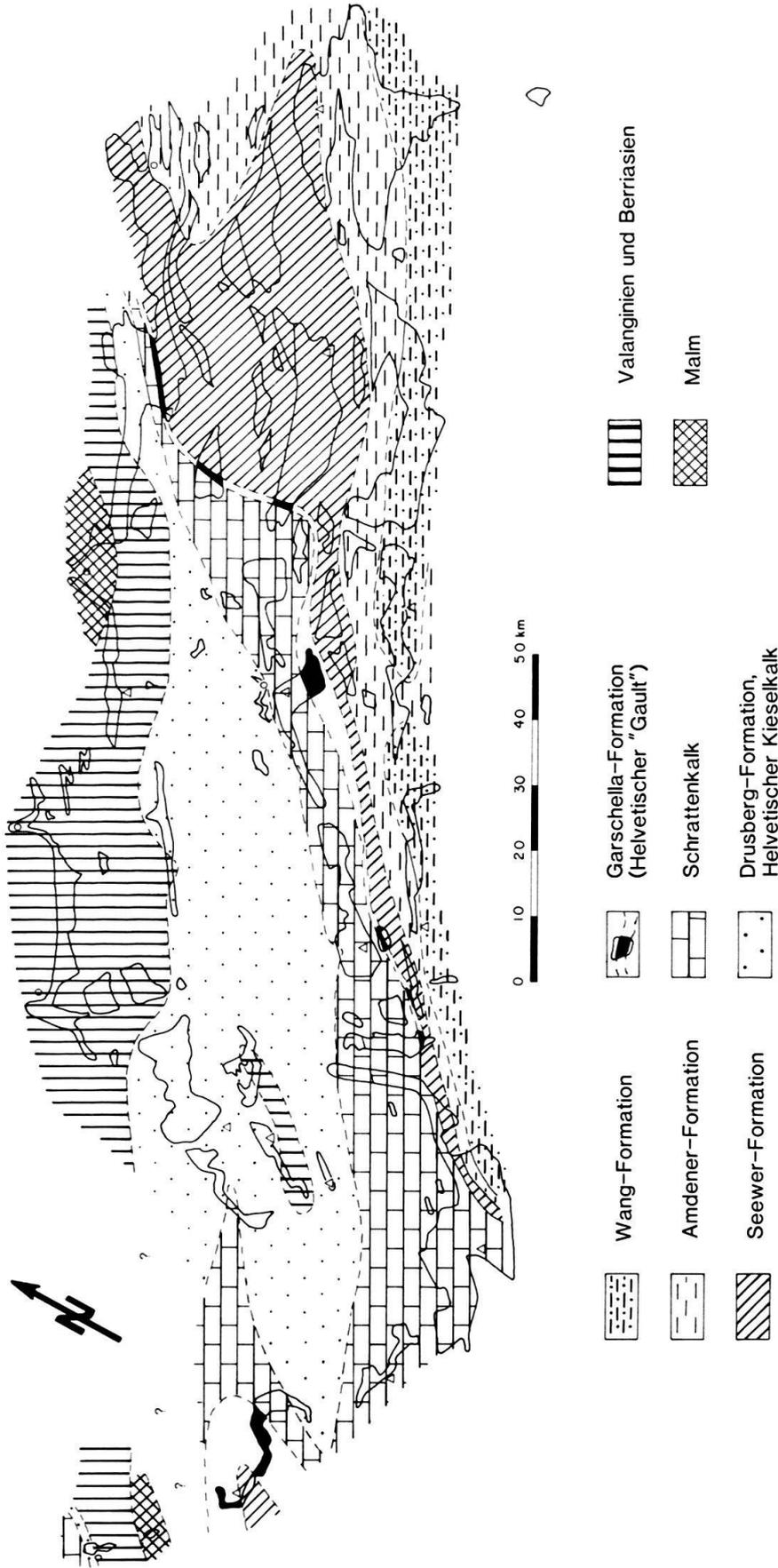


Fig. 7. Karte der abgedeckten Tertiärunterlage.

Fig. 7. Subcrop map of Mesozoic formations preserved below the Tertiary transgression. This is not a geologic map for a specific time interval, but shows which formations were outcropping in a given area at the time of the transgression. Since the transgression advanced progressively towards northwest during Eocene time, northwestern areas were emergent and exposed to erosion for a longer time span than areas in the southeast (Fig. 4 and 5). The removal of Upper Mesozoic formations would therefore be expected to be more pronounced in the northwest. The map shows that this is generally true in most areas except for the lower nappes of western Switzerland where a slight depression can be recognized in the Morcles nappe and in the western Doldenhorn nappe. In the southern Aiguilles Rouges Massif an area of strong uplift is documented by boulders and conglomerates in the Pridonian of the northern Morcles nappe. Another zone of uplift occurs in the southern Gellhorn nappe (nomenclature of tectonic units see Fig. 2).

über die Mächtigkeitentwicklung und damit über die Kubatur des entfernten Materials nur Vermutungen angestellt werden können.

Verbreitung des «Siderolithikums» (Fig. 8)

Der Ausdruck «Siderolithikum» wird hier im Sinne von WIELAND (1976), der zuletzt die Mineralogie und Petrographie dieser Gesteine studiert hat, als informale Sammelbezeichnung für eisenhaltige, tonige und sandige, oft brecciöse, oft auch als Bohnerztone (vadose Pisolithe) vorliegende Gesteine verwendet, welche zur Hauptsache als Füllungen von Karsttaschen und -höhlen auftreten. Sie sind u. a. ein eindeutiges Indiz für terrestrische Bedingungen.

Charakteristisch für die Gebiete mit siderolithischen Bildungen ist das Vorhandensein von tiefgreifenden Karsttaschen und -höhlen. Im Autochthon und in der Doldenhorn-Decke des Berner Oberlands können diese bis gegen 100 m unter die Tertiärbasis hinabgreifen und sind oft an präexistente Kluftsysteme gebunden. Solche Karsthöhlensysteme setzen die Existenz eines gewissen Reliefs und vor allem eine bedeutende Heraushebung des ganzen Gebiets über den Meeresspiegel voraus. Damit ergibt sich ein deutlicher Gegensatz zu den vorhin erwähnten Gebieten ohne siderolithische Bildungen.

Die Verbreitung des Siderolithikums ist beschränkt auf Gebiete mit priaboner Transgression (vgl. Fig. 8 und 9). Altersmässig handelt es sich somit um präpriabone Bildungen. Eine Datierung liegt aus dem Autochthon von Collombey VS vor, wo ein Nagetierzahn Bartonien-Alter der betreffenden Spaltenfüllung ergab (WEIDMANN 1984). VON TAVEL (1937) bestimmte aus einer Taschenfüllung in der Doldenhorn-Decke *Lucina bipartita* und *Perna lamarcki* und wies letzte Form dem Lutétien zu. Ein im wesentlichen mitteleocaenes Alter erscheint auch in Analogie zu den sehr ähnlichen Bohnerztaschen und Spaltenfüllungen des Juragebirges als wahrscheinlich. Falls dies zutrifft, hat sich der kräftige Reliefunterschied erst zur Zeit des Mittel-Eocaens herausgebildet, und zwar als Folge der Belastung südlicher Gebiete durch die heranrückenden penninischen Decken und einer damit verbundenen kompensatorischen Hebung in den anschliessenden nordwestlichen Gebieten.

Alter der tertiären Transgression (Fig. 9)

In dieser Karte sind Gebiete mit ungefähr gleichaltriger Tertiärtransgression zusammengefasst. Generell ergibt sich daraus das bekannte Bild der von Südosten nach Nordwesten, d. h. in schiefem Winkel zum Streichen der alpinen Decken vorrückenden Transgression. Diese Schiefe des Transgressionsverlaufs ist allerdings in den einzelnen Zeitabschnitten unterschiedlich gross: sie ist im Cuisien noch relativ gering, verstärkt sich im Verlauf des Lutétien und erreicht im Bartonien und älteren Priabonien ihr Maximum. Mit der Ausbildung des Taveyannaz-Trogs am Ende des Eocaens (Fig. 13) erfolgte, im Sinne einer Etablierung der alpinen Vorlandsenke, ein leichtes Zurückschwenken in die alpine Streichrichtung.

Im folgenden werden die einzelnen Etappen der vorrückenden Tertiär-Transgression bzw. die dabei entstandenen transgressiven Sedimentfolgen kurz charakterisiert (siehe auch Fig. 4–6).

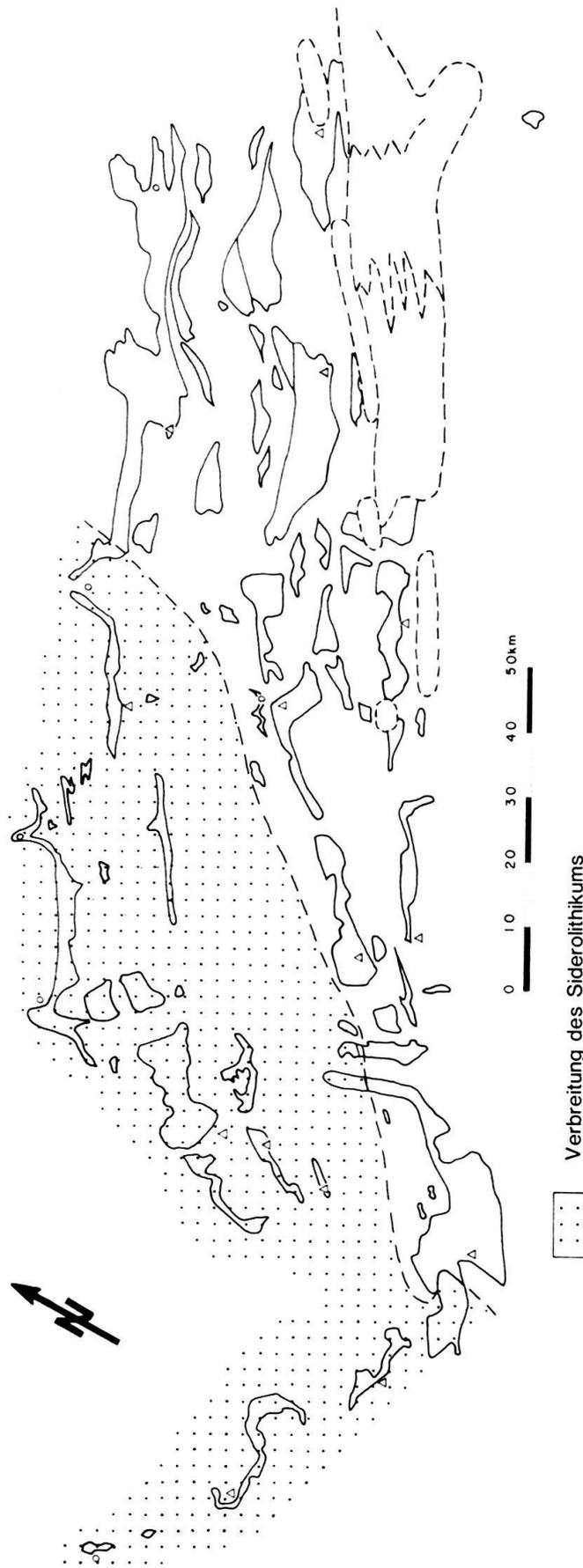


Fig. 8. Verbreitungskarte des «Siderolithikums», das eine Hochzone mit teilweise tiefgreifender Verkarstung, hauptsächlich während des Mittel-Eocaens, kennzeichnet.

Fig. 8. Map showing the distribution of the continental residual fissure-fillings with iron-pisolites ("Siderolithikum"), designating a (mainly Middle Eocene) zone of uplift and karst-erosion. This high may be interpreted as a compensation to the crustal overload by the forming penninic nappes in more internal parts of the orogen.

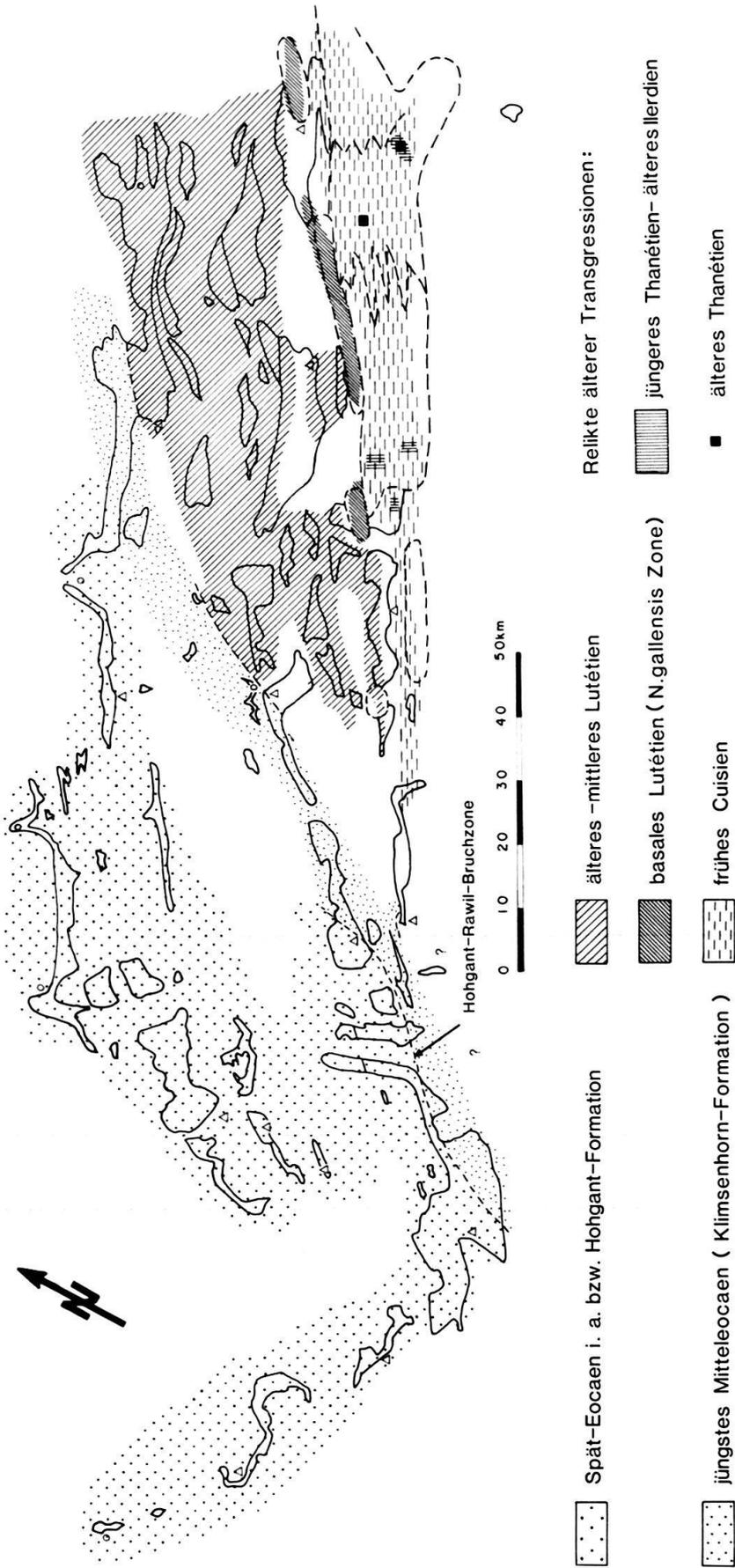


Fig. 9. Das Alter der Tertiär-Transgression, siehe dazu die Querprofile Figuren 4-6.

Fig. 9. Map showing the age of the Tertiary transgression. See also the cross-sections of Figures 4-6. The transgression advanced to the northwest during the Early and the earlier part of the Middle Eocene, and to the WNW later in the Middle Eocene.

1. Reliktisches Paleocaen: Fliegenspitz-Schichten

Reliktische Zeugen einer ersten, an der Basis des späten Paleocaens einsetzenden Transgressionsphase treten im Südhelvetikum der Ostschweiz in Form der Fliegenspitz-Schichten auf. Unter diesem Namen vereinigte STACHER (1980) sandige, wangähnliche Kalke mit Globigerinen und aufgearbeiteten Globotruncanen («paleozäne Wangschichten» von HERB 1962) und die Kalk/Mergel-Wechselagerung («Lagenmergel») des Fliegenspitz-Gipfels, die dort auf Grund von planktonischen Foraminiferen in die *Globorotalia pusilla pusilla*- bis *velascoensis*-Zone (spätes Paleocaen) gestellt wurden. Solche Fliegenspitzschichten kommen lokal auch im Blattengrat-Komplex vor. Es handelt sich um detritisch beeinflusste Sedimente des tieferneritischen Bereichs. Es muss angenommen werden, dass diese spätpaleocaene Transgression ursprünglich einen grösseren Bereich des südöstlichen Helvetikums erfasst hat. Die so gebildeten Sedimente wurden jedoch noch vor der früheocaenen Transgression der Einsiedler Nummulitenkalke grossenteils wieder entfernt. Einschränkend muss festgehalten werden, dass bisher nur die sogenannten Lagenmergel näher datiert werden konnten und somit nicht gesichert ist, ob die wangähnlichen Kalke ein zeitgleiches Äquivalent sind oder einer weiteren Transgression entsprechen.

STACHER (1980) stellte zu den Fliegenspitz-Schichten auch lithologisch ähnliche mitteleocaene Schichten im Wilerhorn-Gebiet (südliche Wildhorn-Decke), was angesichts des grossen Altersunterschieds nicht zweckmässig erscheint.

2. Reliktisches jüngstes Paleocaen bzw. ältestes Früh-Eocaen: unterste Einsiedler Formation

In einigen Profilen der Einsiedler Schuppenzone, so im Standardprofil von Steinbach am Sihlsee, ferner an der Basis der Nummulitenkalke von Chruteren im Stoos/Fronalpstock-Gebiet (ZURBRÜGG, in FRIEDL & ZURBRÜGG 1988) lässt sich unterhalb des sogenannten Mittleren Grünsands, als basaler Teil der Einsiedler Kalke, eine Sequenz von Lithothamnienkalken, Spatkalken und teilweise Grünsanden (Unterer Grünsand) abtrennen (JEANNET, LEUPOLD & BUCK 1935, LEUPOLD 1966, Art. «Einsiedler Nummulitenkalke»), welche auf Grund der darin gelegentlich auftretenden primitiven Nummuliten in den Grenzbereich Paleocaen/Untereocaen bzw. an die Basis des Ilerdien zu stellen sind. Als etwa zeitgleich können die überwiegend sandigen Batöni-Schichten im südöstlichen Teil des Blattengrat-Komplexes angesehen werden (RÜEFLI 1959). Die beiden Ablagerungstypen sind Zeugen einer zweiten Transgressionsphase, welche in ihrer Ausdehnung, wie zuvor die Fliegenspitz-Schichten, auf den südöstlichen Teil des helvetischen Ablagerungsraums beschränkt war. Die sowohl in der Einsiedler Schuppenzone wie bei Batöni festgestellte, lokal sehr unterschiedliche Ausbildung dieser Sedimente zeigt rasche Fazieswechsel auf. Lokale Sandschüttungen werden von sandfreien Lithothamnienkalken oder höherenergetischen biodetritischen Kalken abgelöst; glaukonitische Lagen dürften Perioden verlangsamter Sedimentation entsprechen.

Die Vorkommen in der Einsiedler Schuppenzone und im Stoos-Gebiet stellen auf Grund ihrer Verbreitung und wegen der stellenweise an der Basis des Mittleren Grünsands auftretenden Gerölle mit derselben Lithologie Relikte einer im jüngeren Ilerdien erfolgten Emersion und Erosion dar.

Weniger klar sind die Verhältnisse bei den Batöni-Schichten, welche durch keine Nummulitenkalke von Cuisien-Alter überlagert werden, sondern direkt durch Globigerinenmergel, die bis jetzt nicht datiert werden konnten. Die noch weiter im Südosten von RUEFLI (1959) festgestellten Nummulitenkalke gehören wiederum dem Cuisien an. Diese Konfiguration lässt eine bisher allerdings nicht weiter belegte Erosionsphase vor Beginn der Globigerinenmergel vermuten.

Trotz ihrer Eigenständigkeit werden die Gesteinsfolgen dieser Transgressionsphase im Hinblick auf ihre geringe Mächtigkeit der nachfolgend definierten Einsiedler Formation zugerechnet. Wie bereits erwähnt, müssen rasch wechselnde Sedimentationsbedingungen angenommen werden (Fig. 5). Als Ganzes sind diese Ablagerungen jedoch in deutlich flacherem Wasser entstanden als die Fliegen spitzen-Schichten.

3. Jüngerer Yprésien bzw. Cuisien: Einsiedler Formation (Hauptteil)

Hauptzeugen dieser Phase sind die Einsiedler Nummulitenkalke, deren Stratigraphie und Paläogeographie von W. LEUPOLD und seinen Schülern im Detail dargestellt wurde. Eine umfassende Übersicht hat LEUPOLD (1966) im «Lexique stratigraphique international» (S. 337ff.) veröffentlicht, so dass in diesem Rahmen nicht weiter auf diesen Zeitabschnitt eingegangen wird. Hervorgehoben seien einzig zwei Tatsachen:

- Im ganzen Verbreitungsgebiet der Einsiedler Nummulitenkalke setzt eine Transgression im älteren Cuisien (Zone des *Nummulites planulatus* sensu SCHAUB 1981) ein.
- Innerhalb dieser Einsiedler Nummulitenkalke kann man eine ganze Anzahl von litho- und biostratigraphisch meist gut definierten Schichtgliedern unterscheiden, welche bei vollständiger Ausbildung der Sedimentfolge das gesamte Cuisien umfassen. Die jüngeren Schichtglieder fehlen jedoch sehr oft, vermutlich infolge einer Erosionsphase zu Beginn des Mittel-Eocaens.

Die Einsiedler Nummulitenkalke bilden die Hauptmasse der hier definierten Einsiedler-Formation. Als Typusprofil wird dasjenige von Steinbach am Sihlsee gewählt, das bereits mehrfach beschrieben worden ist, zuletzt von LEUPOLD (1966). Zur Einsiedler-Formation werden auch die unter Punkt 2 diskutierten Lithothamnienkalke unter dem Mittleren Grünsand und die Batöni-Schichten gerechnet, ferner die Nummulitenkalke von Ragaz, dagegen nicht die Steinbach-Fossilschicht und der Obere Grünsand, die beide als Basis der Globigerinenmergel zu betrachten sind.

Innerhalb des Cuisien-Anteils lässt sich auf Grund des Faunenspektrums im Anschluss an den «Mittleren Grünsand» eine regressive Tendenz erkennen. Die Dominanz von Assilinen bzw. flachen Nummuliten der *irregularis*-Gruppe in den tieferen Horizonten («Murchisoni-Kalk» und «Granulosa-Kalk») zeigt noch etwas tieferes Wasser an als die darüberfolgenden grauen Nummulitenkalke mit dem häufigen, dicklinsigen *Nummulites kaufmanni*. Das im oberen Teil dieser «Kaufmanni-Kalke» beobachtete, lokal häufige Auftreten von Alveolinen zeigt eine Fortsetzung dieser regressiven Tendenz an. Im «Distans-Kalk» mit seinen grossen, flachen Nummuliten manifestiert sich sodann erstmals die Tendenz zur Bildung von Nummulitenbänken im Sinne von ARNI (1965), ohne

dass allerdings zugehörige «Vorbank»- und «Hinterbank»-Bereiche ausgeschieden werden könnten.

Anschliessend an die innerneritische Sedimentation der Einsiedler Nummulitenkalke folgte eine Absenkungsphase, die durch submarine Erosion, stellenweise durch kondensierte Sedimentation mit Aufarbeitung (Steinbach-Fossilschicht) gekennzeichnet ist. Die pelagische Sedimentation der Globigerinenmergel setzte erst gegen Ende des mittleren Mittel-Eocaens ein (HERB 1965; KUHN 1972).

Die Einsiedler Nummulitenkalke sind, meist zusammen mit der unmittelbar darunter liegenden Oberkreide (Teile der Amdener oder Wang-Formation), fast überall im Niveau der inkompetenten Amdener Formation abgeschert worden und bilden von ihrer ursprünglichen Unterlage tektonisch losgetrennte Schuppenzonen (Fig. 3), und zwar

- auf dem Rücken der südlichen Säntis-Drusberg-Decke (Innere Einsiedler Schuppenzone, Wildhauser Schuppenzone p. p.),
- am Alpenrand im Bereich der Subalpinen Randflyschzone (Äussere Einsiedler Schuppenzone, Westliche Flibach-Zone) oder
- unter der Glarner Überschiebung (Blattengrat-Komplex, Ragazer Flysch p. p.).

Nur an sehr wenigen Stellen sind sie nicht von ihrer tieferen stratigraphischen Unterlage bzw. von der Drusberg-Säntis-Decke tektonisch losgelöst worden, so z. B. die Vorkommen im Stoos-Gebiet südöstlich von Schwyz (Fig. 10). Die in Figur 3 vorgenommene palinspastische Einordnung enthält somit einige Unsicherheiten. Die in nördlicher Richtung nächsten Fixpunkte für die Rekonstruktion des ganzen südöstlichen helvetischen tertiären Ablagerungsraums findet man erst in der Mürtschen-Decke bzw. am Nordrand des Säntis, wo das ältere Mittel-Eocaen auf Seewer Kalk zu liegen kommt. Der Nordrand des Einsiedler Ablagerungsraums kann von diesen Fixpunkten durch Abwicklung der in südlicher Richtung noch folgenden Zonen der Gallensis-Grünsande und -Kalke einigermaßen abgeschätzt werden.

Über die Abwicklungsbreite der Einsiedler Nummulitenkalke liegen zur Zeit noch keine genauen Berechnungen vor. RÜEFLI (1959) und WEGMANN (1961) rechnen mit maximal 15–20 km, LEUPOLD (1966) mit 20–30 km. In Figur 3 wurde die kleinere Distanz eingesetzt, auf eine südliche Begrenzung wie auch auf eine weitere Gliederung dieses Ablagerungsraums indessen bewusst verzichtet.

Über die westliche Ausdehnung des Einsiedler Ablagerungsraums bestehen einige Unsicherheiten. Die westlichsten Vorkommen von Cuisien in Flachwasserfazies sind die von MOHLER (1966) beschriebenen, auf Wang-Formation transgredierenden Nummuliten- und Alveolinenkalke nördlich des Wilerhorns sowie die faziell ähnlichen Schürflinge in der Subalpinen Flyschzone unter der Schrattenfluh (LEUPOLD 1966, S. 348), die somit auch auf der südlichen Drusberg-Decke zu beheimaten sind.

4. Basales Lutétien: Gallensis-Schichten

Nördlich an die Zone der Einsiedler Kalke schliesst sich ein schmaler Streifen an, in welchem Kalke mit *Nummulites gallensis* zunächst noch Einsiedler Kalke des Cuisien überlagern und schliesslich direkt auf Amdener Formation transgredieren (Schuppen-

zone von Lauerz, Schuppenzone von Brülisau im Fähneren-Gebiet, siehe LEUPOLD 1966, S. 345ff.).

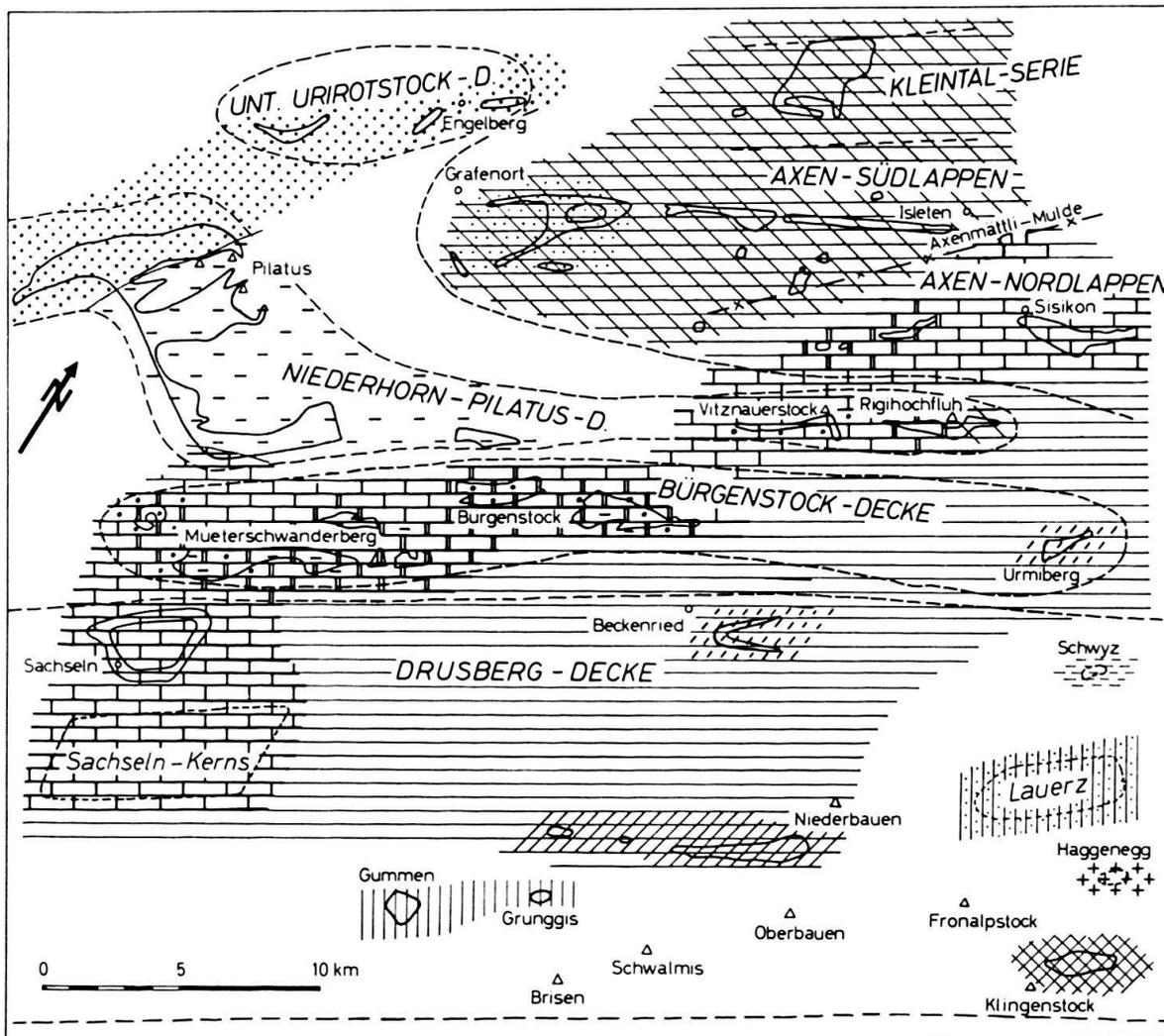
Diese Kalke werden stellenweise durch einen Grünsand überlagert, der noch stets *Nummulites gallensis* enthält. Solche Grünsande transgredieren an manchen Orten, so im Aubrig-Gebiet, in der östlichen Flibachzone bei Weesen, bei Stein im Toggenburg und schliesslich in den nördlichen Schuppen der Schuppenzone von Brülisau direkt auf die Amdener Formation. Sie unterscheiden sich lithologisch kaum von den nächst jüngeren, welche infolge des teilweise massenhaften Auftretens von *Assilina tenuimarginata* bereits ins frühe Lutétien gestellt werden. Die Abgrenzung muss deshalb im Einzelfall auf Grund der recht heiklen Artbestimmung der Nummuliten und Assilinen erfolgen. Erschwert wird dieser Umstand dadurch, dass mancherorts, u. a. in den Grünsanden der Mürtchen-Decke, im sogenannten «Flysch von Martinsmad» und im Parautochthon unter der Stelli-Schuppe, die Nummuliten der *gallensis-uranensis*-Gruppe äusserst selten sind, und die Bestimmung sich einzig auf die in diesem Zeitbereich sich eher langsam entwickelnden Assilinen stützen muss. Damit ergeben sich im Feld wie auch auf der palinspastischen Karte Abgrenzungsschwierigkeiten für die Zone der Gallensis-Grünsande gegenüber jener der etwas jüngeren Grünsande mit *Assilina tenuimarginata*. Für deren Lösung sind noch detaillierte Bestimmungen der Assilinenfaunen notwendig. In Figur 9 sind diese fraglichen Bereiche einstweilen der Bürgen-Formation zugerechnet.

5. Frühes bis Mittleres Lutétien: Bürgen-Formation

Im Verlauf des frühen Lutétien erfolgt eine bedeutende Transgression, in deren Folge ein breiter Streifen überflutet wird. Dieser verläuft schief zu den alpinen Deckenstrukturen und lässt sich von der Drusberg-Decke der westlichen Zentralschweiz über Bürgenstock-Decke, Vitznauerstock und Urmiberg, Axen-Decke, Griebstock-Decke, Clariden-Elemente bis ins Autochthon der Ostschweiz verfolgen (Fig. 9 und 10). Die daraus resultierende neritische Gesteinsfolge wird als Bürgen-Formation bezeichnet (LEUPOLD 1966, S. 168; HERB in BAYER et al. 1983; HERB, in Vorb.). Sie umfasst in ihrer maximalen Entwicklung den Zeitabschnitt des frühen und mittleren sowie einen Teil des späten Lutétien. Sie zeigt eine wechselhafte Detailstratigraphie, markante Fazieswechsel und teilweise intraformationelle Omissionshorizonte. In der Zentralschweiz können in vereinfachter Weise folgende Fazieszonen unterschieden werden (Fig. 10):

Fig. 10. Palinspastische Karte des neritischen Eocaens der zentralschweizerischen helvetischen Decken.

Fig. 10. Palinspastic map of the neritic Eocene in the Helvetic nappes of Central Switzerland. A number of facies zones are distinguished within the Middle Eocene Bürgen-Formation. A belt where this formation is clearly subdivided, can be followed between Mueterschwanderberg and Sisikon and crosses various nappe units at a low angle. A corresponding trend is recognized in the late Middle Eocene Klimeshorn-Formation which is present in the northern Pilatus range and the Urirotstock-Nappe of the Engelberg area in the northwestern corner of the map. A zone of relative uplift during the Middle Eocene is seen in the central and southern Pilatus area where the Hohgant Formation (latest Middle to early Late Eocene) unconformably overlies Cretaceous units. Formations of Early Eocene age are confined to areas in the southeastern corner of the map.



- | | | | |
|---|--|---|--|
|  | Klimeshorn-Formation |  | Bürgen-Formation mit undeutlicher Gliederung |
|  | Hohgant-Formation auf Kreide |  | südliche Zone mit reduzierter Bürgen-Formation |
|  | Bürgen-Formation mit undeutlicher Gliederung |  | Obbürgen-Schicht auf Bürgen-Grünsand |
|  | Bürgen-Formation mit deutlicher Gliederung in Bürgen-Grünsand und Bürgen-Kalk |  | Grünsand mit Assilina tenuimarginata (unteres Lutétien) |
|  | Bürgen-Formation mit Gliederung in Bürgen-Grünsand, Bürgen-Kalk und Foribach-Schicht |  | Schuppenzone von Lauerz: spätes Cuisien bis basales Lutétien auf frühem Cuisien, Uebergang in Einsiedler Formation |
|  | stark zoogene Fazies des Bürgen-Kalks |  | Gallensis-Kalke (basales Lutétien) auf Kreide transgredierend |
|  | mergelige Basis des Bürgen-Grünsands |  | Haken-Grünsand (Lutétien) auf frühem Cuisien ("nördliche Reduktionszone") |
|  | nördliche Zone mit reduzierter Bürgen-Formation |  | Einsiedler Nummulitenkalke |

- a) Ein Gebiet mit deutlicher Gliederung in Bürgen-Grünsand und Bürgen-Kalk. Beide Formationsglieder zusammen stellen eine «Shallowing-upward»-Sequenz dar. Oft folgt nach einem Omissionshorizont über dem Bürgen-Kalk noch die Foribach-Schicht (HERB in BAYER et al. 1983, Fig. 3). Ein Streifen entlang des Mueterschwanderbergs und des Bürgenstocks zeigt an der Basis des Bürgen-Grünsands eine mergelige Entwicklung mit planktonischen Foraminiferen des ältesten Mittel-Eocaens (etwa Zone der *Hantkenina nutalli* = P 10). Die transgressive Phase war hier offenbar durch rasche Subsidenz und Versenkung in etwas grössere Wassertiefe gekennzeichnet. Allenfalls abgelagerte transgressive Sedimente wurden dabei wieder erodiert, so dass Sedimente, die einer Wassertiefe von gegen 100 m entsprechen, direkt auf der Oberkreide liegen. Darauf folgte eine Stabilisierungsphase mit Auffüllung und regressiver Tendenz in Form von Bürgen-Grünsand und Bürgen-Kalk. Der Bürgen-Grünsand enthält neben *Discocyclinen* oft massenhaft *Assilina exponens*, der Bürgenkalk neben *Assilina exponens* häufig Assilinen der *spira*-Gruppe sowie, vielfach als dominierendes Faunenelement, *Nummulites millecaput*. Die Assilinen der *spira*-Gruppe kommen in der Bürgen-Formation vor allem in der Kalkfazies vor und deuten untieferes Wasser an als jene der *exponens*-Gruppe, was sich auch im Vergleich mit anderen Mittel-Eocaen-Profilen des alpinen Bereichs ergibt.

Bürgen-Grünsand und Bürgen-Kalk gehören, mit Ausnahme der lokal vorhandenen Mergel an der Basis, zur Hauptsache ins mittlere Lutétien, die Foribach-Schicht, welche grosse, sehr flache Formen der *Nummulites-millecaput*-Gruppe führt, ins späte Lutétien.

- b) In der Drusberg-Decke erkennt man zwischen Urner See und Beckenried eine Zone, in der Bürgen-Grünsand mit *Assilina exponens* direkt von der Obbürgen-Schicht, dem basalen Grünsand der Hohgant-Formation (HERB in BAYER et al. 1983), überlagert wird. Die Verhältnisse im südlicheren Teil der Drusberg-Decke, wo sich in der Synklinale von Oberwäng zwischen Niederbauen und Oberbauen nach Westen unter der Obbürgen-Schicht allmählich noch etwas Bürgen-Kalk einschaltet, zeigen, dass der letztere vermutlich eine weitere Verbreitung hatte als heute sichtbar ist, aber vor Beginn des Hohgant-Zyklus wieder erosiv entfernt wurde.

Zu diesem Faziesgebiet gehört auch der Urmiberg, wo der Bürgen-Grünsand zu relativ grossen Mächtigkeiten angehäuft ist. Dieser enthält *Nummulites uranensis* und wird ebenfalls von der Obbürgen-Schicht überlagert.

- c) Nördlich des Faziesstreifens mit gut gegliederter Bürgen-Formation folgt im Axen-Südlappen und in der Kleintal-Serie eine Zone, in der diese Gliederung weniger deutlich und die Sedimentation wechselhafter, i. g. auch etwas stärker terrigen beeinflusst und damit wohl küstennäher ist. Die Mächtigkeiten sind im Osten verhältnismässig gross, reduzieren sich aber gegen das Tal der Engelberger Aa zusehends. Das Gebiet mit transgressiver Hohgant-Formation auf Kreide (mittlerer und südlicher Pilatus) muss in der Abwicklung westlich daran angeschlossen werden.

Die Gebiete östlich des Urner Sees sind noch nicht überall gleichermassen detailliert untersucht worden. An der Wageten schaltet sich zwischen Bürgen-Grünsand und Bürgen-Kalk ein *Discocyclinensandkalk* ein, der in den *Clariden*-Elementen den gesamten Bürgen-Kalk zu ersetzen scheint (FREY 1965).

Die spektakulären Ansammlungen von *Assilina exponens* im autochthonen Bürgen-Grünsand des Kistenpass-Gebiets und nördlich von Vättis sind durch starke Strömungen, verbunden mit Auswaschung der megalosphärischen Generation, entstanden (LUTZ 1988).

Ein auffälliges Merkmal der Bürgen-Formation ist der oftmals ungewöhnlich hohe Glaukonitgehalt einzelner Horizonte. Die Bildungsbedingungen hierfür sind noch ungeklärt. Die Sedimentfolgen zeichnen sich nicht durch besonders niedrige Sedimentationsraten oder gar Kondensation aus. Denkbar ist, dass die gleichzeitig verwitternden und wegerodierten glaukonitreichen Sedimente der höheren Unterkreide («Gault» bzw. Garschella-Formation) das Rohmaterial zur erneuten Bildung von Glaukonit in Wassertiefen von rund 50 m geliefert haben.

6. Spätes Lutétien–älteres Bartonien (Biarritzien): Klimsenhorn-Formation

Sedimente dieses Alters kommen in einem etwa 7–15 km breiten Streifen vor, der sich vom Autochthon der Ostschweiz über die parautochthonen und subhelvetischen Elemente der Zentralschweiz, die Niederhorn-Decke zwischen Klimsenhorn (Pilatus) und Waldegg (Thunersee) bis in die südliche Wildhorn-Decke des Rawil-Gebiets verfolgen lässt. Die Abweichung der Transgressionsfront von der Streichrichtung der späteren alpinen Strukturen erreicht in diesem Intervall mit durchschnittlich 20° ein Maximum (Fig. 9 und 10).

Die Sedimentfolge dieses Streifens wurde bereits früher als Klimsenhorn-Formation definiert (HERB in BAYER et al. 1982). Diese umfasst einige in der Literatur häufig benützte informale Schichtglieder, wie «Unterer Quarzsandstein», «Untere» und «Obere Perforatus-Schicht», «Complanata-Kalk» und «Discus-Schicht». Diese lassen sich aber nicht überall erkennen und sind oft nur schwer gegeneinander abgrenzbar, weshalb sich eine zusammenfassende Bezeichnung aufdrängt. Das Alter kann vor allem durch die häufig vorkommenden Formen der *Nummulites-perforatus*-Gruppe bestimmt werden. In der Zentralschweiz handelt es sich um Vorläufer von *Nummulites perforatus* (siehe HERB in BAYER et al. 1983, Fig. 9), womit das entsprechende Intervall noch ins späte Lutétien gehört. In der Wildhorn-Decke des Berner Oberlands hat STEIGER (1982) eine reiche Fauna von *Nummulites perforatus* bestimmt, mit Formen, die identisch sind mit dem Typus von Cluj (Rumänien) und somit ins Biarritzien bzw. Bartonien zu stellen sind. In den «Complanata-Kalken» sind grosse Vertreter der *Nummulites-millecaput*-Gruppe sowie *Nummulites biarritzensis* typisch, in der Discus-Schicht neben *Discocyclina discus* ebenfalls Vertreter der *N.-biarritzensis*-Gruppe. Charakteristisch ist die vollständige Abwesenheit von Assilinen. Diese kommen offensichtlich nach dem mittleren Lutétien im Helvetikum nicht mehr vor, im Gegensatz etwa zu den Alpes Maritimes, wo sie bei Capo Mortola noch im Bartonien bzw. Biarritzien auftreten.

Die stratigraphische Stellung der Discus-Schicht, des obersten dieser Schichtglieder, ist unterschiedlich beurteilt worden. STEFFEN (1981), als letzter Bearbeiter, stellte sie zusammen mit der Glaukonitschicht des Kübli-bads an die Basis des Hohgant-Zyklus, unter Hinweis auf die früher postulierte angebliche fazielle Verzahnung der beiden Schichtglieder. Eine solche konnte jedoch bisher noch nie sauber nachgewiesen werden. Die in der Discus-Schicht gelegentlich auftretenden Nummuliten der *millecaput*- oder der

perforatus-Gruppe wurden meist als aufgearbeitet betrachtet, und zwar auf Grund des vermeintlichen Auftretens von *Heterostegina helvetica* (SCHUMACHER 1948). Da es sich bei diesen Formen effektiv um einen spätmittleocaenen Vorläufer dieser Art handelt (HERB 1978), erscheint es auf Grund der paläographischen und stratigraphischen Gegebenheiten zweckmässiger, die Discus-Schicht noch zur Klimeshorn-Formation zu rechnen und die Glaukonitschicht des Küblibads als vermutliches Äquivalent der Obbürgen-Schicht an die Basis der Hohgant-Formation zu stellen.

Im Pilatus-Gebiet ist das Verbreitungsgebiet der Klimeshorn-Formation von jenem der Bürgen-Formation durch eine Hochzone getrennt, in welcher die Hohgant-Formation direkt auf die Kreide transgrediert. Diese Hochzone setzte sich vermutlich nach Südwesten fort, denn im Gebiet des Brienergrats sind transgressive früh- oder mitteleocaene Sedimente nur lückenhaft vorhanden (MOHLER 1966; BIERI 1978) In den höheren Falten liegt nach MOHLER (l. c.) eine Schichtlücke zwischen mittlerem Cuisien und älterem Priabonien vor.

Bürgen- und Klimeshorn-Formation sind voneinander auch altersmässig in ihren Hauptabschnitten deutlich verschieden. Die Auswertung der Profile und der Nummulitenfaunen zeigt eine Altersäquivalenz lediglich für die Basis der Klimeshorn-Formation («Untere Perforatus-Schicht») und das jüngste Schichtglied der Bürgen-Formation (Foribach-Schicht).

Die Klimeshorn-Formation enthält in regional unterschiedlichem Ausmass wiederholte Schüttungen von Quarzsandstein, welche oft bimodale Korngrößenverteilung aufweisen. Verhältnismässig konstant, wenn auch in sehr unterschiedlicher Mächtigkeit und Korngrösse kann an der Basis der «Untere Quarzsandstein» als transgressive und küstennahe Bildung ausgeschieden werden.

In der Zentral- und Ostschweiz sind einzelne Schichtglieder auffallend grobdetritisch, so etwa der «Complanata-Kalk» im Klimeshorn-Profil oder in der Hochfulen-Decke östlich des Reusstals. Anhand der Mächtigkeitsentwicklung lässt sich im Klimeshorn-Gebiet ein Schüttungszentrum erkennen, das auch in der darüberfolgenden Hohgant-Serie durch grosse Mächtigkeiten gekennzeichnet ist.

Im Abschnitt zwischen Hohgant und Rawil-Gebiet ist die nordwestliche Verbreitungsgrenze der Klimeshorn-Formation sehr deutlich durch eine synsedimentäre Bruchzone vorgegeben, welche im Nordosten durch die Sundlauen-Hohgant-Verwerfung, weiter im Westen durch Längsbrüche in der Wildhorn-Falte (Lohner, Ammertenspitze, nördliches Rawilgebiet) repräsentiert wird. Diese Brüche entwickeln ihre Hauptaktivität zwar erst im Priabonien, waren aber offensichtlich bereits im Verlauf des Mitteleocaens in Bewegung. Sie werden hier gesamthaft als Hohgant-Rawil-Bruchzone bezeichnet.

7. Jüngerer Bartonien (Biarritzien) – Priabonien

Während dieses Zeitintervalls wird das gesamte bisher von der Transgression noch nicht erfasste Helvetikum vom Meer bedeckt. Diese Phase der Transgression erfolgt von Südosten nach Nordwesten allmählich oder auch stufenweise, so dass die der Kreide aufliegenden Sedimente im Nordwesten generell jünger sind als im Südosten. Das Ausmass der Altersdifferenz ist allerdings mangels ausreichender Dichte von präzisen Datie-

rungen im nordwestlichen Bereich noch sehr ungewiss. Die zurzeit auf Grund fazieller und z. T. faunistischer Argumente ausscheidbaren paläographischen Teilgebiete werden im nachfolgenden Kapitel kurz diskutiert.

Hohgant-Formation bzw. späteocaene Sandsteine und Kalke (Fig. 11)

1. Hohgant-Formation, NW-Fazies

Nordwestlich an die oben erwähnte synsedimentäre Hohgant-Rawil-Bruchzone schliesst sich ein etwa 7–15 km breiter Streifen an, in welchem die Hohgant-Formation als Abfolge von regressiven, küstennah gebildeten, siliziklastischen Sedimentationszyklen vorliegt (BREITSCHMID 1978). Die Transgression erfolgte in der Regel auf Schrattenkalk. In den internsten Bereichen des Hohgant-Gebiets setzte sie bereits im allerjüngsten Mittel-Eocaen ein (HERB 1978), in westlicher Richtung fallen die untersten Zyklen jedoch rasch aus, und es transgredieren sukzessive jüngere Zyklen auf die Kreideunterlage (STEFFEN 1981).

Im Berner Oberland ist der Grenzverlauf zwischen NW- und SE-Fazies der Hohgant-Formation durch die Hohgant–Rawil-Bruchzone gegeben. Diese streicht am Hohgant in nordöstlicher Richtung in die Luft aus und entzieht sich in den Gebieten vor der Niederhorn-Decke der direkten Beobachtung. Indessen folgen im Verkehrtschenkel der Unteren Urirotstock-Decke am Jochpass/Jochstock-Grat stratigraphisch über geringmächtigen Horizonten der Klismenhorn-Formation Quarzsandsteine und Discocyclinensandsteine, überlagert durch sandige Mergelschiefer und Globigerinenmergel mit einem Konglomerat, das hauptsächlich aus Geröllen von Betlis-Kalk besteht, dazu aufgearbeitete Nummuliten (u. a. *Nummulites puschi*). Die Quarzsandsteine erinnern an die Wagenmoos-Sandsteine der NW-Fazies. In der Wissbergscholle bzw. Firrenbandlinse östlich von Engelberg fehlt ein Hohgant-Sandstein; auf Äquivalente der Klismenhorn-Formation folgen sandige Mergelschiefer mit Konglomeraten (SPÖRLI 1966), welche bereits aufgearbeitete Klismenhorn-Formation enthalten, wie dies auch vom Schimberg-Konglomerat bekannt ist.

All diese Konglomerathorizonte beweisen jeweils die Nähe von aktiven synsedimentären Brüchen und belegen grundsätzlich eine Fortsetzung der Hohgant–Rawil-Bruchzone in nordöstlicher Richtung. Dabei ist der genaue Verlauf angesichts der Lückenhaftigkeit der Aufschlüsse ungewiss. Der unterschiedliche Geröllbestand und die paläogeographisch z. T. weit auseinanderliegenden Aufschlüsse machen es auch wahrscheinlich, dass mehrere Brüche oder Bruchzonen vorliegen.

2. Hohgant-Formation, SE-Fazies

Auf der Südostseite der Hohgant–Rawil-Bruchzone und in der nordöstlichen Fortsetzung davon ist die Hohgant-Formation in einem breiten Streifen, der sich über die Randkettenelemente und die nördliche Wildhorn-Decke bis ins Autochthon/Parautochthon der Ostschweiz verfolgen lässt, durch eine küstenfernere, aber zumeist flachmarine Fazies ausgezeichnet, wobei die genannten Regressionszyklen nur in abgeschwächter Form und hauptsächlich in der Nähe der Verwerfungszone erkennbar sind. In etwas

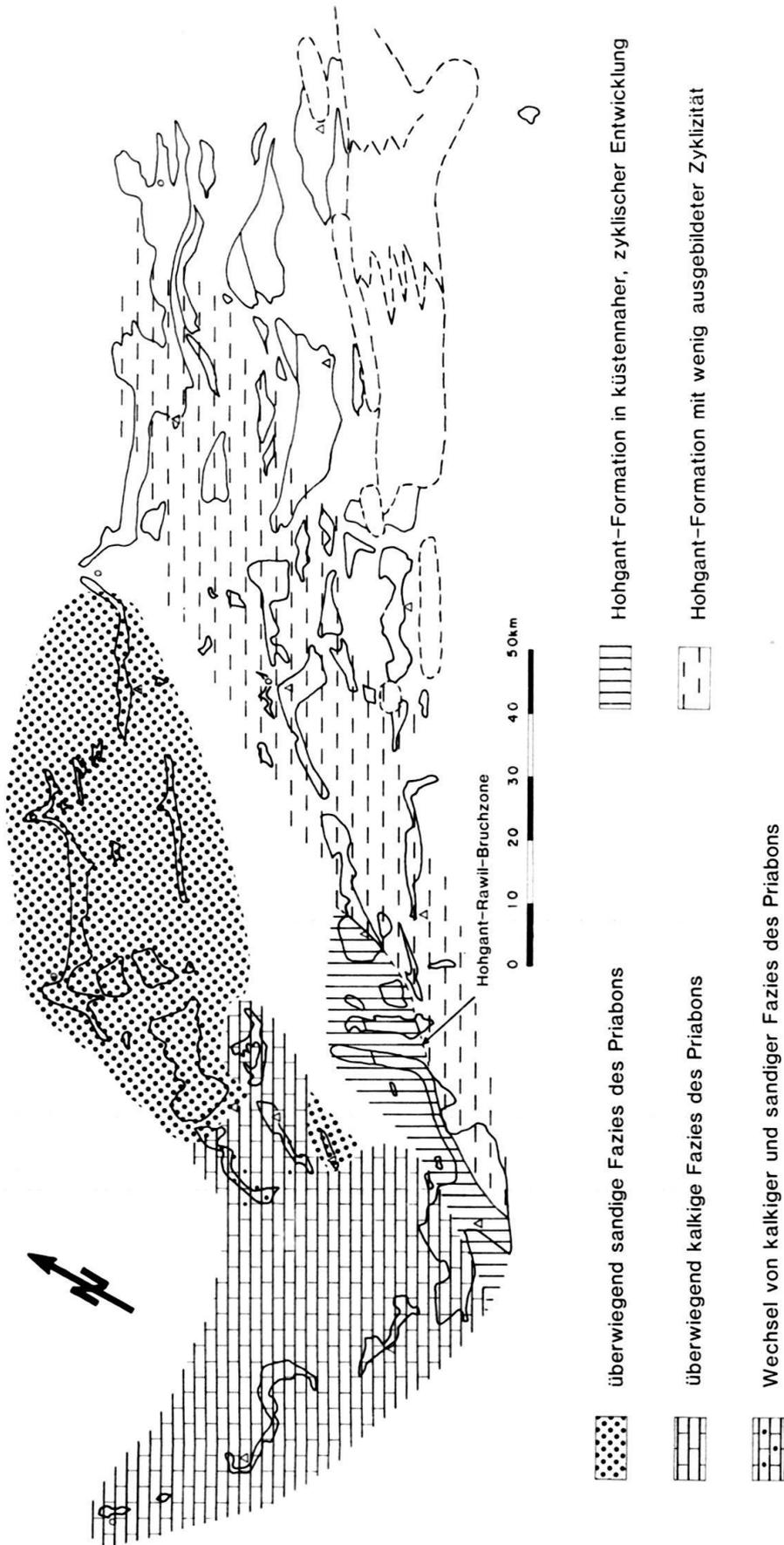


Fig. 11. Generelle Faziesverteilung neritischer Sedimente während des Priabons bzw. innerhalb der Hohgant-Formation, deren Transgression in den östlichen und südlichen Gebieten im jüngsten Mitteleocän (jüngeres Bartonien) anzusetzen ist.

Fig. 11. Generalized facies distribution of neritic sediments for the Priabonian, and of the Hohgant-Formation, which in eastern and southern areas dates from transgression during the late Bartonian (latest Middle Eocene). The limit between the two facies belts within the Hohgant-Formation is defined by the Hohgant-Rawil fault zone. The Priabonian of the northern and western areas is represented by predominantly calcareous or siliciclastic sedimentation respectively. The lower nappes of the western Bernese Oberland show interfingering of these facies types.

tieferem Wasser wurden die Hohgant-Schiefer an der Basis der Formation abgelagert, ein Hinweis auf eine rasche Absenkung des Südostflügels der Verwerfungszone. Mit Hilfe von gelegentlich in den Hohgant-Schiefen auftretenden planktonischen Foraminiferen können erstere als spätes Mittel-Eocaen datiert werden (z. B. *Truncorotaloides topilensis* am Südwestende der Bürgenstock-Decke südlich von Sarnen). In der Zentralschweiz und im Berner Oberland erkennt man eine Mächtigkeitszunahme in südöstlicher Richtung (BIERI 1978; STEFFEN 1981).

Im Verbreitungsgebiet der Klimeshorn-Formation kommt vielerorts an der Basis der Hohgant-Schiefer ein Glaukonithorizont vor (Küblibad-Schicht). Dieser liegt der Discus-Schicht an einer Ommissionsfläche oder mit einem konglomeratischen Horizont auf, der durch ausgewaschene frühdiagenetisch lithifizierte Knollen gekennzeichnet ist. Weiter intern liegt ein vergleichbarer Glaukonithorizont, die Obbürgen-Schicht, entweder auf der Bürgen-Formation oder, im Gebiet der oben erwähnten «Pilatus-Insel» (Fig. 9 und 10) direkt auf Kreide und geht nach oben ebenfalls in die Hohgant-Schiefer über.

Unterschiedliche Verwendung hat in der Literatur die Bezeichnung «Pectiniten-Schiefer» erfahren. Wie LEUPOLD (1966, Art. Pectinitenschiefer) darlegte, hatte schon KAUFMANN (1867, 1886) den Ausdruck für altersmässig verschiedene, aber faziell ähnliche Horizonte gebraucht. Im Sinne von STYGER (1961) und LEUPOLD (1966) erscheint es zweckmässig, den Begriff heute nur noch als Faziesbezeichnung für feinsandige, etwas kalkige, häufig stark bioturbirte Mergel mit einer Fauna von Mollusken, vor allem Pectiniden, kleinen Nummuliten und lokal (z. B. im Kistenpass-Gebiet) auch Krabben weiterzuverwenden. Im zuletzt genannten Gebiet bezeichnen diese Pectiniten-Schiefer den Abschluss der Hohgant-Formation (LUTZ 1988). In den südlichen und südöstlichen Verbreitungsgebieten der Bürgen-Formation repräsentieren sie oft eine Übergangssedimentation zu den Globigerinenmergeln und gehören ins jüngere Mittel-Eocaen.

3. Priabone Sandsteine des Nordhelvetikums

Im Autochthon/Parautochthon der westlichen Zentralschweiz und des östlichen Berner Oberlands sowie im Ostteil der Doldenhorn-Decke liegt das Eocaen als eine meist ziemlich kompakte Sandsteinfolge vor. Diese wird verschiedentlich von fossilreichen Brackwasserhorizonten unterlagert, welche als sogenannte Cerithienschichten bezeichnet werden und als initiale Transgressionsphase besonders gut in der Morcles-Decke und der Diablerets-Decke entwickelt sind, und zwar in Depressionen eines praeobereocaenen Reliefs.

Mangels geeigneter Fossilien sind die Sandsteine schwierig zu datieren. Immerhin konnten in einer von B. BIERI aufgesammelten Nummulitenfauna vom Wendenstock (Titlis-Kette) eindeutig Nummuliten der *fabianii*-Gruppe bestimmt werden, deren Äquatorial-Schnitte sich gut mit den von HERB & HEKEL (1975) aus dem jüngsten Priabon von Possagno (Norditalien) als *N. fabianii retiatius* beschriebenen Formen vergleichen lassen. Diese Unterart fand sich auch in der Doldenhorn-Decke des Kientals, dort in einem Kalkhorizont im Dach der priabonen Sandsteine (KÜNZI, 1975). Damit sind diese Sandsteine höchst wahrscheinlich jünger als der Hohgant-Sandstein. Sie repräsentieren eine jungpriabone Transgressionsphase nordwestlich anschliessend an das Verbreitungsgebiet des Hohgant-Sandsteins.

In der Doldenhorn-Decke des Gemmigebiets werden diese Sandsteine durch eine teilweise zyklische Folge von kalkigen Sandsteinen, Quarzsandsteinen und Lithothamnienkalken abgelöst.

4. Überwiegend kalkige Ausbildung des Priabons im westlichen Helvetikum

Die zuletzt genannte Ausbildung leitet über in die noch ungenügend untersuchten Gebiete der westlichen Wildhorn-Decke, der Diablerets- und der Morcles-Decke sowie des Autochthons im Rhone-Querschnitt. Hier herrschen i. a. Lithothamnienkalke bzw. «Calcaires à petits Nummulites» vor, deren Alter im Detail noch zu bestimmen ist. Auch die Gellihorn-Decke weist solche Lithothamnienkalke auf, im südwestlichen Teil in Wechsellagerung mit Quarzsandsteinen. In der südlichen Gellihorn-Decke liegt ferner ein winkeldiskordantes Hinabgreifen auf tiefere Horizonte der Kreide vor, z. T. bis auf Öhrl-Mergel oder Malmkalke (ZWAHLEN 1983).

In der westlichen Wildhorn-Decke folgt über einem unterschiedlich mächtigen basalen, küstennahen Sandstein eine noch wenig untersuchte Abfolge von Kalken, welche zu einem grossen Teil aus Rotalgen aufgebaut werden, daneben aber auch, in einzelnen Horizonten angereichert, kleine Nummuliten oder Discocyclusen enthalten. Diese Kalke weisen ein reichhaltiges mikrofazielles Spektrum auf, ein Hinweis auf die stark wechselnden Sedimentationsbedingungen innerhalb dieser Karbonatplattform. Für die mächtige Lithothamnienkalk-Abfolge des Sigriswilergrats konnte JANSSEN (1988) zeigen, dass kein Rotalgenriff vorliegt, sondern dass es sich um Sedimente einer eher geschützten Plattform handelt, die nur zeitweise höherenergetischen Bedingungen ausgesetzt war. Die lokal sehr grosse Mächtigkeitsentwicklung widerspiegelt die unterschiedliche Subsidenz einzelner Schollen im Gefolge der späteocaenen Tektonik.

Diese Lithothamnien-/Foraminiferenkalke gehören auf Grund der vorkommenden Discocyclusen, Heterosteginen und kleinen Nummuliten mit Sicherheit ins Priabonien. RYKKEN (1968) erwähnt von der Basis des Calcaire à petites Nummulites der Morcles-Decke *Nummulites striatus*, eine Form, die nicht über das ältere Priabonien hinausreicht. Aus den höheren Anteilen der Kalke wird *Nummulites fabianii* beschrieben. Eine eingehendere Bearbeitung der Mikrofaunen, insbesondere der Nummuliten steht aber noch aus; die Altersbeziehungen zur südöstlich anschliessenden Hohgant-Formation sind nicht überall geklärt, wurden aber grundsätzlich für die Querschnitte des Kandertals und der Lenk von STEFFEN (1981) dargestellt. Insbesondere steht die zeitliche Korrelation zu den Lithothamnienkalken im Dach der Hohgant-Formation zur Diskussion. Einen Hinweis auf eine mögliche Altersdifferenz liefert die Verbreitung der sogenannten Wängenkalke. Es handelt sich um bioklastische Kalke, welche zur Hauptsache aus resedimentierten Rotalgen und Grossforaminiferen bestehen. Sie sind in die über der Hohgant-Formation bzw. den Lithothamnienkalken folgenden Globigerinenmergel eingelagert. Wie nachstehend noch näher ausgeführt wird, sind diese allodapischen Kalke auf späteocaene Bewegungen an SW–NE verlaufenden Normalbrüchen zurückzuführen. Dies setzt zur Zeit der Bildung der jeweiligen Wängenkalkbänke zwangsweise die gleichzeitige Existenz einer benachbarten Karbonatplattform voraus, womit sich schon daraus eine gewisse Heterochronie der späteocaenen Abfolgen ergibt.

Globigerinenmergel (Fig. 12)

Die helvetischen Globigerinenmergel stellen eine heterochrone Formation von hemipelagischen bis pelagischen Mergeln dar, die sich im ganzen helvetischen Ablagerungsraum im Anschluss an die Sedimentation der bisher besprochenen neritischen Ablagerungen als Folge der Subsidenz gebildet hat. Der heterochrone Charakter lässt sich schon aus dem unterschiedlichen Alter dieser darunterliegenden neritischen Sedimente vermuten und ergibt sich eindeutig auf Grund der Mikrofaunen. Der Ausdruck «Globigerinenmergel» wird hier als informaler Formationsbegriff für die Gesamtheit der hemipelagischen bis pelagischen eocaenen Mergel zwischen den neritischen Nummulitenschichten und dem Flysch verwendet. Von der Schaffung eines neuen, mit einer Lokalität verbundenen Namens wird einstweilen abgesehen. Der Ausdruck «Stadschiefer» bleibt für die nachstehend unter Punkt 5 beschriebene Faziesseinheit reserviert.

Der Übergang von den Nummulitenkalken bzw. der Hohgant-Formation zu den Globigerinenmergeln ist in der Regel recht abrupt. Vielfach bedeutet dies eine rasch einsetzende kräftige Subsidenz von mehreren hundert Metern. Dies lässt sich beispielsweise im Schimberg-Profil anhand der benthonischen Foraminiferen nachweisen (HELENES et al., in Vorb.) und ist bedingt durch kräftige Absenkung des Südostflügels eines SW-NE-verlaufenden Längsbruches. Altersmässig schliessen in diesem Fall die Stadschiefer direkt an die Hohgant-Formation und die Schimberg-Schiefer an.

In der Wildhorn-Decke des Berner Oberlands vollzieht sich dieser Übergang ebenfalls sehr rasch. Die Mergel enthalten in den untersten Dezimetern oft Lagen oder Bänke, in denen resedimentierte Flachwasserorganismen (Grossforaminiferen, Rotalgen usw.) mit planktonischen Foraminiferen vermischt sind. Auch hier dürfte die Absenkung rasch erfolgt sein.

Anders müssen die Verhältnisse im Verbreitungsgebiet der früheocaenen Einsiedler Nummulitenkalke gedeutet werden. Hier setzt die hemipelagisch-pelagische Sedimentation meist erst etwa in der Mitte des Mittel-Eocaens (etwa *Globorotalia lehneri*-Zone) ein. Das älteste Mittel-Eocaen und damit die Absenkungsphase ist entweder in Form eines glaukonitischen Kondensationshorizontes mit phosphorisierten Mollusken und Solitärkorallen (Steinbach-Fossilschicht), als Schichtlücke oder in Form geringmächtiger, kondensierter hemipelagischer Mergel ausgebildet.

Die Mikrofauna wurde noch nicht überall untersucht, u. a. weil sie in manchen Gebieten nicht oder nur sehr mühsam aus den Mergeln isoliert werden kann. Dies ist vor allem dort der Fall, wo infolge tektonischer Überlast die Zonen der Anchimetamorphose oder der höheren Diagenese erreicht werden, so im Autochthon/Parautochthon und in den tieferen Decken der Zentral- und Ostschweiz inkl. dem «eingewickelten» südhelvetischen Blattgrat-Komplex, ferner in praktisch sämtlichen helvetischen Decken westlich des Thunersees. Dort konnten bisher einzig Proben aus den ultrahelvetischen Globigerinenmergeln der Sattelzone (FERRAZZINI 1981) sowie in der frontalen Wildhorn-Decke aufbereitet werden.

Auf Grund der bisherigen Untersuchungen kann man immerhin altersmässig, faziell und paläobathymetrisch eine gewisse Differenzierung innerhalb der Formation vornehmen, womit auch die Entwicklung des Ablagerungsraums während dieser hemipelagisch-pelagischen Phase generell interpretiert werden kann. Übersichtsmässig können folgende Unterscheidungen vorgenommen werden (Fig. 12):

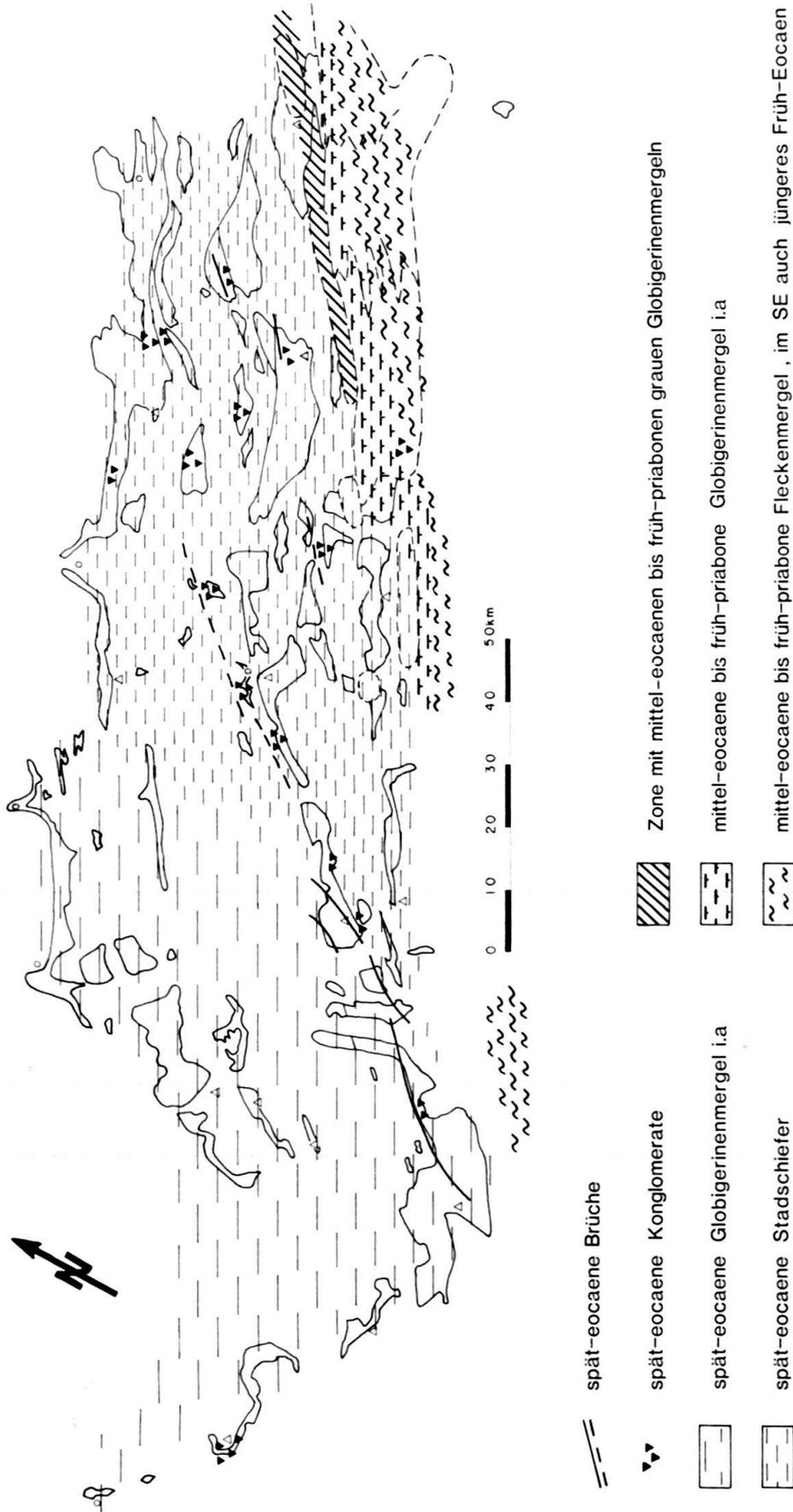


Fig. 12. Generelle Fazieskarte und Altersverteilung der helvetischen Globigerinenmergel. Die Grenzen zwischen den einzelnen Gebieten sind i. a. fließend und schlecht definierbar. Für die westlichen Gebiete wird noch kein Versuch einer Differenzierung unternommen. Die verstärkte Bruchaktivität während des Ober-Eocaens wird durch die weite Verbreitung von Konglomeraten mit lokalem Geröllspektrum dokumentiert.

Fig. 12. Generalized map of facies and age distribution for the pelagic or hemipelagic Globigerina Marls. Limits between the areas are generally not well defined, and no differentiation is attempted for western areas. The strong activity of a system of SW-NE directed normal faults during the Priabonian is documented by numerous occurrences of conglomerates with locally derived pebbles. Depositional depths of the Globigerina Marls were greater in eastern areas, mainly in the so-called Fleckenmergel, than in western areas (Stadschiefer and Priabonian shales in general).

1. Früheocaene Globigerinenmergel

Helle, pelagische Mergel früheocaenen Alters treten in geringer Mächtigkeit im äussersten Südosten des helvetischen Ablagerungsraums in der Wildhauser Schuppenzone auf. Sie gehen dort stratigraphisch in die zur Hauptsache mitteleocaenen Mergel über. Die von HERB (1963) angegebenen Datierungen wurden von M. TOUMARKINE (unpubl.) im wesentlichen bestätigt. Danach ist in erster Linie die *Morozovella-aragonensis*-Zone, untergeordnet auch die *M.-formosa-formosa*-Zone (mittlerer bis oberer Teil des frühen Eocaens) vertreten. Da die Nummulitenkalke bei Wildhaus noch bis an die Basis des jüngeren Cuisien reichen, können sie nicht die stratigraphische Unterlage dieser Schuppen mit früheocaenen Globigerinenmergeln gewesen sein und müssen recht südlichen Teilen des Ablagerungsraums entstammen.

Im weiteren wurde von HERB (1963) in den höchsten Teilen der Schuppenzone, direkt unter dem rhenodanubischen Kreideflysch, ein Vorkommen von schwarzen Globigerinenschiefern erwähnt, welche ins Paleocaen gestellt wurden. Eine Überprüfung der schlecht erhaltenen Mikrofauna deckte eine Verwechslung von *Morozovella caucasica* mit *M. velascoensis* auf. Neben *M. caucasica* enthält diese Faune auch *M. aragonensis*, *Acarinina bullbrooki* und *A. pentacamerata* und gehört somit ins jüngste Früh-Eocaen.

2. Mittel- bis späteocaene Fleckenmergel

Es handelt sich um meist ziemlich kalkige, sandfreie, gelblich anwitternde, im Bruch manchmal auch grünliche Mergel mit braunen, durch Bioturbation erzeugte Flecken. Dabei muss betont werden, dass auch in den meisten übrigen, hier ausgeschiedenen Fazieszonen immer wieder grössere oder kleinere Anteile diese Fleckenmergel-Ausbildung zeigen, allerdings nicht in der ausgeprägt gelblichen Anwitterung. Sie enthalten eine reiche Mikrofauna von planktonischen und benthonischen Foraminiferen mit sehr hohen Planktonanteilen: in den östlichen Gebieten von Amden und Wildhaus mit Plankton/Benthos-Verhältnissen von meist über 90:10, in der äusseren Einsiedler Schuppenzone bis zu 80:20 (KUHNS 1972). Unter den benthonischen Arten befinden sich zahlreiche Tiefwasserformen mit weltweiter Verbreitung, so etwa *Nuttallides truempyi*, ein Indikator für Wassertiefen unter 500–1000 m (van MORKHOVEN, BERGGREN & EDWARDS 1986, GRÜNIG & HERB 1980).

Die Bestimmung der planktonischen Foraminiferen hat in der Ostschweiz in den allermeisten Fällen ein mitteleocaenes Alter (*Morozovella lehneri*- bis *Truncorotaloides rohri*-Zonen) ergeben, in einigen Fällen auch älteres Spät-Eocaen (*Globigerinatheka semiinvoluta*-Zone), so bei Wildhaus (HERB 1963, rev. M. TOUMARKINE, unpubl.), Amden (HERB 1962) und Einsiedeln (KUHNS 1972). In der östlichen Wildhauser Schuppenzone, wo die unter Punkt 1 erwähnten früheocaenen Globigerinenmergel auftreten, sind in geringem Ausmass auch ältere Anteile des Mittel-Eocaens vertreten, vor allem die Zone der *Globigerinatheka subconglobata subconglobata*. Ferner haben zusätzliche Probenaufnahmen in den Rinderbächen bei Amden auch älteres Spät-Eocaen ergeben (TOUMARKINE & HERB, unpubl.).

Vom Rheinquerschnitt bis zum Westende der Einsiedler Schuppenzonen sind die typischen gelblichen Fleckenmergel in ihrer Verbreitung an die Einsiedler Nummulitenkalke von früheocaenem Alter gebunden. Westlich davon findet man dann keine typi-

schen Fleckenmergelabfolgen mehr in direktem Kontakt mit unterliegenden Nummulitenkalken. Diese Fazieszone ist dort bis zum Thunersee-Querschnitt in das Habkern-Melange einbezogen (BAYER 1982) und tritt noch weiter im Westen in der Sattelzone wieder auf. In beiden Gebieten ist sowohl jüngstes Mittel-Eocaen wie auch älteres Spät-Eocaen nachgewiesen: Mittel-Eocaen bei Sörenberg durch BAYER (l. c.) im Ettisriederbach bei Sarnen durch den Autor und in der Sattelzone durch FERRAZZINI (1981); Spät-Eocaen durch BAYER (l. c.) im Habkern-Melange und durch FERRAZZINI (l. c.) in der Sattelzone). Bei den Vorkommen zwischen Urnersee und Thunersee dürfte es sich um Schürflinge handeln, die noch auf den südlichsten Teilen der Wildhorn-Decke zu beheimaten sind. Die neritische Unterlage ist mindestens teilweise in den untereocaenen tektonischen Schürflingen unter der Randkette zu suchen.

3. Mittel- bis späteocaene Mergel am Nordrand der Einsiedler Nummulitenkalke

Es handelt sich dabei um ein kleines Gebiet, in welchem die typische Ausbildung der Fleckenmergel ersetzt wird durch helle, oft grünliche Mergel mit reicher Mikrofauna, wie bei den Fleckenmergeln weit überwiegend aus planktonischen Foraminiferen bestehend. Milieumässig lassen sie sich kaum von den Fleckenmergeln unterscheiden, altersmässig umfassen sie indessen nur noch die jüngsten Anteile des Mittel-Eocaens sowie das ältere Spät-Eocaen (HERB 1962). Sie sind hauptsächlich in der westlichen Flibachzone bei Weesen und im Toggenburg aufgeschlossen. Über eine allfällige weitere Verbreitung westlich der Linth ist bis jetzt nichts bekanntgeworden.

4. Zone mit wechselweise gelblich oder grau anwitternden Globigerinenmergeln

Neben den typisch gelblich anwitternden Globigerinenmergeln kommen in einer Zone, welche die Schuppenzone von Brülisau und die östliche Flibach-Zone bei Weesen umfasst, also Mergelfolgen, die stratigraphisch mit den Gallensis-Kalken des basalen Lutétien verbunden sind, auch grau anwitternde Mergel vor, die sich von Amdener Mergeln oft kaum anders als durch ihre Mikrofauna unterscheiden lassen. Eine normale stratigraphische Abfolge innerhalb dieser Schuppenzonen konnte bisher nicht eruiert werden. Die gelblichen und grauen Varietäten umfassen gesamthaft das jüngere Mittel-Eocaen und das ältere Spät-Eocaen. Häufig ist ein gewisser Feinsandgehalt festzustellen, und die Häufigkeit der Foraminiferen, unter denen die planktonischen noch stets stark vorherrschen, ist im allgemeinen deutlich geringer als in den Zonen 1 und 2.

Aus der äusseren Einsiedler Schuppenzone beschreibt KUHN (1972) die graue Varietät ebenfalls. Ferner tritt sie in der Wildhauser Schuppenzone an der Bromegg auf (HERB 1963). In beiden Fällen konnte nur Mittel-Eocaen nachgewiesen werden. Ein Gesamtbild über Verteilung und paläogeographische wie sedimentologische Bedeutung lässt sich aus dieser Verteilung noch nicht ableiten.

5. Späteocaene Globigerinenmergel des Stadschiefer-Typus

In Verbreitungsgebieten der Bürgen-Formation, welche meist noch von südlichen Äquivalenten der Hohgant-Formation überlagert wird, findet man eine Abfolge von bräunlich anwitternden, häufig noch etwas sandigen Mergeln, nach der Lokalität Alpnachstad als Stadschiefer bezeichnet. Ihre Mikrofauna wurde von BOLLI (1950), ECKERT

(1963) und neuerdings von HELENES et al. (in Vorb.) bearbeitet. Altersmässig gehört sie in die Zonen der *Globigerinatheka semiinvoluta* und der *Turborotalia cerroazulensis* s.l. In der Niederhorn-Decke können an der Basis die sandigen Schimberg-Schiefer als Übergangsfazies zur liegenden Hohgant-Formation ausgeschieden werden. Die Stadschiefer enthalten im Vergleich zu den bisher erwähnten Faziestypen einen höheren Anteil von benthonischen Kleinforaminiferen mit Plankton-Benthos-Verhältnissen meist zwischen 50% und 80%. Das Spektrum der benthonischen Arten zeigt aber trotzdem Wassertiefen von mehreren hundert Metern an. Gegenüber den mitteleocaenen Fleckenmergeln sind vermutlich weniger die dort noch etwas grössere Wassertiefe als die bereits etwas weniger offenmeerischen Bedingungen für diese Veränderung des Plankton-Benthos-Verhältnisses verantwortlich.

6. Späteocaene Globigerinenmergel im allgemeinen

Ausserhalb der bisher besprochenen Gebiete wurde noch kein Versuch zu einer altersmässigen und faziellen Differenzierung der späteoceanen Globigerinenmergel unternommen. Da die weiter oben besprochenen neritischen Sedimente des zentralschweizerischen Autochthons, der Doldhorn-Decke und der Morcles-Decke wie z.T. auch der westlichen Wildhorndecke, bis mindestens in die Mitte des Priabons reichen, können die Globigerinenmergel dort nur noch das jüngere Priabon repräsentieren. Im Autochthon und in den tieferen Decken der Zentral- und Westschweiz dürfte angesichts der starken Deformation und der Anchimetamorphose eine direkte Altersbestimmung der Mikrofaunen wenig aussichtsreich sein. In der Wildhorn-Decke des Berner Oberlands findet man stadschieferähnliche Fazies im Wechsel mit oft fossilarmen, feinsandigen Mergeln, z. T. mit Einlagerung von Wängen-Kalken und Konglomerathorizonten.

Die palinspastische Verteilung der einzelnen eben beschriebenen informalen Formationsglieder zeigt grundsätzlich noch dieselbe Isopenschiefe bezüglich des alpinen Streichens wie die darunterliegenden Sedimente. Neu ist die während des Ober-Eocaens auftretende Intensivierung der Bruchtektonik, welche die rasche, in nordwestlicher Richtung progredierende Subsidenz des Globigerinenmergeltrogs begleitet. Zeugen hiefür sind u. a. die nachstehend beschriebenen klastischen Einlagerungen in die Globigerinenmergel.

Klastische Sedimente in den Globigerinenmergeln

1. Wängenkalk

Bei den Wängenkalken handelt es sich um meist grobkörnige, bioklastische Kalke, welche in Bänken mit Mächtigkeiten im Meterbereich in die Globigerinenmergel eingeschaltet sind. Sie bestehen zur Hauptsache aus wenig bis kaum zerbrochenen Rotalgen, Grossforaminiferen und Bryozoen und sind oft quarzführend. Makroskopisch unterscheiden sie sich oft kaum von den späteoceanen Lithothamnienkalken. Im Dünnschliff sind dann aber oft geringe Beimengungen von planktonischen Foraminiferen erkennbar. Häufig, aber nicht immer ist eine Korngrössengradierung ersichtlich. Die Wängen-Kalke sind als Produkt von teils Debris-flow-ähnlichem, teils turbiditischem Massentransport anzusehen, durch welchen Flachwasser-Biogene von der Rotalgen-Plattform in das Becken der Globigerinenmergel transportiert wurden. Sie können als allodapische Kalke

bezeichnet werden. Ihr Hauptverbreitungsbereich sind der mittlere Teil der Wildhorn-Decke des Berner Oberlands sowie Teile der Niederhorn-Decke. Sie kommen somit ausschliesslich in den späteoacaenen Globigerinenmergeln vor und beweisen, dass in den erwähnten Gebieten zeitgleich zu den Globigerinenmergeln des oberen Bathyals eine neritische Lithothamnienkalkplattform existierte. Mit den nachstehend erwähnten Konglomeraten sind sie Zeugen der späteoacaenen Bruchtektonik. In diesem Zusammenhang sind Vorkommen in der westlichen Wildhorn-Decke, z. B. südlich von Lauenen oder am Sanetschpass, wo die Globigerinenmergel mit Wängenkalkbänken über «autochthonen» Lithothamnienkalke vorkommen, von Bedeutung. Sie beweisen, dass auch die Lithothamnienkalke bzw. «Calcaires à petites nummulites» bis zu einem gewissen Grad heterochron sein müssen (Fig. 6).

2. Quarzsandstein der Zentralschweiz

In der Zentralschweiz ist an der Basis oder im untersten Teil der Globigerinenmergel gelegentlich eine oft mehrere Meter mächtige Quarzsandsteinbank vorhanden, so im Klimesattel, am Südrand des Pilatus und östlich von Sarnen. Die scharfe Abgrenzung gegenüber den Globigerinenmergeln sowie Einschlüsse von Tongeröllen deuten auf turbiditischen Massentransport von gut sortiertem, reifem Sand vom Hohgant-Sandstein-Typus. Ähnlich wie im Fall der Wängen-Kalke ist es ein Hinweis, dass zu Beginn der Globigerinenmergelsedimentation weiter im Nordwesten gleichzeitig noch Hohgant-Sandstein abgelagert wurde. Da diese Globigerinenmergel aber von der Südfazies der Hohgant-Formation unterlagert werden, ergibt sich wiederum die heterochrone Natur der letzteren (HERB 1978).

3. Konglomeratvorkommen in den Globigerinenmergeln

Seit BUXTORF (1918) werden die verschiedentlich in den Globigerinenmergeln auftretenden Konglomerate als Ausdruck einer eocaenen Bruchtektonik gedeutet. BRÜCKNER (1946), STYGER (1961) und teilweise auch BAYER (1982) haben diese Konglomerate und ihre Bedeutung am eingehendsten diskutiert. STYGER hat sich insbesondere mit der Altersfrage auseinandergesetzt und auf das durchwegs späteoacaene Alter hingewiesen. Die Untersuchungen BAYERS (1982) und des Autors haben diese Ansicht bestätigt. Damit wird die Hauptaktivität der eocaenen Bruchtektonik ebenfalls ins Spät-Eocaen (Priabonien) verlegt.

Die Gerölle dieser Konglomerate bestehen ausschliesslich aus lokalem Material, wobei neben der unmittelbaren Kreideunterlage bereits auch verfestigte Eocaen-Gerölle vertreten sind. Im folgenden seien einige der wichtigsten Konglomeratvorkommen kurz diskutiert:

- a) *Das Konglomerat von Rütönen bei Beckenried* (Fig. 13): Es handelt sich um dasjenige Vorkommen, von dem BUXTORF schon 1916 Vermutungen über eine vor der Alpenfaltung anzusetzende Bruchtektonik äusserte. Zugleich ist es das seiner Zusammensetzung und Entstehung nach komplizierteste. Es ist im untersten Teil der priabonen Stadschiefer eingelagert und besteht aus ziemlich dicht gepackten, groben, relativ schlecht gerundeten Geröllen und Blöcken in einer mergeligen Matrix, welche überr-

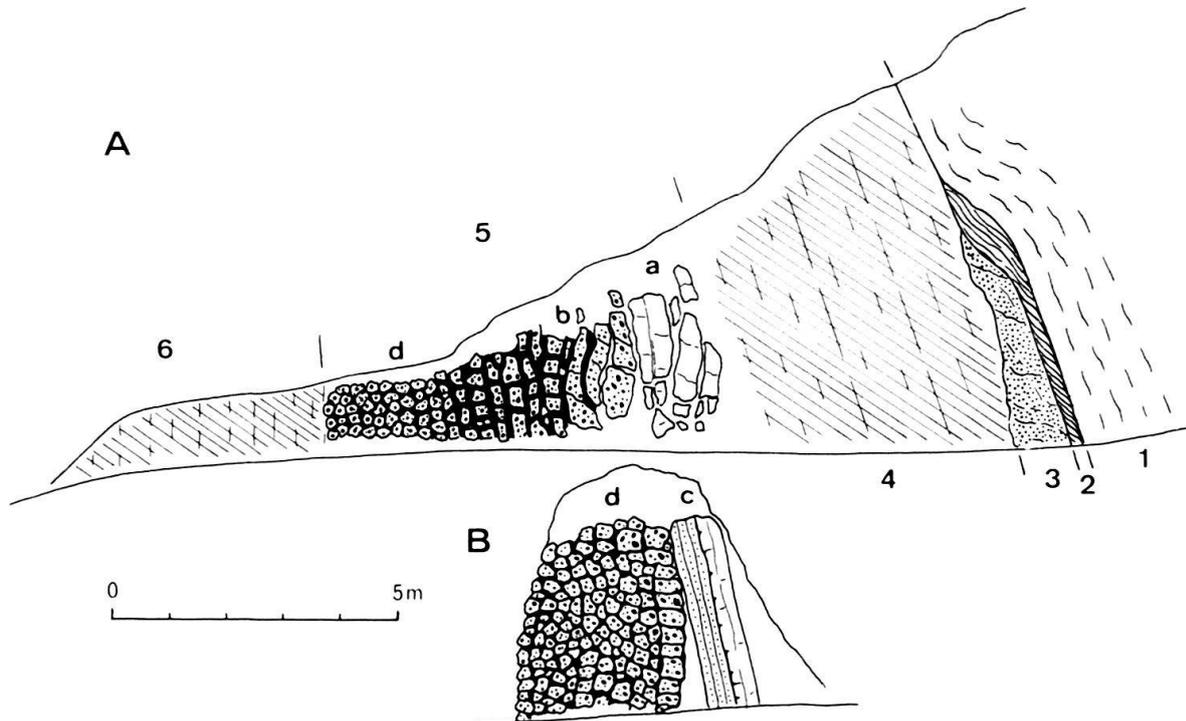


Fig. 13. Aufschluss des Konglomerats von Rütinen bei Beckenried, im Einschnitt zur verlassenen östlichen Grube der ehemaligen Zementfabrik, Koord. 680.870/201.650, 490 m ü. M. A: Ostseite des Einschnitts, B: Westseite (Profil).

1. Choltal-Schichten (Santonien): hellgraue Mergel
2. Stark verschieferte dunkle, sandige Mergel, vereinzelt mit planktonischen Foraminiferen, darunter *Turborotaria cerroazulensis cerroazulensis*
3. Fossilleerer glaukonitreicher Sandstein: Obbürgen-Schicht
4. Globigerinenmergel (Stadschiefer) der Globigerinatheka semiinvoluta-Zone (P 15)
5. Konglomerat von Rütinen:
 - a) Blöcke von Seewer Kalk
 - b) zerfallene Bänke eines Konglomerats mit Komponenten von Seewer Kalk, Garschella-Formation und Schrattenkalk in sandig-kalkiger Matrix mit *Assilina exponens* und Nummuliten
 - c) Block mit Transgression eines eocaenen glaukonitischen Sandkalks auf Seewer Kalk
 - d) dicht gepackte Gerölle des Konglomerats b in einer Matrix von Amdener Mergeln (Santon)
6. Globigerinenmergel (Stadschiefer) wie 4

Fig. 13. Outcrop of the Rütinen conglomerate (5) east of Beckenried (Central Switzerland) (Fig. 10). BUXTORF mentioned this conglomerate in 1916 and correctly interpreted it as a result of syndimentary faulting pre-dating Alpine thrusting and nappe emplacement. The conglomerate is assigned to the early Late Eocene Globigerina Marls (Zone of Globigerinatheka semiinvoluta (P 15) (4 and 6). Pebbles and slabs of Turonian-Coniacian Seewen limestone (5a), a slab containing the Middle Eocene transgression on Seewen limestone (5c), and pebbles of a middle Lutetian conglomerate with Nummulites and Assilina as well as clasts of Seewen limestone, Late Aptian to Albian Garschella Formation and Barremian to Early Aptian Schrattenkalk (5b and d) are all present in a matrix of Santonian Amden shales and were displaced by gravity transport into the upper bathyal Globigerina Marls basin. At least two separate events are required to explain the formation of this bed.

schenderweise eine Fauna von spätkretazischen planktonischen und benthonischen Foraminiferen enthält, wie sie für die Amdener Formation typisch ist. In dem in Figur 13 aufgezeichneten Profil bestehen die Blöcke im basalen Teil der Schüttung vorwiegend aus Seewer Kalk. Ein einzelner grosser Block enthält die Transgression von

Bürgen-Grünsand auf Seewer Kalk. In ihrer Anordnung lassen diese Blöcke von Seewer Kalk eine im Verband gelockerte Bankung erkennen. Stratigraphisch darüber folgen weitgehend zerfallene Bänke und schliesslich kleine Blöcke und Gerölle eines dicht gepackten Konglomerats mit Komponenten aus Schrattenkalk, Garschella-Formation («helvetischer Gault») und Seewer Kalk in einer gut zementierten, sandig-kalkigen Matrix mit mitteleocaenen Grossforaminiferen (*Assilina exponens*, *Nummulites millecaput*, Nummuliten der *perforatus*-Gruppe und Discocyclinen). Diese Fauna entspricht in ihrer Zusammensetzung jener der Bürgen-Schichten (Bürgen-Grünsand oder sandiger Bürgen-Kalk). Diese eocaenen Konglomerat-Gerölle bilden, wie erwähnt, besonders im oberen Teil wiederum ein Konglomerat in einer Matrix von Amdener Mergeln (Santon), sozusagen einen dichtgepackten «pebbly mudstone».

Für die Entstehung ist ein mehrphasiger Vorgang anzunehmen: Auf der Nordflanke eines bereits im Mittel-Eocaen aktiven Bruchs wurden Seewer Kalk, Garschella-Formation und ein Teil des Schrattenkalks subaerisch anerodiert. Die Gerölle wurden auf der Südflanke des Bruchs in die Bürgen-Schichten mit ihrer typischen Grossforaminiferen-Fauna eingesedimentiert. Diese Bürgen-Schichten lagen transgressiv auf Seewer Kalk, Verhältnisse wie sie etwa am Bürgenstock und seiner östlichen Fortsetzung zu finden sind. Ein Paket dieses nunmehr lithifizierten Konglomerats rutschte zu einem späteren Zeitpunkt, d. h. zu Beginn der Stadschiefer-Sedimentation (älteres Priabonien) bei weiterer Aktivierung der Brüche in südliche und tiefere Teile des subsidierenden Stadschiefer-Beckens ab, wobei diese submarine Rutschung die in südlicher Richtung unter der Eocaen-Transgression rasch einsetzenden Amdener Mergel teilweise mitriss und letztere somit die Matrix des entstehenden «pebbly mudstones» bilden.

- b) *Kleintal-Konglomerate*: Volumenmässig handelt es sich wohl um die bedeutendsten Konglomeratschüttungen in den priabonen Globigerinenmergeln (Stadschiefer). Sie wurden von ANDEREGG (1940) sehr eingehend beschrieben und ihre tektonische Zugehörigkeit zu den tieferen Falten der Kleintal-Serie, bzw. zur frontalen Axen-Decke klargestellt. Das Geröllspektrum umfasst Kreidesedimente von Betlis-Kalk (evtl. Öhrli-Kalk) bis Orbitolinen-Schichten, dazu Gerölle von mitteleocaenen Bürgen-Schichten oder isolierte Grossforaminiferen daraus. ANDEREGG (l.c.) machte als Liefergebiet die Lücke zwischen Kleintal-Serie und Gitschen-Decke wahrscheinlich.
- c) *Jochstock-Konglomerat*: Darunter werden die Konglomerat- bis Breccienvorkommen zusammengefasst, die SCHUMACHER (1949) aus dem Eocaen seiner Trübsee-Schuppen (Jochpass-Gebiet) beschrieben hat. Die besten Aufschlüsse davon befinden sich am Grat 250 m nördlich des Jochstocks sowie westlich und nördlich davon. Den Hauptanteil des Geröllbestands machen grob-bioklastische Betlis-Kalke (Valanginien) aus. Untergeordnet treten helvetischer Kieselkalk (Hauterivien), eocaener Quarzsandstein sowie Klimsenhorn-Formation (Obere Perforatus-Schicht nach SCHUMACHER, l.c.) auf. In der teilweise grobsandigen Matrix können isolierte Exemplare von *Nummulites puschi*, einer typischen Form der Klimsenhorn-Formation, gefunden werden. Neben den oft stark tektonisch deformierten Geröllen findet man vereinzelt grössere Pakete (Olistolithe?) von Betlis-Kalk, in einem Fall vermutlich noch von etwas Öhrli-Kalk unterlagert. Die Matrix des Konglomerats besteht aus

dunklen, stark geschieferten Globigerinenmergeln oder relativ grobsandigen Mergeln. Bei diesem oft bimodalen Sand handelt es sich wohl um umgelagerten eocaenen Sand aus der Klimeshorn-Formation. Somit wurden von der Nordwestflanke des Bruchs sowohl lithifizierte Kreide-Gerölle wie auch loser eocaener Sand auf die sich absenkende Scholle umgelagert.

Die Behandlung der Trübsee-Schuppen als eigenständige tektonische Einheit durch SCHUMACHER (1949) verwischt etwas die Tatsache, dass es sich grundsätzlich um Teile der Verkehrtserie der Urirotstock-Decke handelt, auch wenn die Existenz von Verschuppungen und Verfaltungen nicht abzustreiten ist. Zwischen dem Sattel südlich des Ochsenhorns und dem Jochstock ist eine verkehrt liegende Abfolge von Klimeshorn-Formation mit weissen Quarzsandsteinbänken und Sandkalken mit Discocyclinen, gefolgt von geringmächtigem, etwas kohligem Hohgantsandstein, schieferigem Hohgantsandstein, Schimberg-Schiefern und Globigerinenmergeln sichtbar. In die letzteren sind in recht unregelmässiger Verteilung die erwähnten Konglomerate eingelagert. Der Jochstock selbst wird aus Taveyannaz-Sandstein aufgebaut.

Im Vergleich zum Kleintal-Konglomerat fällt das engere Geröllspektrum des Jochstock-Konglomerats auf. Jüngere Formationen als Kieselkalk waren im primären Liefergebiet offenbar bereits vor der eocaenen Transgression erosiv entfernt worden.

Von den weiter westlich auftretenden Konglomeraten und Breccien seien hier das Schimberg-Konglomerat (MOLLET 1921; BIERI 1978) sowie die Vorkommen im Südostflügel des Hohgant-Rawil-Bruchsystems am Hohgant (BAYER et al. 1983), bei Sundlaunen (COLOMBI 1960; HERB et al. 1978) und am Rotstock südlich von Adelboden erwähnt. Sie bezeugen die zum mindesten lokale subaerische Freilegung von Horsten bzw. Halbhorsten im Nordwestflügel der Bruchzone. Die Sedimente, in die sie eingelagert sind (Schimberg-Schiefer oder unterer Teil der Globigerinenmergel) müssen auf Grund des Mikrofaunenspektrums in einem rasch subsidierenden Becken entstanden sein.

Südhelvetische Flysche

Unter diesem Ausdruck werden Flysche von jungmitteleocaenem bis späteocaenem Alter zusammengefasst, welche im süd- bis mittelhelvetischen Ablagerungsraum aus den Globigerinenmergeln hervorgehen oder in den stratigraphisch höheren Teilen der letzteren eingeschaltet sind. Sie wurden zuletzt von BAYER (1982) in bezug auf regionale Unterschiede sowie Zusammensetzung und Herkunft des detritischen Materials untersucht und diskutiert. Folgende Hauptpunkte seien resümiert:

- In den südöstlichsten Abschnitten (südlicher Teil des Blattengrat-Komplexes, südliche Wildhauser Schuppenzone bei Wildhaus und bei Amden) beginnt die Flyschschüttung bereits im jüngeren Mittel-Eocaen und reicht ins Spät-Eocaen.
- Trotz mangelhaftem biostratigraphischem Auflösungsvermögen ergibt sich aus dem unterschiedlichen Alter der darunterliegenden Globigerinenmergel auch innerhalb der späteocaenen Flyschvorkommen ein unterschiedliches Alter. In der Niederhorn-Decke reichen die Globigerinenmergel bis in die Zone der *Turborotalia cerroazulensis* s. l., so dass der darüberliegende Flysch erst im jüngsten Eocaen einsetzt.

- Aus der altersmässigen Verteilung wie auch aus der Tatsache, dass gröberklastische Anteile i. a. in den interneren oder in stratigraphisch höheren Abschnitten vorkommen, und in der Niederhorn-Decke oder in der nördlichen bis mittleren Wildhorn-Decke des Berner Oberlands praktisch nur distale Flyschtypen auftreten, ergibt sich generell eine Migration in nordwestlicher Richtung. Die ultrahelvetischen Flysche der Westschweiz (Höchst- und Meilleret-Flysch) stellen interne, proximale und ältere Teile dieses progradierenden Flyschkomplexes dar.
- Im Glarner Querschnitt tritt südhelvetischer Flysch im östlichen Blattengrat-Komplex in Form des «Intermediären oder Lavtina-Flyschs» auf. In den entsprechenden tektonischen Einheiten der östlichen Clariden-Kette gehören die von F. FREY (1965) beschriebenen Malor-Schichten dazu. Diese am Nordrand der Einsiedler Nummulitenkalke zu beheimatenden Vorkommen sind deswegen von Interesse, weil sie nach FREY (l. c.) stratigraphisch von den erstmals Ergussgesteinstrümmen führenden Ahorn-Schichten und schliesslich von Taveyannaz-Sandstein überlagert werden.
- Die palinspastische Rekonstruktion ergibt gegenüber dem Streichen der heutigen alpinen Strukturen noch stets eine Isopenschiefe, ähnlich, wenn auch etwas abgeschwächt, wie in den liegenden Formationen.
- Während vor dem Einsetzen der südhelvetischen Flysche die Schüttung des detritischen Materials in Form von unterschiedlich sortierten reifen Quarzsandsteinen aus allgemein nördlicher Richtung erfolgte, ist nun erstmals im helvetischen Bereich eine von intern nach extern gerichtete Schüttung von stark gemischtem unreifem Detritus zu erkennen. Für die Rekonstruktion des Liefergebiets ist von Bedeutung, dass neben kristallinem Detritus in reichem Mass auch umgelagerter penecontemporärer Biode-tritus vorkommt, und zwar sowohl von Flachwasserorganismen wie Grossforaminiferen und Rotalgen, als auch, in den feineren Korngrössenklassen, von planktonischen Foraminiferen.

Diese Zusammensetzung macht eine Diskussion über die paläotektonische Natur des detritusliefernden Hochgebiets notwendig. HOMEWOOD (1977) und BAYER (1982) diskutierten ein generell seit dem Jura in der Sedimentationsgeschichte ablesbares «Marginal Basement High» im südlichen Ultrahelvetikum, als Abgrenzung gegen den penninischen Raum. Dieses wurde im obersten Mittel-Eocaen und im Spät-Eocaen von den kompressiven Bewegungen erfasst. Als Folge davon kam es zur Schüttung der ultrahelvetischen Flysche in diesem Zeitraum. Die ultrahelvetischen Flysche (Meilleret und Höchst) zeigen nach HOMEWOOD (1974) und FERRAZZINI (1981) denn auch einen Komponentenbestand von süd- bzw. ultrahelvetischem Gepräge.

Der jungpriabone Flysch der Wildhorn-Decke des westlichen Berner Oberlands, der nach oben in die Melange-Zone der «Plaine-Morte-Decke» übergeht, kann grundsätzlich als distales und jüngstes Element dieser in nordwestlicher Richtung progradierenden Flyschschüttung verstanden werden. Allerdings ist zu bedenken, dass zu dieser Zeit die alpine Deckenfront bereits am Südrand der Wildhorn-Decke angelangt ist, wie dies auch BURKHARD (1986) dargestellt hat. Für denselben Zeitpunkt zeichnet PFIFFNER (1986) im ostschweizerischen Querschnitt bereits eine wesentliche Überdeckung des helvetischen Ablagerungsraums durch überschobene Einheiten. Aus dem Vergleich dieser beiden

Modelle kommt zum Ausdruck, dass parallel zur bisher erkannten Isopenschiefe auch die Richtung der alpinen Deckenfront noch zu dieser Zeit schief zum heutigen Streichen der alpinen Strukturen angelegt ist.

Die teilweise reichliche Beimischung von Flachwasser- wie auch von pelagischem Biodetritus zeigt im übrigen für den primären Sedimentationsraum die Existenz mindestens eines schmalen, von Grossforaminiferen- und Rotalgengemeinschaften besiedelten Flachwasserbereichs mit raschem Übergang in tieferes Wasser.

Taveyannaz-Formation (Fig. 14)

Mit der Taveyannaz-Formation etabliert sich die alpine Vortiefe im Zuge ihrer nordwestwärts gerichteten Verlagerung als langer, schmaler, kaum mehr als 15–17 km breiter Flyschtrog mitten im helvetischen Ablagerungsraum. Weil die Taveyannaz-Formation sehr häufig von ihrer stratigraphischen Unterlage abgeschürft worden ist, enthält die palinspastische Rekonstruktion einige Unsicherheiten. Fixpunkte, wo der stratigraphische Zusammenhang direkt sichtbar oder infolge disharmonischer Faltung nur wenig gestört ist, liegen im Diablerets-Gebiet, am Jägerchrüz, in der Griesstock-Decke, im Clariden-Gebiet, auf der südlichen Limmern-Kuppel (Aar-Massiv) und an der Wageten. Im Glarner Querschnitt haben die Untersuchungen von STYGER (1961) und FREY (1965) eine Überschiebung aus südlicheren Ablagerungsräumen als früher angenommen klargestellt. SIEGENTHALER (1974) und PFIFFNER (1986) haben dies präzisiert, und KÜNZI (1975) und ZWAHLEN (1986) erbrachten auch für die im Kientaler Querschnitt aufgeschlossenen Taveyannaz-Formation Evidenzen, wonach diese nicht als Schichtglied der Gellihorn-Decke zu betrachten sei, sondern aus einem etwas südlicheren Raum abgeschürft worden ist. Damit ergibt sich approximativ die in Figur 14 dargestellte palinspastische Rekonstruktion. Zu berücksichtigen ist allerdings, dass die Tektonik im zentralschweizerischen Abschnitt zwischen Schächental und Jochpass einer Überprüfung bedarf.

Nicht dargestellt ist hier die südwestliche Fortsetzung des Trogs, repräsentiert durch die Vorkommen im Massif de Platé zwischen Giffre und Arve und im südöstlichen Teil der Synklinale von Thônes. Für die dortige palinspastische Rekonstruktion wird zunächst eine Abwicklung im Grenzbereich zwischen Morcles-Decke und den Chaînes subalpines von Savoyen benötigt.

Der Kenntnisstand bis anfangs der sechziger Jahre über Stratigraphie und Tektonik der Taveyannaz-Formation ist im schweizerischen Abschnitt im Stratigraphischen Lexikon (1966) zusammengefasst, insbesondere in den Artikeln «Sandstein-Dachschiefer-Komplex» (FREY & LEUPOLD), «Taveyannaz-, Grès de» (VUAGNAT), «Taveyannaz, Grès de» (FREY) und Taveyannaz-Serie (FREY). Darin sind die regionalen Aspekte, die stratigraphische Bedeutung der Vulkanitkomponenten und die Altersfrage ausführlich diskutiert. Für den Glarner Querschnitt haben später die Untersuchungen von SIEGENTHALER (1974) zu Präzisierungen der Stratigraphie und der palinspastischen Einordnung sowie zu einer verbesserten stratigraphischen Nomenklatur geführt. Über die Taveyannaz-Formation im Kiental (Berner Oberland) sind neuere Daten in der Arbeit von ZWAHLEN (1986) enthalten. Wesentliche Beiträge zum besseren Verständnis dieser Gesteinsfolge lieferten die Untersuchungen von MARTINI (1968a, 1968c) und SAWATZKI (1975) in den «Chaînes subalpines» der Haute Savoie. Aus diesen Arbeiten ist die nordwestwärtige Verlagerung der Trogachse im Verlauf der Sedimentation der Taveyan-

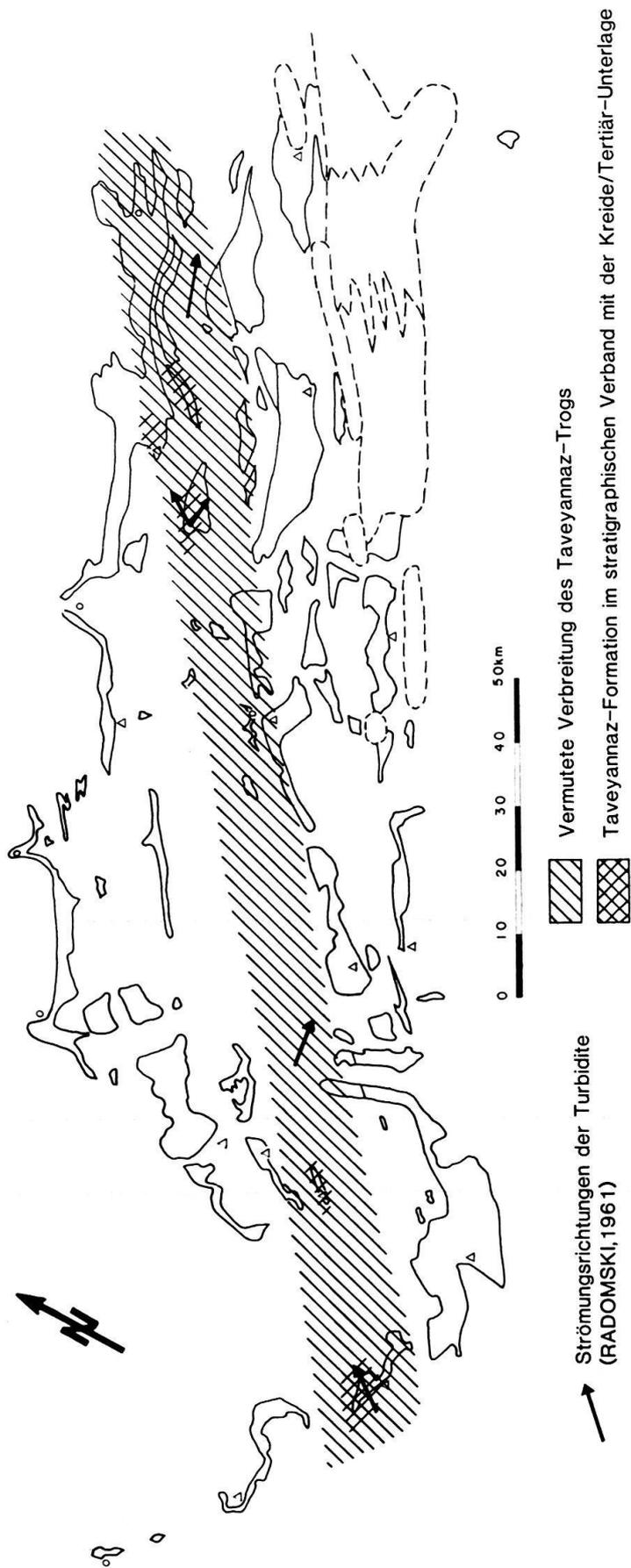


Fig. 14. Ungefähre paläogeographische Position des Taveyannaz-Sandstein-Trogs im helvetischen Ablagerungsraum.

Fig. 14. Approximate paleogeographic position of the Taveyannaz Formation basin (Eocene/Oligocene boundary) within the Helvetic domain. Paleocurrent indicators show northeastward transport of the volcanoclastic material by turbidity currents from a southwesterly-located source (RADOMSKI 1961). The Taveyannaz basin represents the newly established foreland basin, the margins of which migrated rapidly in a northwesterly direction during the early Oligocene and coincident with a change from flysch to molasse facies (see Fig. 4, 5). In most areas the contact between the Taveyannaz Formation and the underlying stratigraphic and tectonic units is disturbed by disharmonic folding or décollement. Areas where a stratigraphic contact is observed are denoted with crossed signature.

naz-Formation und im Übergang zu den jüngeren Grès du Val d'Iliez ersichtlich. Neuere Untersuchungen von LATELTIN & MÜLLER (1987) haben allerdings Evidenzen für ungefähr gleiches Alter des Grès de Taveyannaz und des Grès du Val d'Iliez erbracht und die Hypothese von zwei gleichaltrigen separaten Trögen mit unterschiedlicher Lithologie in den Raum gestellt.

Im schweizerischen Anteil kann aus den bestehenden Daten zum mindesten für den Nordrand des Troges ein gewisses Vorrücken in NNW-Richtung abgelesen werden, indem im Westabschnitt und in den Glarner Alpen die palinspastisch nördlichsten Vorkommen jeweils nur noch aus dem stratigraphisch jüngsten Taveyannaz-Sandstein Typus IV bestehen. Dies ist zunächst im südlichen Teil der Trennzone zwischen Morcles- und Diablerets-Decke der Fall (VUAGNAT 1952). Sodann zeigt im Kistenpass-Querschnitt das palinspastische Querprofil von SIEGENTHALER (1974), dass die nördlichsten Vorkommen in der Panixer Platte, welche stratigraphisch mit dem südlichen Teil der Limmern-Kuppel (Kistenpass-Schuppe) verbunden sind, wie auch der südlich daran anschliessende Ruchi-Sandstein ausschliesslich aus Taveyannaz-Sandstein IV bestehen. Die Typen II und III charakterisieren den älteren Vorsteg-Sandstein, der weiter südlich beheimatet ist, und zwar, entsprechend der einen Interpretationsvariante von SIEGENTHALER (l. c.), erst südlich der Wageten. Diese Einheit enthält nach FREY (1965) Taveyannaz-Sandstein der Typen III und IV.

Kontroversen bestehen seit langem über die Herkunft des Vulkanit-Materials. MARTINI (1968a) und SAWATZKI (1975) glauben unter den Vulkanitkomponenten höhermetamorphes ophiolithisches Material von niedrig metamorphem andesitischem Material unterscheiden zu können. Die Metamorphose-Daten werden allerdings durch die Untersuchungen von STALDER (1979) etwas relativiert. Für das andesitische Material, das mit einem Inselbogen-Vulkanismus in Zusammenhang gebracht wird, stehen Herkunftshypothesen aus der unmittelbaren Nachbarschaft (z. B. Ultradaphinois) oder aus hypothetischen ultrapenninischen Massen zur Diskussion. Die erste Hypothese wird vor allem von französischen Autoren vertreten, welche die weiter südlich gelegenen Äquivalente im Flysch der Aiguille d'Arve, im Champsaur und in den Alpes Maritimes untersucht haben (siehe Diskussion in BODELLE 1971), während MARTINI (l. c.) und SAWATZKI (l. c.) mineralogische Argumente als Stütze für die zweite Hypothese anführen.

Messungen über Strömungsrichtungen an den Turbiditen haben zur Hauptsache eine parallel zur Trogachse von WSW nach ENE gerichtete Schüttung ergeben (RADOMSKI 1961; MARTINI 1968a; LATELTIN & MÜLLER 1987). Für den Glarner Querschnitt konnte SIEGENTHALER (1974) indessen zeigen, dass im stratigraphisch ältesten Abschnitt, im unteren Teil des Vorsteg-Sandstein, eine nordwärts gerichtete Schüttung erkennbar ist, die erst im oberen Teil dieser Einheit nach SW-NE abdreht. Dies entkräftet etwas die Annahme eines ausschliesslich langen Transports aus südwestlicher Richtung.

SIEGENTHALER (l. c.) diskutiert auch ausführlich die Frage nach der Ortung allfälliger Vulkanzentren als Lieferanten der grossen andesitischen Komponenten. Letztere kommen hauptsächlich im Ruchi-Sandstein im nördlichen Teil des Trogs vor, womit dieser Vulkanismus im autochthonen Bereich zu suchen wäre. Direkte Evidenzen hiefür konnten aber bisher nicht beigebracht werden. Im ganzen gesehen erscheint die Annahme eines andesitischen Inselbogen-Vulkanismus mit Zentren nicht nur im Westalpenbogen, sondern mindestens vereinzelt bis in den Bereich des Glarner Querschnitts plausibel, auch wenn eine nähere Rekonstruktion auf Grund der vorhandenen Daten nicht möglich ist.

Weitere Entwicklung im frühen Oligocaen

Im Anschluss an die Schüttung des Taveyannaz-Sandsteins kommt es mit den Abfolgen der Elm-Formation bzw. des unteren Altdorfer Sandsteins und des Grès du Val d'Illicz zu einem starken Rückgang des Anteils an andesitischen Komponenten und somit der Vulkanaktivität. Allgemein ist eine weitere Verlagerung der alpinen Vortiefe in nordwestlicher Richtung zu beobachten. Dies ist sehr ausgeprägt im Westabschnitt zu beobachten, wo der Grès du Val d'Illicz nun weiter extern auf der Morcles-Decke (BADOUX 1972) und nicht mehr, wie die Taveyannaz-Formation, auf der Diablerets-Decke liegt. Noch weiter westlich verlagert sich die Trogachse des Grès du Val d'Illicz in die subalpinen Ketten, während der Ablagerungsraum, welcher der Morcles-Decke entspricht, zwischen Giffre und Arve nun von der Taveyannaz-Formation eingenommen wird. Das Umschwenken in den Westalpenbogen ist in den späteoocaenen und früholigoocaenen Trögen gegenüber den später angelegten Faltenbögen westwärts verlagert.

Noch ungeklärt ist die Fortsetzung des Grès-du-Val-d'Illicz-Trogs im Querschnitt des Berner Oberlands. Wie im Entlebuch sind Äquivalente dieser Serie im Querschnitt des Thunersees in die Schuppentektonik der subalpinen Molasse einbezogen (Gersterngraben-Formation, SCHERER 1966). Ungewiss ist, ob sie vom Autochthon (Gastern-Massiv), von der parautochthonen Doldenhorn-Decke bzw. deren östlichen Äquivalenten oder aus noch etwas südlicheren Gebieten stammen. Die Schichtreihe der Doldenhorn-Decke schliesst mit einem vor allem durch seine Blöcke von gasternartigen Graniten (KÜNZI et al. 1979) und durch Breccien mit «exotischen» sedimentären Komponenten gekennzeichneten Flysch ab, in dem nur sporadisch Sandsteine vom Typus des Grès du Val d'Illicz gefunden wurden. Der Grès du Val d'Illicz könnte ursprünglich sehr wohl hier abgelagert worden sein.

In den Glarner Alpen kommt die Migration des Trogs seit der Taveyannaz- über die Elmer bis zur Matter Formation auf Grund der Darstellung von SIEGENTHALER (1974) etwas weniger deutlich zum Ausdruck, weil die jüngsten Anteile der Vorstegstock-Scholle, d. h. die Matter Formation mit den Engi-Dachschiefern, im Sernftal nach Norden unter den helvetischen Decken verschwinden und die nördliche Begrenzung somit nicht sichtbar ist. In südlicher Richtung zeichnet SIEGENTHALER (l. c.) in seinem palinospastischen Querprofil ein Ausdünnen der Matter Formation über der ungefähren Trogachse der Taveyannaz-Formation ein; die Migration kann aber auf Grund der verfügbaren Daten im einzelnen nicht verfolgt werden.

Die Strömungsmarken zeigen für die Elmer Formation noch stets eine generell nach Nordosten gerichtete trogparallele Transportrichtung der Turbidite an (RADOMSKI 1961; SIEGENTHALER 1974). Mit dem Übergang zur Matter Formation ergibt sich dann ein Umschwenken in die S-N-Richtung, wobei sich Schüttungszentren über dem Sernftal und über dem Reusstal abzeichnen (SIEGENTHALER, l. c.). Die grobdetritische Schüttung des Gruontalkonglomerats mit Geröllen penninischer wie helvetischer Herkunft unterstreicht die Heraushebung der südlich anschliessenden Gebiete und, zusammen mit der Abschwächung oder dem Verschwinden typischer Flyschmerkmale in den Sandsteinsequenzen, den Übergang in die flachmarine Molasse-Sedimentation (PFIFFNER 1986).

Paläogeographische und paläotektonische Entwicklung

Die zeitliche und räumliche Abfolge der eocaenen Flachwasserablagerungen ist generell gekennzeichnet durch eine Aufeinanderfolge von transgressiven und regressiven Ereignissen, welche bewirken, dass die in nordwestlicher Richtung fortschreitende Transgression nicht stetig, sondern schubweise erfolgte (Fig. 4–6). In transgressiven Phasen werden innerhalb kurzer Zeitintervalle relativ breite Streifen neu überflutet. Die Küstenlinie bleibt dann während längerer Zeit ungefähr stationär. Die in diesem Intervall abgelagerten Sedimente lassen sich zu einer Formation zusammenfassen und zeigen nicht selten eine Tendenz zur Verflachung nach oben. Vielfach manifestiert sich eine Regression durch gebietsweise Emersion und Erosion. Als Gründe für ein derartiges Wechselspiel von transgressiven und regressiven Phasen innerhalb einer gesamthaft gesehenen transgressiven Sedimentfolge können genannt werden:

- eustatische Meeresspiegelschwankungen,
- Segmentierung des Ablagerungsraums durch syndimentäre Brüche mit verstärkter Subsidenz im jeweiligen Südostflügel und Bildung längsgerichteter Segmente.

Im folgenden soll die Sedimentationsgeschichte des helvetischen Paleocaens und Eocaens im Hinblick darauf, welcher dieser Faktoren hauptsächlich wirksam war, rekapituliert werden.

Eine erste Transgression erfasste den südöstlichen Raum etwa in der Mitte des Paleocaens (Grenzbereich Danien/Thanétien). Die daraus entstandenen Fliegenspitz-Schichten sind mit ihrem Gehalt an planktonischen wie benthonischen Foraminiferen im mittleren Teil des Schelfs mit Wassertiefen um 100 m anzusiedeln. Da diese Formation nur reliktmäßig erhalten ist bzw. während der nachfolgenden regressiven Phase mit Emersion im jüngeren Teil des Paleocaens wieder weitgehend erodiert wurde, ist eine paläogeographische Interpretation erschwert.

Eine nächste transgressive Phase wird durch die ebenfalls nur reliktmäßig vorhandenen Lithothamnienkalke an der Basis der Einsiedler Nummulitenkalke und die Batöni-Schichten dokumentiert. Rasche laterale Fazieswechsel und lokale Sandschüttungen scheinen bei aller Beschränktheit der Information charakteristisch. Für diese beiden Transgressionsphasen ist typisch, dass besonders im Fall der Fliegenspitz-Schichten relativ grosse Areale des südosthelvetischen Bereichs überflutet wurden und die abgelagerten Sedimente zum grössten Teil während der nachfolgenden Regressionsphase wieder entfernt wurden. Dies führt zur Annahme, dass Subsidenz und allfällige Bruchbewegungen unbedeutend waren und die transgressiven und regressiven Prozesse im wesentlichen durch eustatische Meeresspiegelschwankungen ausgelöst wurden.

Die Abfolgen der untereocaenen Einsiedler Nummulitenkalke und der mitteleocaenen Bürgen-Formation, z. T. auch die der basal-mitteleocaenen Gallensis-Schichten, weisen im Vergleich zueinander – trotz aller Verschiedenheit – gewisse gemeinsame Züge der Milieuabfolge auf, die sie auch mit den Sequenzen der helvetischen Unterkreide vergleichen lassen. Strandnahe Transgressionsablagerungen an der Basis fehlen zumeist, mit Ausnahme von lokalen Konglomeraten, und die Sedimentation setzt mit glaukonitischen Ablagerungen ein, welche bereits etwas tieferen Anteilen des Schelfs zuzuordnen sind. Die anschliessende regressive Tendenz wird durch den Übergang in Flachwasserkarbonate dokumentiert.

In bestimmten Bereichen ist der obere Teil sowohl der Einsiedler wie auch der Bürgen-Formation durch Erosion vor Einsetzen der nächsten Transgressionssequenz gekappt worden. Im Fall der Einsiedler Formation hat LEUPOLD (1939, 1966) einen SW–NE verlaufenden Streifen mit derart reduzierter Schichtreihe als «Nördliche Reduktionszone» bezeichnet. In der Bürgen-Formation ist eine progressive Erosion des Bürgen-Kalks in der Mulde zwischen den beiden höheren Falten der Drusberg-Decke bereits 1934 von FICHTER beschrieben worden.

Einsiedler und Bürgen-Formation werden im Idealprofil je von einem Glaukonithorizont überlagert, die Kalke der Einsiedler Formation vom «Oberen Grünsand» mit der phosphoritischen, vor allem Gastropoden und Solitärkorallen führenden Steinbach-Fossilschicht, die Bürgen-Formation von der glaukonitreichen Obbürgen-Schicht. Beide dokumentieren die nächstfolgende transgressive Phase und weisen vor allem im Fall der Steinbach-Schicht und des «Oberen Grünsands» auf kondensierte Sedimentation während der Absenkungsphase bis zum Einsetzen der pelagischen Globigerinenmergel. Im Fall der Obbürgen-Schicht war die Absenkung weniger kräftig. Die hemipelagischen Stadschiefer werden über die flachermarinen Hohgantschiefer bzw. den schieferigen Hohgantsandstein erreicht.

Durch die beiden Transgressionsphasen an der Basis des Cuisien und im frühen bis mittleren Lutétien wird jedesmal ein relativ breiter Streifen des helvetischen Schelfs fast gleichzeitig überflutet, im Fall der Einsiedler Formation 15–20 km, bei der Bürgen-Formation bis zu 35 km (Fig. 9). Als Auslöser der Transgression steht somit in diesen beiden Fällen ein eustatischer Meeresspiegelanstieg im Vordergrund. Dass es in den regressiven Phasen in der Zentral- und Ostschweiz nicht zu weitergehender Erosion gekommen ist, ist indessen auf die einsetzende Subsidenzbewegung zurückzuführen. Synsedimentäre Bruchtektonik konnte zum mindesten während des frühen Eocaens nicht direkt nachgewiesen werden. Auch während der Sedimentation der Bürgen-Formation sind eindeutige Nachweise noch nicht erbracht. Das ins Rütönen-Konglomerat umgelagerte Lutétien-Konglomerat, das relativ abrupte Aussetzen der Bürgen-Formation an ihrer nordwestlichen Verbreitungsgrenze und die grössere Wassertiefe in einem Streifen mit mergeliger Entwicklung an der Basis (Fig. 10) machen indessen geringfügige Bewegungen wahrscheinlich.

Die beiden eben diskutierten Transgressionen lassen sich im übrigen auch in den Chaînes subalpines von Savoyen in Form von früh- und mitteleocaenen Erosionsrelikten unter den priabonen Nummulitenkalken nachweisen (MARTINI 1968b). Hier hat offenbar fehlende Subsidenz wieder zu weitgehender erosiver Entfernung in den regressiven Phasen geführt.

In der früheocaenen Einsiedler Formation sind sandige, terrigene Einflüsse kaum erkennbar. Die nordwestlich anschliessenden Landgebiete wiesen zu dieser Zeit praktisch kein Relief auf und nennenswerte Flussmündungen bestanden offenbar nicht. Bereits im Lutétien wird die detritische Zufuhr in gewissen Bereichen der Bürgen-Formation verstärkt. Dies trifft vor allem für den küstennahen Nordrand des Verbreitungsgebiets zu, wo etwa in der Griesstock-Decke des Klausenpass-Gebiets z. T. grobsandige Horizonte eingeschaltet sind. Die daraus ablesbare Tendenz zur Verstärkung des Reliefs mag ebenfalls als Hinweis auf eine beginnende Bruchtektonik gelten. Die Verstärkung des Reliefs ergibt sich aber hauptsächlich aus der vermutlich im Mittel-Eocaen einsetzenden Anhebung und Verkarstung mit Bildung des «Siderolithikums» in den westlichen Abschnitten

und im Autochthon der Zentralschweiz. Die Heraushebung dieser Hochzone kann als kompensatorisch zur Krustenbelastung durch die sich bildenden penninischen Decken in den internen Teilen des Orogens verstanden werden.

Mit der Klimeshorn-Formation des obersten Mittel-Eocaens (spätes Lutétien bis Bartonien p. p.) wird in einer nächsten Transgressionsetappe ein weiterer, allerdings nicht mehr als 10 km breiter Küstenstreifen vom Meer erobert. Die Zufuhr von siliziklastischem, relativ reifem Detritus wird weiter verstärkt, und im Klimeshorn-Gebiet ist ein deutliches Schüttungszentrum erkennbar. Erstmals ist als Transgressionsbildung ein basaler Sandsteinhorizont aus dem Strandbereich erhalten, überlagert von dem oft ebenfalls recht sandigen «Complanatakalk» mit seinen grossen Nummuliten. Die in den tieferen Formationen sichtbare regressive Tendenz innerhalb der Formation macht sich nun nicht mehr bemerkbar, ein weiteres Zeichen für eine einsetzende Beschleunigung der Subsidenz.

Vom Hohgant-Gebiet an westwärts wird die nordwestwärtige Ausdehnung dieser Transgressionsetappe nun durch die Bewegungen entlang der Hohgant–Rawil-Bruchzone kontrolliert. Da zudem im Streifen der Klimeshorn-Formation eine gewisse zeitliche Progradation von Nordosten nach Südwesten erkennbar ist, wird es wahrscheinlich, dass nun nicht mehr ausschliesslich ein eustatischer Meeresspiegelanstieg der auslösende Faktor für die Transgression ist, sondern vielmehr die grossenteils schon während der Kreide tätigen und nun wieder aktivierten SW–NE gerichteten normalen Brüche. Sie sind zwar gegen Ende des Mittel-Eocaens noch wenig aktiv, bewirken aber vermutlich die Heraushebung einer Hochzone im Pilatus-Gebiet, wo zwischen den Verbreitungsgebieten der Bürgen- und der Klimeshorn-Formation die Hohgant-Formation direkt auf Kreide zu liegen kommt.

Zu Beginn des Priabons werden grosse Flächen des westlichen und zentralen helvetischen Raums von einer Transgression erfasst, wobei nun vor allem die Gebiete nordwestlich der Hohgant–Rawil-Bruchzone überflutet werden. Quarzsandsteine charakterisieren die Basis der Abfolgen im gesamten Gebiet, doch kommt es rasch zu einer Differenzierung in die zentralen Gebiete mit fast ausschliesslich siliziklastischer Zufuhr (Autochthon der Zentralschweiz und Teile des Berner Oberlands) und in die westlichen (Autochthon bis nördliche Wildhorn-Decke), die durch die Ausbildung einer ausgedehnten Karbonatplattform gekennzeichnet sind. Ein Zusammenspiel von eustatischem Meeresspiegelanstieg, regionaler Subsidenz und Zergliederung des Ablagerungsraums durch die erwähnten SW–NE verlaufenden Brüche ist, zusammen mit der Konzentration der aus Norden stammenden detritischen Zufuhr im zentralen Bereich, für das paläogeographische Muster verantwortlich. Die Zyklizität des Hohgantsandsteins (BREITSCHMID 1978) kann grundsätzlich durch eustatische Meeresspiegelschwankungen oder schubweise Subsidenz erklärt werden; der zweiten Möglichkeit wird hier der Vorzug gegeben. Der jeweils rasche Übergang von den neritischen Sandsteinen und Karbonaten zu den pelagischen Globigerinenmergeln sowie die weite Verbreitung von Konglomeraten und Wängenkalken in diesen Globigerinenmergeln bezeugen die beträchtliche und rasche Subsidenz in den jeweiligen Südostflügeln der Brüche. Auch die teilweise bedeutenden Mächtigkeiten des Priabons, sowohl in karbonatischer wie auch in detritischer Fazies, sind deutliche Anzeichen hierfür. Ein Beispiel ist die bereits erwähnte grosse Mächtigkeitsanhäufung am Sigriswiler Rothorn. Im Gebiet des Massif du Platé (Savoyen) wurde der Einfluss eines

gleichgerichteten und gleichaltrigen synsedimentären Bruchsystems auf die Faziesverteilung priaboner Sedimente von PAIRIS & PAIRIS (1975) herausgearbeitet.

Die verstärkte Bruchaktivität mit rascher Subsidenz in den jeweiligen Südflügeln dürfte ihre Ursache in der Belastung der Kruste durch die heranrückende Front der alpinen Decken haben. Diese Subsidenz setzte im südöstlichen helvetischen Raum, im Verbreitungsgebiet der Einsiedler Formation, schon im Verlauf des Mittel-Eocaens kräftig ein und führte, teilweise über eine Phase glaukonitischer Mangelsedimentation, zur Sedimentation der ober- bis mittelbathyalen Globigerinenmergel. Obschon auch in diesen Gebieten Bruchbewegungen erst im Priabonien in Form des Spirstock-Konglomerats belegt sind, lässt die relativ scharfe Begrenzung dieser Subsidenzgebiete gegen die nördlich anschliessende Plattform die Existenz synsedimentärer Brüche schon im Mittel-Eocaen vermuten.

Im Priabonien weitet sich der pelagische Sedimentationsraum durch Einbezug externer Segmente in diesen Subsidenzmechanismus rasch nach Nordwesten aus, während von Südosten her die Flyschsedimentation einsetzt. Die Globigerinenschiefer sind in den externeren Gebieten in weniger grosser Wassertiefe gebildet worden als weiter intern. Ähnliches gilt auch für die Abfolge südhelvetische Flysche–Taveyannaz-Formation–Elmer Formation–Matter Formation. Diese Flysche sind mit ihrem grundsätzlich von Süden herzuleitenden sehr gemischten, unreifen Detritus der direkte Ausdruck der heranrückenden Deckenfront und stellen den Beginn der alpinen Vorlandsedimentation dar. Zwischen dem jüngeren Priabonien und dem ältesten Oligocaen durchquert die Achse dieses recht schmalen, schliesslich weitgehend parallel zu den heutigen helvetischen Faltenstrukturen angelegten Flyschtrogs sehr rasch die gesamte Breite des helvetischen Ablagerungsraums. Am Innenrand dieses Trogs werden tiefgreifende Überschiebungen angelegt (PFIFFNER 1986), und die vorrückenden internen Deckeneinheiten überlagern progressiv den eben sedimentierten Flysch.

Seit Beginn des Priabons, mit dem Einsetzen der intensiven Bruchbewegungen und der anschliessenden, nach NNW migrierenden Flyschtröge, wird die Sedimentation im Helvetikum somit durch den initialen Teil der mesoalpiner Orogenese sensu TRÜMPY (1980) geprägt.

Bei einem Versuch, die Transgressionen im helvetischen Paleocaen und Eocaen mit überregionalen Ereignissen zu korrelieren, liegt ein genereller Vergleich mit den Transgressionen des Thanétien, des Yprésien, des Cuisien, des Lutétien und des Bartonien von West- und Nordwesteuropa nahe. Bereits mehr Mühe bereitet die Korrelation mit den neuesten Kurven der Meeresspiegelschwankungen (HAQ, HARDENBOL & VAIL 1987), welche zwar Meereshochstände in der Mitte des Thanétien, im älteren und im jüngeren Yprésien, im Lutétien und, etwas abgeschwächt, in der Mitte des Bartonien aufweisen. Im Detail ist jedoch nicht zu entscheiden, mit welchen Peaks korreliert werden soll. Im unteren Teil der helvetischen Abfolge mögen die etwas unpräzisen biostratigraphischen Daten aus den Fliegenspitzen- und Batöni-Schichten hierfür verantwortlich sein. Im oberen Teil (Bartonien, Priabonien) ist die tektonische Überprägung dann, wie bereits erwähnt, so stark, dass eine Trennung von eustatischen und tektonischen Ursachen kaum mehr möglich ist. Hingegen stimmt die Transgression der Bürgen-Formation relativ gut überein mit einem markanten Meeresspiegelanstieg im älteren bis mittleren Teil des Lutétien.

Verdankungen

Die vorliegende Arbeit wurde vom Schweizerischen Nationalfonds, Kredite Nr. 2. 687-0.82 und 2.155-0.86, unterstützt. Für kritische Durchsicht und Diskussionen sei den Herren A. Pfiffner, H. M. Bolli, H. P. Funk, N. Platt und B. Keller bestens gedankt. Frau E. Remund verdanke ich die Reinschrift des Manuskripts und Fr. U. Gfeller die Reinzeichnung der meisten Figuren.

LITERATURVERZEICHNIS

- ARNI, P. (1965): L'évolution des Nummulitinae en tant que facteur de modification des dépôts littoraux. – *Mém. Bur. Rech. géol. min.* 32, 7–21.
- ANDEREGG, H. (1940): Geologie des Isentals. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.]* 77, 1–64.
- BADOUX, H. (1972): Tectonique de la nappe de Morcles entre Rhône et Lizerne. – *Beitr. geol. Karte Schweiz. [N. F.]* 143.
- BAYER, A. (1982): Untersuchungen im Habkern-Melange («Wildflysch») zwischen Aare und Rhein. – Diss. ETH Zürich.
- BAYER, A. et al. (1983): Bericht über die Jubiläumsexkursion «Der Faziesbegriff und die Sedimentationsprozesse» der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft vom 12. bis 17. September 1982. – *Eclogae geol. Helv.* 76/1, 125–180.
- BIERI, B. (1978): Sedimentologisch-stratigraphische Untersuchungen im helvetischen Tertiär zwischen Vierwaldstätter- und Thunersee. – Diss. Univ. Bern.
- BODELLE, J. (1971): Les formations nummulitiques de l'Arc de Castellane. – Thèses Fac. Sci. Univ. Nice.
- BOLLI, H. M. (1950): Zur Altersbestimmung von Tertiärschiefern aus dem Helvetikum der Schweizeralpen mittels Kleinforaminiferen. – *Eclogae geol. Helv.* 43/2, 105–114.
- BOUSSAC, J. (1912): Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique Alpin. – *Mém. Carte géol. France.*
- BREITSCHMID, A. (1978): Sedimentologische Untersuchungen in der eocaenen Hohgant-Serie im Helvetikum nördlich von Interlaken. – *Eclogae geol. Helv.* 71/1, 143–157.
- BRÜCKNER, W. (1946): Neue Konglomeratfunde in den Schiefermergeln des jüngeren helvetischen Eocaens der Zentral- und Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 38/2 (1945), 315–328.
- BUGNON, P. C. (1986): Géologie de l'Helvétique à l'extrémité sud-ouest du massif de l'Aar. – Thèse Univ. Lausanne.
- BURKHARD, M. (1986): L'Helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar. – Thèse Fac. Sci. Univ. Neuchâtel.
- BUXTORF, A. (1916): Erläuterungen zur geologischen Karte der Rigihoehfluhkette (S. 1–76). – *Geol. Komm. Schweiz. natf. Ges.*
- ECKERT, H. R. (1963): Die obereozänen Globigerinenschiefer (Stad- und Schimbergschiefer) zwischen Pilatus und Schratzenfluh. – *Eclogae geol. Helv.* 56/2, 1001–1072.
- FERRAZZINI, B. (1981): Zur Geologie des Ultrahelvetikums zwischen Adelboden und Lenk, Berner Oberland. – Diss. Univ. Bern.
- FERRAZZINI, B., & SCHULER, P. (1979): Eine Abwicklungskarte des Helvetikums zwischen Rhone und Reuss. – *Eclogae geol. Helv.* 72/2, 439–454.
- FICHTER, H. J. (1934): Geologie der Bauen–Brisen-Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malmes der helvetischen Decken. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.]* 69.
- FREY, F. (1965): Geologie der östlichen Claridenkette. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 110/1, 1–287.
- FRIEDL, G., & ZURBRÜGG, CH. (1988): Geologie des Fronalpstockgebiets (Kt. Schwyz). – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- FUNK, H. P. (1985): Mesozoische Subsidenzgeschichte im Helvetischen Schelf der Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 78/2, 249–272.
- GRÜNIG, A. & HERB, R. (1980): Paleocology of Late Eocene benthonic foraminifera from Possagno (Treviso, Northern Italy). – *Spec. Publ. Cushman Found. foram. Res.* 18, 68–86.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J., & VAIL, P. R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. – *Sci.* 235, 1156–1167.
- HEIM, ARN. (1908): Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen. – *Abh. schweiz. paläont. Ges.* 35.
- HELENES, J., et al. (in Vorb.): Late Eocene biostratigraphy and paleoenvironments from the Schimberg area (Central Switzerland).

- HERB, R. (1962): Geologie von Amden mit besonderer Berücksichtigung der Flyschbildungen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 114.
- (1963): Zur Geologie der südhelvetischen Schuppenzone von Wildhaus. – *Eclogae geol. Helv.* 56/2, 881–904.
- (1965): Das Tertiär der helvetischen Decken der Ostschweiz. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 37 (81), 135–151.
- (1978): Some species of *Operculina* and *Heterostegina* from the Eocene of the Helvetic nappes of Switzerland and from Northern Italy. – *Eclogae geol. Helv.* 71/3, 745–767.
- HERB, R., et. al. (1978): Bericht über die Exkursion der Schweiz. Geologischen Gesellschaft ins Helvetikum des Berner Oberlands vom 9. und 10. Oktober 1977. – *Eclogae geol. Helv.* 71/1.
- HERB, R., & HEKEL, H. (1975): Nummuliten aus dem Obereocaen von Possagno. In: BOLLI, H. M., & CITA, M. B. (Ed.): *Monografia micropaleontologica sul Paleocene e l'Eocene di Possagno, Provincia di Treviso, Italia.* – Schweiz. paläont. Abh. 97, 113–135, 201–211.
- JANSSEN, H. (1988): Geologische Untersuchungen in den helvetischen Kreide- und Tertiärserien am Sigriswilergrat (Südwest-Abschnitt). – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- JEANNET, A., LEUPOLD, W., & BUCK, D. (1935): Stratigraphische Profile des Nummulitiums von Einsiedeln. – *Ber. schweiz. natf. Ges.* 1, 35–51.
- KAUFMANN, F. J. (1867): Der Pilatus. – Beitr. geol. Karte Schweiz 5.
- (1872): Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz 11.
- (1886): Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern–Grafenort. – Beitr. geol. Karte Schweiz 24/1.
- KUHN, J. (1972): Stratigraphisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der äusseren Einsiedler Schuppenzone und im Wägitaler Flysch E und W des Sihlsees (Kt. Schwyz). – *Eclogae geol. Helv.* 65/3, 485–553.
- KÜNZI, B. (1975): Geologie im hintersten Kiental. – Lizentiatsarb. Univ. Bern. (unpubl.).
- KÜNZI, B., HERB, R., EGGER, A., & HÜGI, TH. (1979): Kristallineinschlüsse im nordhelvetischen Wildflysch des Zentralen Berner Oberlandes. – *Eclogae geol. Helv.* 72/2, 425–437.
- LATELTIN, O., & MÜLLER, D. (1987): Evolution paléogéographique du bassin des Grès de Taveyannaz dans les Aravis (Haute-Savoie) à la fin du Paléogène. – *Eclogae geol. Helv.* 80/1, 127–140.
- LEUPOLD, W. (1939): Die Flyschregion von Ragaz. – *Eclogae geol. Helv.* 31/2, 403–428.
- (1943): Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein. – *Eclogae geol. Helv.* 35/2 (1942), 247–291.
- (1966): siehe *Lex. stratigr. int.*
- Lexique stratigraphique international*, vol. 1, fasc. 7c: Alpes suisses et Tessin méridional. *Congrès géol. int. – Comm. stratigraphie*, Centre nat. Rech. sci. (1966).
- LUTZ, P.-O. (1988): Geologische Untersuchungen in den infrahelvetischen Kreide- und Tertiärserien des Kistenpass-Gebiets. – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- MARTINI, J. (1968a): Les Grès de Taveyanne entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France): – *Bull. suisse Minéral. Petrogr.* 48/2, 539–654.
- (1968b): Etudes de l'Eocène inférieur et moyen des Chaînes subalpines savoyardes. – *Arch. Sci. (Genève)* 21/1, 35–70.
- (1968c): Note sur la migration du géosynclinal subalpin savoyard à la fin de l'Eocène et au début de l'Oligocène. – *C. R. Séance Soc. phys. hist. nat. Genève [n. s.]* 3/2, 79–89.
- MOHLER, H. P. (1966): Stratigraphische Untersuchungen in den Giswilerklippen (Préalpes Médiannes) und ihrer helvetisch-ultrahelvetischen Unterlage. – Beitr. geol. Karte Schweiz. [N. F.] 129.
- PAIRIS, B., & PAIRIS, J.-L. (1975): Précisions nouvelles sur le Tertiaire du massif de Platé (Haute Savoie): – *Géol. alp.* 51, 83–127.
- PIFFNER, O. A. (1978): Der Falten- und Kleindeckenbau im Infrahelvetikum der Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 71/1, 61–84.
- (1981): Fold-and-thrust tectonics in the Helvetic nappes (E Switzerland). In: MCCLAY, K. R., & PRICE, N. J. (Ed.): *Thrust and Nappe Tectonics.* – *Spec. Publ. geol. Soc. London* 9, 319–327.
- (1986): Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central Alps. In: ALLEN, P. A., & HOMEWOOD, P. (Ed.): *Foreland basins.* – *Spec. Publ. int. Assoc. Sedimentol.* 8, 219–228.
- RADOMSKI, A. (1961): On some sedimentological problems of the Swiss Flysch-Series. – *Eclogae geol. Helv.* 54/2, 451–459.
- RÜEFLI, W. H. (1959): Stratigraphie und Tektonik des eingeschlossenen Glarner Flysches im Weisstannental (St. Galler Oberland). – *Diss. ETH Zürich.*
- RYKKEN, J. (1968): The Nummulitic of the Nappe of Morcles. – *Mém. Soc. vaud. Sci. nat.* (89), 14/5, 193–232.

- SAWATZKI, G. G. (1975): Etude géologique et minéralogique des flyschs à grauwackes volcaniques du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). – Arch. Sci. 28/3, 265–368.
- SCHAUB, H. (1981): Nummulites et Assilines de la Téthys paléogène. Taxinomie, phylogénèse et biostratigraphie. – Mém. suisses Paléont. 104, 1–236.
- SCHAUB, H. P. (1936): Geologie des Rawilgebietes. – Eclogae geol. Helv. 29/2, 337–407.
- SCHERER, F. (1966): Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Flysch und in der Molasse zwischen Thunersee und Eriz (Kt. Bern). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 127, 1–115.
- SCHUMACHER, J. (1948): Zur Gliederung des marinen Lutétien und basalen Priabonien der Schweizer Alpen. – Eclogae geol. Helv. 41/1, 79–88.
- (1949): Die Flysch- und Parautochthonzone des oberen Engelbergertales (Zentralschweiz). Mit einem Anhang: Zur Herkunft der Gerölle im Gruontalkonglomerat (Zentralschweiz). – Mitt. natf. Ges. Bern [N. F.] 7, 1–56.
- SIEGENTHALER, C. (1974): Die Nordhelvetische Flysch-Guppe im Sernftal (Kt. Glarus). – Diss. Univ. Zürich.
- SPÖRLI, B. (1966): Geologie der östlichen und südlichen Urirotstock-Gruppe. – Diss. ETH Zürich.
- STACHER, P. (1980): Stratigraphie, Mikrofazies und Mikropaläontologie der Wang-Formation. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 152.
- STALDER, P. J. (1979): Organic and inorganic metamorphism in the Taveyannaz sandstone of the Swiss Alps and equivalent sandstones in France and Italy. – J. sediment. Petrol. 49/2, 463–482.
- STEIGER, H. (1982): Zur Geologie des Aermighorns (Kandertal). – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- STEFFEN, P. (1981): Zur Stratigraphie und Palaeontologie des helvetischen Eozäns in der Wildhorn-Decke des Berner Oberlands. – Diss. Univ. Bern.
- STYGER, G. A. (1961): Bau und Stratigraphie der nordhelvetischen Tertiärbildungen in der Hausstock- und westlichen Kärpfgruppe. – Diss. Univ. Zürich.
- TRÜMPY, R. (1969): Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. – Eclogae geol. Helv. 62/1, 105–142.
- (1980): Geology of Switzerland, a guide-book, Part A. – Wepf, Basel, New York.
- VAN MORKHOVEN, F. P. C. M., BERGGREN, W. A., & EDWARDS, A. S. (1986): Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera. – Mém. Bull. Cent. Rech. Expl.-Prod. Elf-Aquitaine 11, 1–421.
- VON TAVEL, H. (1937): Stratigraphie der Balmhorngruppe mit Einschluss des Gemmpasses (Berner Oberland). – Mitt. natf. Ges. Bern 1936, 43–120.
- VUAGNAT, M. (1952): Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nordhelvétique. – Matér. Carte géol. Suisse [n. s.] 97.
- WEGMANN, R. (1961): Zur Geologie des Flyschgebietes südlich Elm (Kt. Glarus). – Diss. Univ. Zürich.
- WEIDMANN, M. (1984): Paléokarst éocène dans l'Autochthone chablaisien (VS et VD). – Bull. Murithienne 102, 119–127.
- WIELAND, B. (1976): Petrographie eozäner siderolithischer Gesteine des Helvetikums der Schweiz: ihre Diagenese und schwache Metamorphose. – Diss. Univ. Bern.
- (1979): Zur Diagenese siderolithischer Gesteine des Helvetikums. – Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt. 59, 41–66.
- ZWAHLEN, P. (1983): Die Gellihorn-Decke im Kiental. – Eclogae geol. Helv. 76/3, 491–506.
- (1986): Die Kandertal-Störung, eine transversale Diskontinuität im Bau der Helvetischen Decken. – Diss. Univ. Bern.

Manuskript eingegangen am 27. Juni 1988

Revision angenommen am 2. September 1988

