

Mittwoch, 15. September 1982 : zyklische Sedimentation der helvetischen Unterkreide und eozäne Sedimentfolgen

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **76 (1983)**

Heft 1: **Zentenarfeier der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft**

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

3-6: Steinbruch Würenlos Zelgli (Koord. 669.830/225.700)

In diesem aufgelassenen Steinbruch können drei übereinanderfolgende Muschelsandsteinbänke von 2 bis 3 m Mächtigkeit und ihre Beziehung zu den tonigen Zwischenzonen studiert werden.

Die Organisation der Foresets der beiden oberen Bänke in «thinning-up»-Zyklen und die die Foresets in Gegenrichtung hinaufwandernden Rippeln sowie die Linsen-/Flaserschichtung und teilweise bipolaren Sandwellen in den tonig-sandigen Partien zwischen den Muschelsandsteinbänken werden als Indizien für Gezeitenströmungen interpretiert.

Abschliessend wurden aufgrund der in den drei Steinbrüchen beobachteten Sedimentstrukturen, Strömungsrichtungs- und lithologischen Daten (ALLEN et al., in Vorb.) die hydrodynamischen Bedingungen, die zur Bildung des Muschelsandsteins geführt hatten, sowie der paläogeographische Rahmen kurz skizziert. Die neue Interpretation des burdigalen Muschelsandsteins als durch Gezeitenströmungen angehäuften Bänke steht im Gegensatz zur bisherigen Deutung als einer Rinnenfüllung (BÜCHI & HOFMANN 1965). Für weitere Details sei auf die Arbeit von ALLEN et al. (in Vorb.) verwiesen.

Mittwoch, 15. September 1982

**Zyklische Sedimentation der helvetischen Unterkreide
und eozäne Sedimentfolgen**

H. P. FUNK, R. HERB und A. MATTER

Ziel dieses Exkursionstages war es, zum Thema Fazies zwei Aspekte zu beleuchten, welche in historischer Sicht und für das Verständnis der Sedimentationsgeschichte des helvetischen Raums von grundsätzlicher Bedeutung sind: die sogenannte zyklische Sedimentation sowie die eozänen Sedimentfolgen, deren Interpretation im Verlauf der Erforschungsgeschichte einem starken Wandel unterworfen war.

Lithologische Sequenzen in der helvetischen Unterkreide (H. P. FUNK)

Die Idee der zyklischen Abfolge der Sedimente in der helvetischen Unterkreide wurde 1910 von BUXTORF vorgebracht. Unter seiner «rhythmischen Wiederholung» verstand er die Sequenz: biogener Kalk – glaukonitischer Horizont – Mergel. Später haben ARBENZ (1919), FICHTER (1933 und 1934), BRÜCKNER (1937 und 1951) und CAROZZI (ab 1950) das Konzept ausgebaut und verfeinert. BUXTORF beschrieb innerhalb der Unterkreide drei solche rhythmischen Folgen, BRÜCKNER deren neun. Seit ARBENZ wurden nicht mehr nur einzelne Abschnitte, sondern die gesamte Unterkreide ins Zyklenkonzept eingepasst, so dass jede Schicht der Abfolge einem Zyklus zugeordnet werden konnte. Etwas generalisiert wurde angenommen, dass der mergelige Anteil der Zyklen tieferem Wasser entspreche als der kalkige Anteil.

Jede Folge von Mergel zu Kalk hätte folglich einer «shallowing-upward»-Sequenz entsprochen.

Diesen Arbeiten fehlte allerdings eine genaue Definition dessen, was man unter dem Begriff der «zyklischen Abfolgen» zu verstehen hat. Die folgenden Ausführungen sollen als kurze Zusammenfassung zeigen, dass man bei den betreffenden Abfolgen besser von «Sequenzen» spricht als von «Zyklen».

Zyklische Abfolgen sind eine Folge verschiedener Gesteinstypen, die

- in einer bestimmten Reihenfolge,
- mehrfach wiederholt auftreten und
- auf die gleiche Ursache zurückzuführen sind.

Dies bedeutet unter anderem, dass sedimentäre Abfolgen wohl mehrere gleichartige lithologische Sequenzen enthalten können, dass diese aber nicht notwendigerweise zyklisch sind. Figur 7 zeigt ein Beispiel zweier lithologisch gleicher Sequenzen nichtzyklischer Art: Die relative Vertiefung wird einmal durch eustatische Meeresspiegelhebung, das andere Mal durch Subsidenz bewirkt. Die unterschiedliche Entstehungsursache verbietet eine zyklische Interpretation. Unter diesem Gesichtspunkte müssen die Abfolgen der helvetischen Unterkreide neu betrachtet werden.

Der auf Figur 8 dargestellte Querschnitt durch das Ostschweizer Helvetikum zeigt an vier Profilen den Zusammenhang zwischen Lithologie, einer groben Milieueinteilung und einer genetischen Deutung. Man beobachtet einerseits lithologische Sequenzen (z. B. Mergel-Kalk oder Kondensationshorizont-Mergel-Kalk). Diese Sequenzen wurden bisher als Zyklen gedeutet. Daneben existieren fazielle

Nichtzyklische Entstehung 'gleicher' Abfolgen

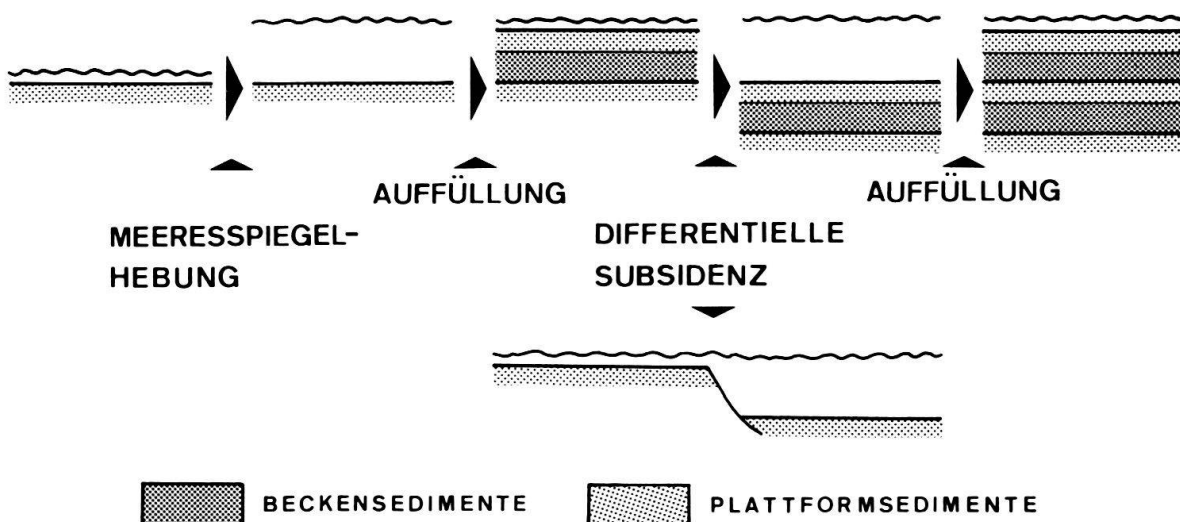


Fig. 7. Nichtzyklische Entstehung gleicher Abfolgen. Die Vertiefung eines Meeresbeckens kann zweierlei Ursachen haben: eustatische Meeresspiegelhebung oder Subsidenz. Die daraus sich ergebenden «shallowing-upward»-Sequenzen sehen sich wohl sehr ähnlich, dürfen aber nicht als «Zyklen» bezeichnet werden.

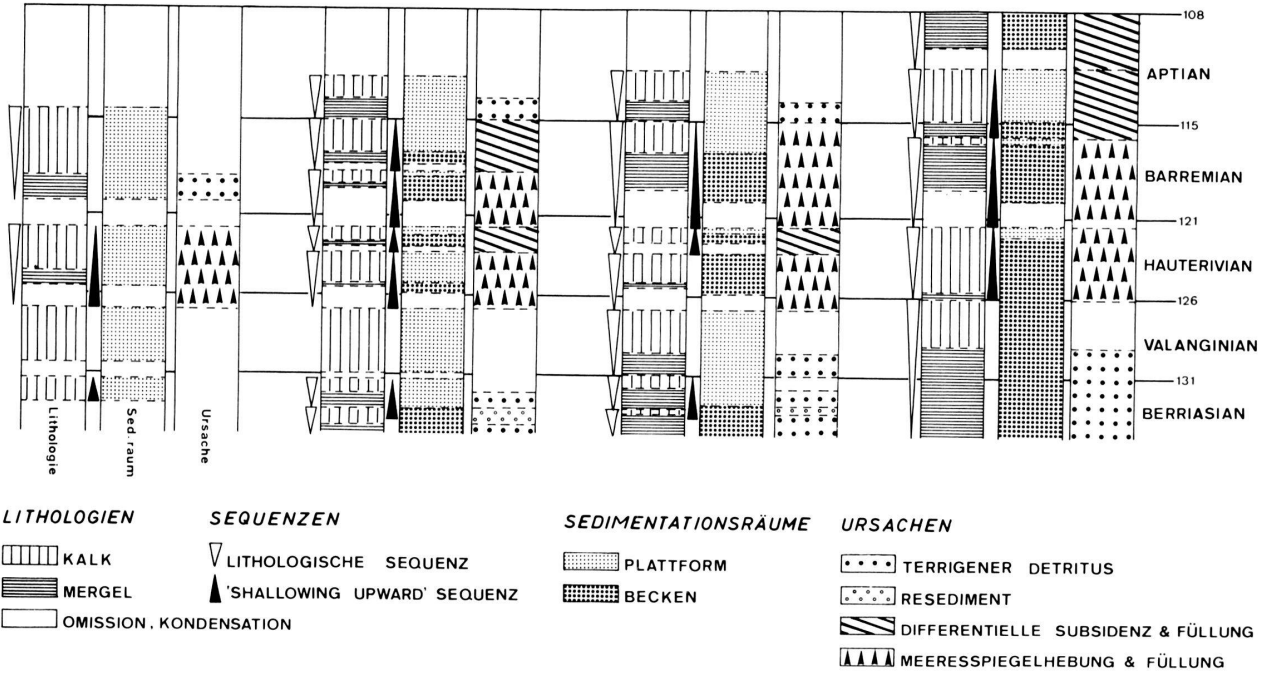


Fig. 8. Sequenzen in der helvetischen Unterkreide. Vier Profile in einem abgewickelten Querschnitt durch das ostschweizerische Helvetikum zeigen die Verhältnisse zwischen Lithologie, Sedimentationsraum und Entstehungsursache lithologischer Sequenzen. Da die Ursachen sehr verschieden sind, sollte nicht von «Zyklen» gesprochen werden.

Sequenzen («shallowing-upward»-Sequenz). Gelegentlich decken sich lithologische und fazielle Sequenz. Die genetische Deutung bezieht sich hier jeweils auf die lithologischen Sequenzen. Drei Beispiele sollen zeigen, dass nicht jede lithologische Kalk-Mergel-Sequenz auf dieselbe Art erklärt werden kann:

1. Die Vertiefung des Beckens im obersten Barremian ist nur im südlichen Profil (Alvier) zu beobachten, in den übrigen Gebieten hält die Plattformsedimentation an. Dies lässt auf eine differentielle Vertiefung entlang listrischer Bruchflächen schliessen (FUNK & BRIEGEL 1979).
2. Die Vitznau-Mergel des frühen Valanginian (Südsäntis) sind im untiefen Meer entstanden (BURGER & STRASSER 1981). Der erhöhte Tongehalt ist nicht auf eine Vertiefung, sondern auf verstärkte terrigene Lieferung zurückzuführen.
3. Gegen Ende des Valanginian ist im gesamten Gebiet eine Vertiefungstendenz feststellbar. Diese transgressive Tendenz ist auch aus anderen Gebieten bekannt und dürfte eine eustatische Hebung des Meeresspiegels als Ursache haben (s. VAIL et al. 1977).

Mit diesen Beispielen wird das zyklische Konzept für die Sequenzen in der helvetischen Unterkreide hinfällig.

Für die geringmächtigen Wechsellagerungen von Kalk und Mergel im Dezimeterbereich (z. B. «Mäuerchenkalk» im Helvetischen Kieselkalk) ist der Ausdruck «Zyklen» bzw. «Kleinzyklen» sicher nach wie vor angebracht (vgl. EINSELE 1982).

Eozän (R. HERB)

Die Erforschung des zentralschweizerischen Eozäns wurde im Frühstadium, d. h. in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts, ganz von den langjährigen Bemühungen F. J. KAUFMANNs für ein Verständnis der komplexen Materie geprägt. Ausgangspunkt war der Pilatus mit seiner gut gegliederten Schichtfolge, wobei gerade das Klimeshorn-Profil seit KAUFMANN (1867) über ARN. HEIM (1908), BOUSSAC (1911) und SCHUMACHER (1948) immer wieder einen Angelpunkt für die stratigraphische Gliederung und Korrelation bildete.

Nach der grundlegenden Monographie von 1867 über den Pilatus erweiterte KAUFMANN seine Forschungen auf die übrige Zentralschweiz, insbesondere Bürgenstock, Rigihoehfluh und Mueterschwanderberg. KAUFMANN bemerkte Gemeinsamkeiten im Eozän dieser Gebiete, erkannte aber auch, dass im Detail betrachtet gerade die basalen Teile dieser Schichtfolge von Ort zu Ort in ihrer Ausbildung und zum Teil auch im Fossilinhalt starken Wechseln unterworfen sind. Er interpretierte diese Sachlage, vereinfacht ausgedrückt, im Sinne von Fazieswechseln innerhalb von Sedimenten grundsätzlich gleichen Alters, wozu ihn in erster Linie das in allen Gebieten immer wieder feststellbare Auftreten der grossen Nummuliten, hauptsächlich «*Nummulites complanatus*», führte. Der Tatsache, dass beispielsweise in der Klimeshorn-Abfolge die in den internen Bereichen so häufigen Assilinen fehlen, mass er geringere Bedeutung zu bzw. führte dies ebenfalls auf Milieuunterschiede zurück.

Der Fortschritt innerhalb der Kaufmannschen Forschungen drückte sich nicht zuletzt auch in einem kontinuierlichen Wandel der stratigraphischen Nomenklatur

aus, den man in seinen grossen Monographien von 1867, 1872 und 1886 feststellen kann. Diese Änderungen, und vor allem die durch ARN. HEIM (1908) vorgenommenen Neudefinitionen und Neuinterpretationen, trugen massgeblich zur Unsicherheit und Verwirrung bei, die sich in den nachfolgenden Arbeiten niederschlugen. Die Problematik und die historische Entwicklung dieser Nomenklatur sind im Stratigraphischen Lexikon von LEUPOLD (1966) umfassend dargestellt worden, so dass auf weitere Erörterungen hier verzichtet werden kann.

LEUPOLD war es auch, der als erster in den helvetischen Eozänabfolgen die feinstratigraphische Bedeutung der Nummuliten erkannt hat und das von BOUSSAC (1912) entworfene Bild einer von Südosten nach Nordwesten fortschreitenden Transgression konsequent weitergeführt hat (LEUPOLD 1933, 1942). In der Folge wurde das zentralschweizerische Mitteleozän in erster Linie von SCHUMACHER (1948) und BENTZ (1948) im Detail untersucht. SCHUMACHERS Gliederung des Mitteleozäns, welche vor allem auf Detailuntersuchungen der grossen Nummuliten, insbesondere der *perforatus*-Gruppe, beruht, konnte später aufgrund der Arbeiten von STYGER (1961) im Autochthon der Ostschweiz noch präzisiert werden, woraus die von LEUPOLD (1966) präsentierte Gliederung resultierte.

Als Ergebnis all dieser Arbeiten war klargeworden, dass die Verschiedenheiten, welche das Mitteleozän der Niederhorn-Pilatus-Decke von jenem der Bürgenstock-Decke zeigt, nicht auf einem Fazieswechsel, sondern in erster Linie auf Altersunterschieden beruhen. Faziesunterschiede lassen sich indessen bei genauerem Hinsehen innerhalb der gleichaltrigen Ablagerungsräume feststellen, wie noch zu begründen sein wird.

In einem Querschnitt, der vom Klimsenhorn durch den mittleren und südöstlichen Pilatus in den südlichen Mueterschwanderberg und schliesslich in die Wildhorn-Drusberg-Decke reicht, lassen sich somit folgende Ablagerungsbereiche des helvetischen Eozäns erkennen (Fig. 9).

1. *Klimsenhorn-Synklinale und Teile der Tomlishorn-Falte*: KAUFMANN (1867) unterschied in diesem Gebiet zwischen dem auf Schrattenkalk transgressiven Quarzsandstein und dem darüber liegenden Complanata-Kalk. Im klassischen Profil am Klimsenhorn liegen indessen insofern spezielle Verhältnisse vor, als die gesamte mitteleozäne Abfolge, insbesondere auch der Complanata-Kalk, ausserordentlich sandig und auch recht mächtig ist, so dass man sich vermutlich nahe an einem Schüttungszentrum befindet. Ferner kommen hier Horizonte mit massenhaft auftretenden Nummuliten der *perforatus*-Gruppe vor, welche für die stratigraphische Korrelation von grosser Bedeutung sind (Untere und Obere Perforatus-Schicht). Sie zeigen, dass das Intervall zwischen Unterer und Oberer Perforatus-Schicht, d.h. inkl. Complanata-Kalk, ins Obere Lutétian einzustufen ist. Die darüber liegenden Horizonte mit massenhaft auftretenden Discocyclinen (inkl. *Discocyclina discus*) enthalten keine dieser grossen Nummuliten mehr, dagegen eine *Nummulites biarritzensis* nahestehende Form. Diese sogenannte Discus-Schicht gehört somit noch stets ins oberste Mitteleozän, vermutlich in das Biarritzian. Alle diese Horizonte bilden stratigraphisch gegenüber der darüber folgenden Hohgant-Formation eine Einheit, die hier als *Klimsenhorn-Formation* definiert wird (HERB, in Vorbereitung).

2. *Mittlerer und südöstlicher Pilatus*: Die Klimeshorn-Formation fehlt hier vollständig; die Hohgant-Formation liegt direkt der Kreide auf, und zwar häufig mit einem Glaukonitsandstein (Obbürgen-Schicht), der sich über weite Gebiete verfolgen lässt und mit der Külibad-Schicht des Thunerseegebiets korrelierbar ist. Während des Oberen Lutétian stellte dieser Bereich ein Hochgebiet ohne Sedimentation dar, wie insbesondere LEUPOLD (1966) und BIERI (1978) ausgeführt haben.

3. *Bürgenstock-Decke sowie nördliche und mittlere Drusberg-Decke*: Hier liegt das Verbreitungsgebiet der Bürgen-Formation. KAUFMANN (1872, 1886) fasste diese vor allem im unteren Teil durch ihren grossen Reichtum an Assilinen gekennzeichneten Schichten als spezielle Fazies des Lutétian am Pilatus (Klimeshorn) auf und sprach von Bürgen-Fazies. SCHUMACHER (1948) und LEUPOLD (1966) legten aber dar, dass diese Abfolgen grossenteils älter sind als die erwähnte Klimeshorn-Formation. Neuere Untersuchungsergebnisse hierüber siehe unten.

4-1: *Pilatus: Bandweg-Klimes-Pilatus Kulm* (Fig. 10)

Nach dem Abstieg über Klimes zum Bandweg bis zur transgressiven Auflagerung des Eozäns auf den Schrattenkalk wurden im anschliessenden Wiederaufstieg zunächst die eozäne Sedimentfolge bis zum Klimesattel studiert, danach die Unterkreideabfolge mit ihren glaukonitischen Intervallen in der Normalserie der Tomlishorn-Falte, entlang dem Zickzackweg zum Kriesloch (Fig. 10).

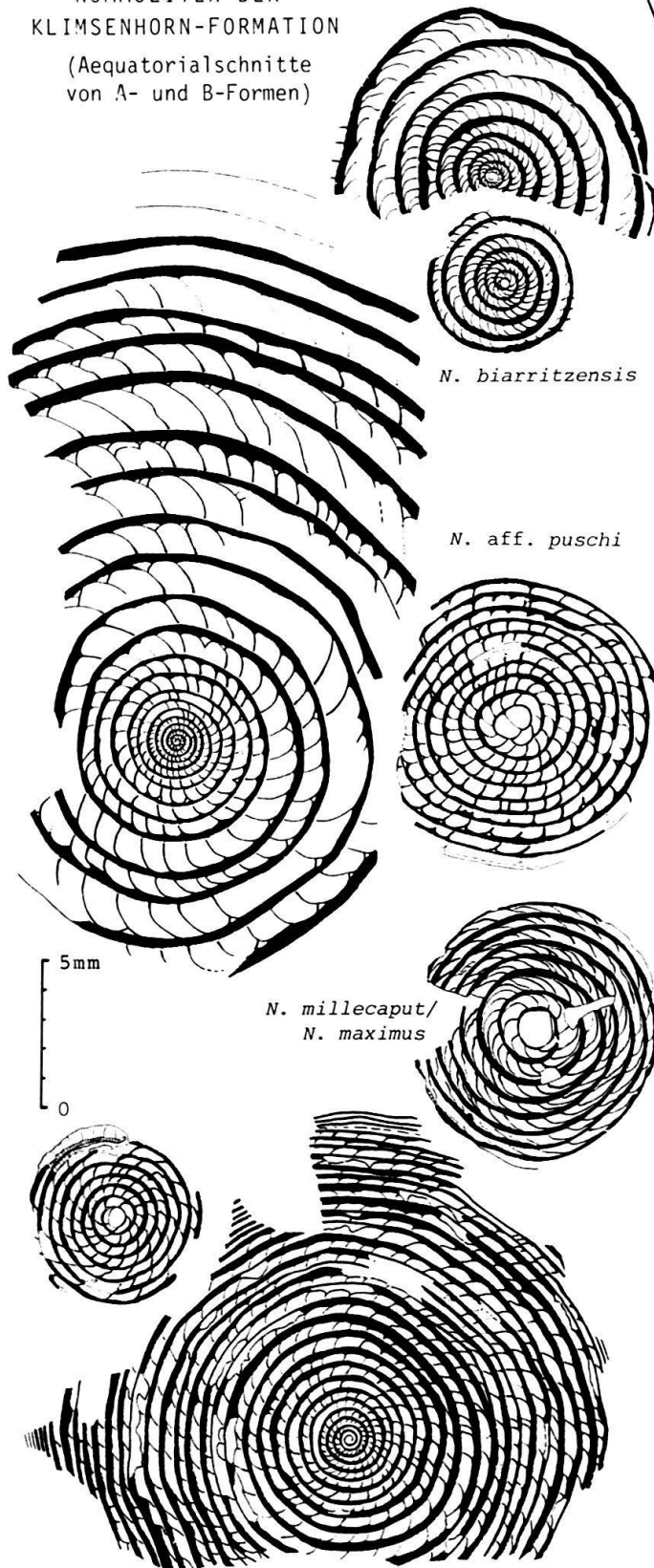
Von dieser Exkursionsroute liegen zum Teil schon mehrere Exkursionsbeschreibungen vor (BUXTORF 1934, ROESLI 1967, FUNK et al. 1973). Im folgenden werden somit nur ergänzende Erläuterungen oder neuere Untersuchungsergebnisse wiedergegeben, die sich auf die Exkursionsthematik beziehen.

Klimeshorn-Formation am Bandweg, A in Figur 10 (R. HERB): Das Klimeshorn-Profil ist dank den Arbeiten von KAUFMANN (1867), HEIM (1908) und SCHUMACHER (1948) eines der klassischen Eozän-Profile der Schweizer Alpen. SCHUMACHER hat im Oberlutétien-Anteil eine Reihe von charakteristischen Horizonten mit speziellen Namen belegt und diese dann über grössere Teile des helvetischen Mitteleozäns zu korrelieren versucht. Eine Neuaufnahme von R. Herb mit den Schumacherschen Schichtbezeichnungen ist in Figur 9 wiedergegeben.

Die grobbankigen bis massigen Sandsteine im unteren Teil der Klimeshorn-Formation zeigen in der Regel eine bimodale Korngrössenverteilung des detritischen Quarzes und sind als strandnahe Ablagerungen anzusehen (BREITSCHMID 1978). Die Nummuliten der darin eingeschalteten Unteren und Oberen Perforatus-Schicht liegen im Übergangsbereich von *Nummulites deshayesi*, *N. aturicus* und *N. perforatus*. Ferner kommen besonders in der Oberen Perforatus-Schicht grosse, flache Nummuliten vor, welche mit *Nummulites puschi* praktisch identisch sind. Der ebenfalls sehr sandige, zum Teil grobsandige Complanata-Kalk ist am Bandweg durch eine flach liegende Störung zum Teil tektonisch reduziert.

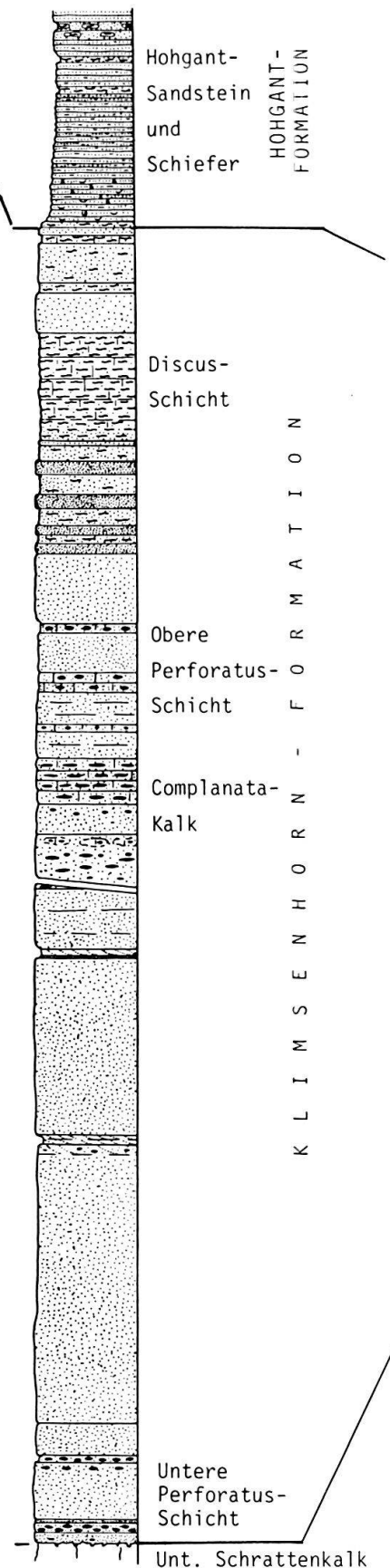
Über der Oberen Perforatus-Schicht folgt eine Wechsellagerung von kalkigen und quarzitischen Sandsteinbänken, letztere vom Typus der Wagenmoos-Bänke (BREITSCHMID 1978). Diese Abfolge ist über dem Absturz unterhalb bzw. vis-à-vis des Weges gut sichtbar.

NUMMULITEN DER KLIMSENHORN-FORMATION
(Aequatorialschnitte von A- und B-Formen)



Uebergangsform zwischen *N. deshayesi*,
N. aturicus und *N. perforatus*

Profil Klimsenhorn



Untere Perforatus-Schicht

Unt. Schraffenkalk

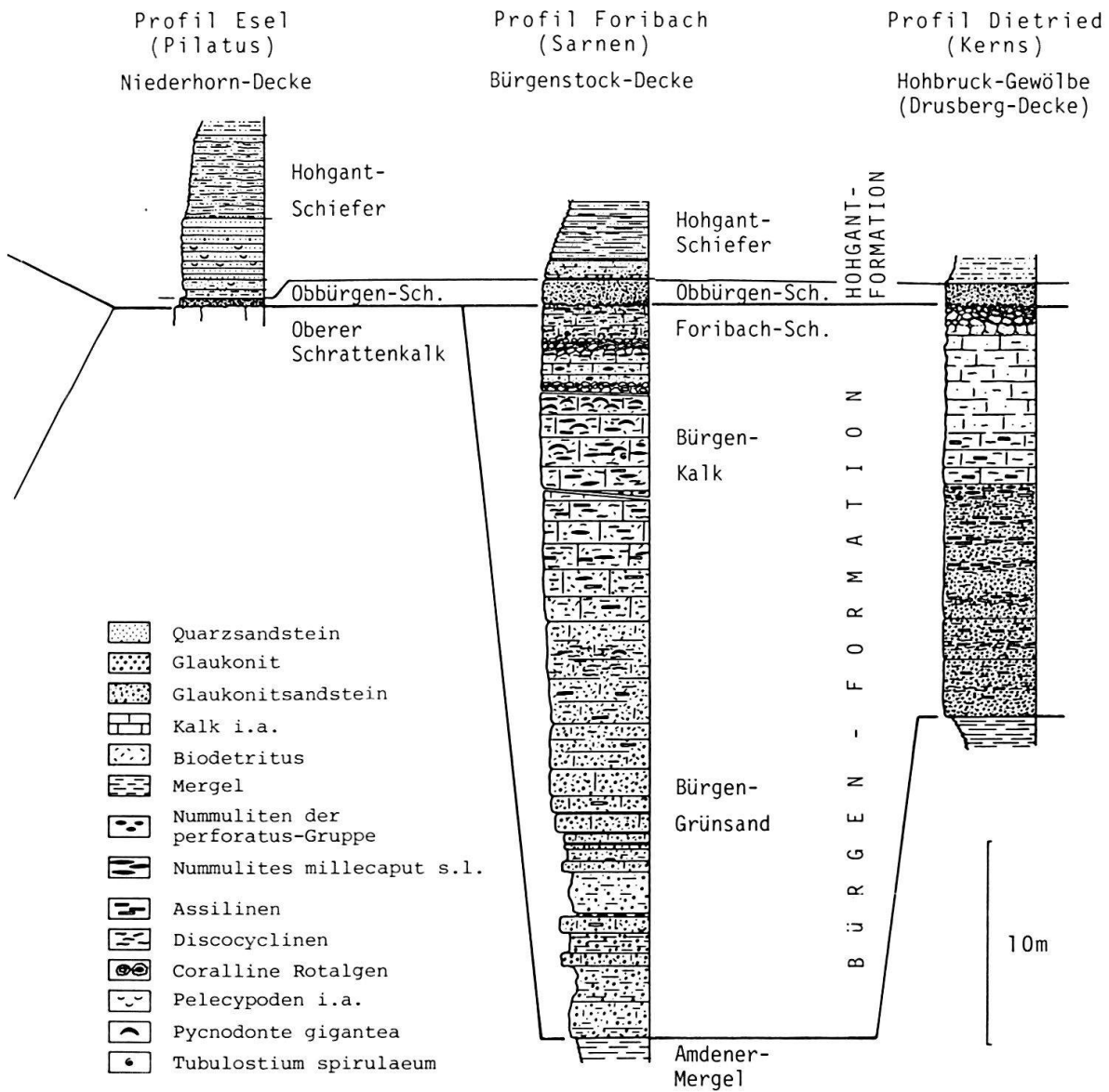


Fig.9. Stratigraphische Profile des helvetischen Mitteleozäns im Querschnitt Klimeshorn-Pilatus-Sarnen-Kerns. Die abgebildeten Nummuliten der Klimeshorn-Formation treten in wechselnder Häufigkeit in der Unteren Perforatus-Schicht, im Compladata-Kalk und in der Oberen Perforatus-Schicht auf. In der Discus-Schicht kommt davon nur *Nummulites cf. biarritzensis* vor. Die Nummuliten der Bürgen-Formation sind nicht abgebildet.

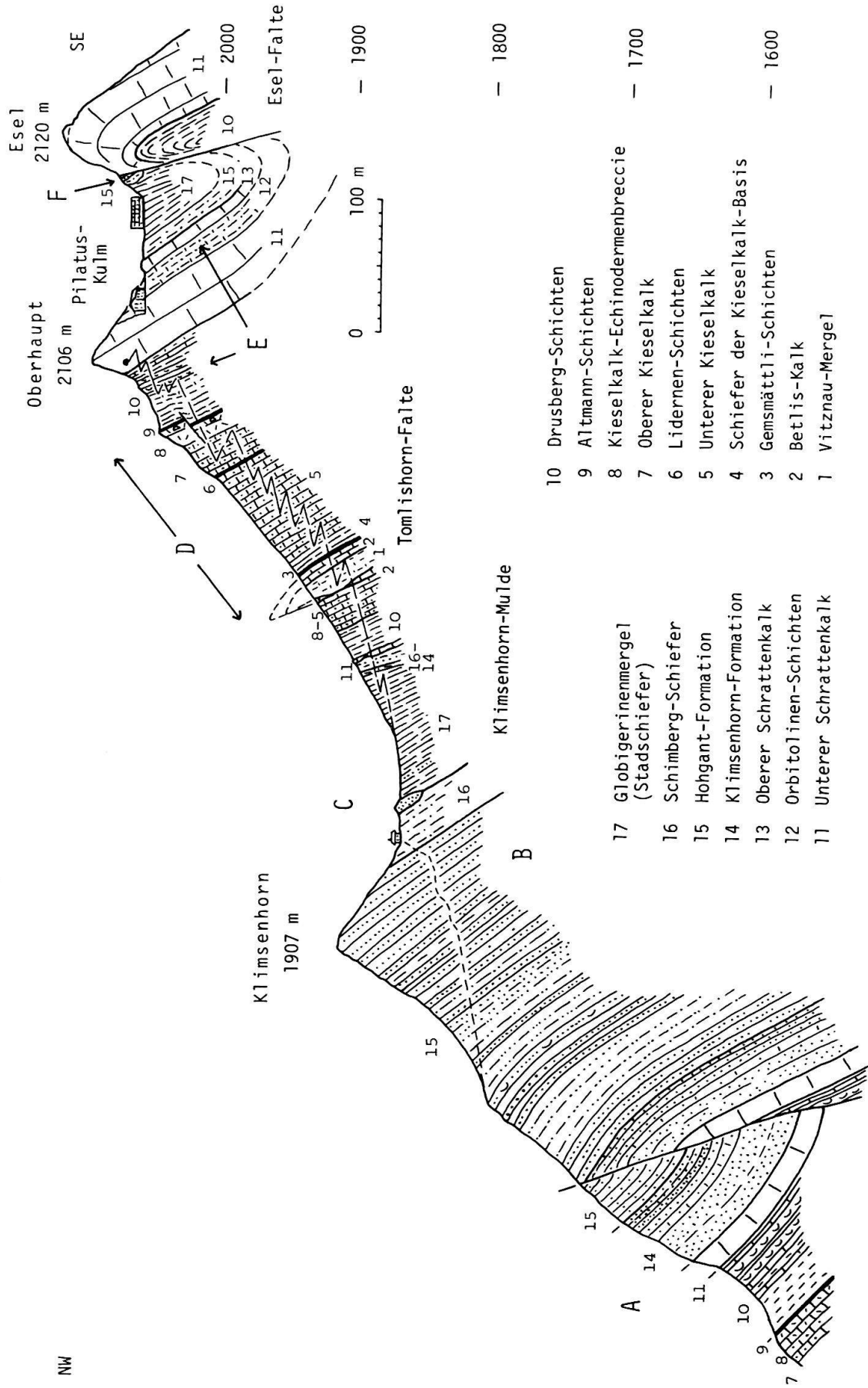


Fig. 10. Querprofil Klimsenhorn-Pilatus. A-F beziehen sich auf die beschriebenen Haltepunkte bzw. Profilschnitte im Text.

Die darüber folgende Discus-Schicht mit massenhaft auftretenden Discocyclinen enthält keine grossen Nummuliten mehr, dagegen nicht selten eine *Nummulites biarritzensis* nahestehende Form. Die Discus-Schicht gehört somit noch stets ins Mitteleozän, vermutlich ins Biarritzian. Über der Haupt-Discocyclinenbank folgt ein Wechsel von solchen Discocyclinen-Sandkalken und hohgantähnlichen Sandsteinen, welche allmählich in die Sedimentation der Hohgant-Formation überleiten. Auch die Hohgant-Schiefer sind im Klimeshorn-Profil verhältnismässig sandreich, was wiederum auf die Nähe eines Schüttungszentrums hinweist.

Die Schichtfolge der Hohgant-Formation ist im unteren Teil durch eine Aufschichtung teilweise repetiert. Diese ist am Bandweg schwierig zu lokalisieren, ist aber weiter südwestlich deutlich sichtbar und wurde bereits von BUXTORF (1924) dargestellt. Sie dürfte knapp oberhalb der Wegbiegung auf Kote 1740 m durchziehen.

Bis zum Klimesensattel ist die Hohgant-Formation diskontinuierlich aufgeschlossen. Auffallend sind Sandsteinbänke mit Discocyclinen und *Tubulostium spirulaeum* unterhalb des Sattels von Kote 1810, nordwestlich des Klimeshorns, ferner grobkörnige Sandsteine mit Schrägschichtung und kleinen Nummuliten (*Nummulites striatus* und *N. variolarius*) westlich unterhalb des Klimeshorn-Gipfels (B in Fig. 10).

Klimesensattel, C in Figur 10 (R. HERB): Über den erwähnten Grobsandsteinen, welche den Gipfel des Klimeshorns aufbauen, folgt eine zunehmend tonige Abfolge (Schimberg- und Globigerinen-Schiefer), welche sich nach oben durch einen zunehmenden Gehalt an planktonischen Foraminiferen des tieferen Obereozäns auszeichnet (ECKERT 1963; BIERI 1978). Die darin eingelagerten Quarzsandsteinbänke sind wohl durch turbiditische Mechanismen in den bereits küstenfernen und tieferen Ablagerungsraum verfrachtet worden. Dass keine Gradierung zu beobachten ist, dürfte auf die gute Sortierung des Ausgangsmaterials zurückzuführen sein.

Unterkreide: Betlis-Kalk-Altman-Schichten, D in Figur 10 (H.P. FUNK): Der Aufstieg vom Klimesensattel zum Pilatus Kulm gilt dem Studium der Abfolge der helvetischen Unterkreide. Mit Hilfe von Mikrofaziesfotos wird die Interpretation einzelner Ablagerungsbereiche diskutiert.

Der auf einer Plattform abgelagerte Betlis-Kalk (hier ein Biopelsparit) wird im Hangenden abgelöst durch den kondensierten Horizont der Gemsmättli-Schichten (Nr. 3).

Während die Altmann-Schichten (Nr. 9) einem Hardground mit Bohrspuren aufliegen, findet man im Liegenden der Gemsmättli- (Nr. 3) und der Lidernen-Schichten (Nr. 6) Bioturbation und glaukonitgefüllte Spuren wühlender Organismen bis in eine Tiefe von über 2 m unter dem eigentlichen Glaukonithorizont. Leider wurde aber bisher noch keine zusammenhängende Spur bis in diese Tiefe gefunden.

Die Diskussion dreht sich vor allem um die ökologische Frage, ob sich Organismen von einer bestimmten Oberfläche her bis 2 m tief hinuntergraben können. Keinem der Teilnehmer ist ein Beispiel aus dem Rezenten bekannt. Eine zweite Möglichkeit zur Erklärung dieser Spuren besteht darin, dass ursprünglich ein tiefer gelegener zweiter Glaukonithorizont existiert hätte, der später vollständig erodiert

worden wäre. Drittens könnten Glaukonitkörner in den Spuren in situ entstanden sein. Durch die Bioturbation wäre in der Spur die mineralogische und chemische Zusammensetzung von der des Umgebungssedimentes verschieden gewesen, was zur Glaukonitbildung geführt hätte.

Der Helvetische Kieselkalk zeigt zwei «shallowing-upward»-Sequenzen, beginnend mit Mergelkalken, reich an Spongiennadeln, die gegen oben in grobe Echinodermen-Bryozoensparite übergehen (FUNK 1969). Die regelmässigen Mergel-Kalk-Wechselagerungen im Dezimeterbereich können als Periodite im Sinne von EINSELE (1982) interpretiert werden.

Unterkreide: Drusberg-Schichten und Schrattenkalk, E in Figur 10 (A. MATTER): Von den unterhalb des Kriesilochs anstehenden Drusberg-Schichten sind die basalen Schiefer und die Knollenschichten stark reduziert, während die Grenzschichten in Normalmächtigkeit vorhanden sind. Beachtung fanden vor allem die bis 1,5 m mächtigen Biostrome von *Aetostreon latissima*, die sogenannten Sinuatentänke.

Der lithologisch hier verhältnismässig eintönige Untere Schrattenkalk besteht weitgehend aus biogenen Packstones bis Wackestones, wobei im oberen Profilabschnitt vor allem Orbitoliniden und Milioliden gesteinsbildend auftreten. Neben dieser relativ geschützten Flachwasserfazies konnten in der Mitte des Schrattenkalles, an der Oberkante des Kriesilochs, einige Meter von oolithischen Grainstones beobachtet werden, welche die einzige Hochenergiephase in diesem Profil darstellen.

Während der Untere Schrattenkalk ein reines Karbonatgestein ist (<1-2% nichtkarbonatischer Anteil), setzt mit den Orbitolinenschichten die Zufuhr von Sand und Ton ein, welche im Bereich des sehr schön ausgebildeten Wurzelbodens (etwa 350 m südwestlich der Bergstation der Pilatusbahn, Koord. 661.925/203.225) mit einem kalkigen Sandstein ein Maximum erreicht. Neben den bereits in den Drusberg-Schichten vorhandenen Tonmineralien Illit, Illit/Smectit-Wechselagerung und Chlorit tritt in den Orbitolinenschichten neu Kaolinit hinzu, ein Tonmineral, welches Küstennähe anzeigt. Die Abfolge Drusberg-Schichten-Unterer Schrattenkalk-Orbitolinenschichten stellt somit eine regressive Sequenz dar, welche mit einer Verlandung im oberen Drittel der Orbitolinenschichten abschliesst.

Eozän des Pilatus Kulm, F in Figur 10 (R. HERB): Am Fuss des Aufstiegs vom Pilatus Kulm zum Esel ist in leicht überkippter Lagerung ein Profil durch den untersten Teil der Hohgant-Formation aufgeschlossen (Fig. 9). Der basale Glaukonitsandstein (Obbürgen-Schicht) ist wie der darunter liegende Schrattenkalk tektonisch stark gestört. Immerhin lässt sich die karrige Auflagerung auf den Schrattenkalk deutlich erkennen. Darüber liegen sandige Mergel und mehr oder weniger mergelige, zum Teil kohlige und bioturbirte Sandsteine, stellenweise mit häufigen Molluskenresten, kleinen Nummuliten und Operculinen. Es handelt sich um die untersten Anteile der Hohgant-Schiefer in der Fazies der sogenannten Pectinitenschiefer.

Anschliessend werden am späteren Nachmittag zwei Aufschlüsse im Eozän der Bürgenstock-Decke und der frontalen Drusberg-Decke besichtigt. Dabei wurde der Gegensatz zwischen der küstennahen Sedimentation der Klimeshorn-Formation

und der etwas älteren Bürgen-Formation hervorgehoben und die Genese der konglomeratischen Horizonte im obersten Teil bzw. im Dach der Bürgen-Formation diskutiert.

4-2: Eozän von Foribach bei Sarnen (R. HERB)

Bei den Bauarbeiten für die Nationalstrasse N8 wurde östlich von Sarnen, beim Autobahnanschluss und der Überquerung der Strasse Sarnen-Kerns, ein Eozän-Profil freigelegt, das in mancher Hinsicht für die Interpretation der Sedimentationsgeschichte instruktiv ist. Ein entsprechendes Profil wurde auch von BENTZ (1948) 600 m nordöstlich davon bei der Lokalität Wolfgrueben beschrieben.

Das Profil befindet sich in der Nordwestflanke des Mueterschwanderberg-Gewölbes und somit in der Bürgenstock-Decke. Das Eozän liegt transgressiv auf den Mergeln der Amdener Formation und beginnt mit stark glaukonitischen, sandigen Mergeln, in die sich nach oben in zunehmendem Mass glaukonitische Sandkalkbänke einschalten. Diese mergelige Ausbildung an der Basis des Bürgen-Grünsandes ist hinter der Abschränkungsmauer der Autobahn aufgeschlossen. Sie ist charakteristisch für die südwestlichen Teile der Bürgenstock-Decke. Neben benthonischen Kleinforaminiferen sind darin planktonische Foraminiferen recht häufig (Plankton/Benthos-Verhältnis im Durchschnitt 1:2 bis 1:3). Grossforaminiferen treten eher sporadisch auf. Dies zeigt, dass unmittelbar nach der Transgression eine kräftige Absenkung des Sedimentationsraums auf eine Wassertiefe von gegen 100 m stattgefunden hat. Die planktonischen Foraminiferen geben für diesen Abschnitt unterstes Mitteleozän als Alter an.

Mit zunehmender Profilhöhe nehmen dann im Bereich des östlichen Brückenkopfs die Grossforaminiferen (*Assilina exponens* und *Discocyclinen*) rasch an Häufigkeit zu, und es erfolgt ein Übergang in glaukonitführende, bioklastische Sandkalke. Im Dünnschliff erkennt man in diesen Gesteinen eine übermässig dichte Packung von Grossforaminiferen-Trümmern (vor allem *Nummulitiden*). Diese dichte Packung ist vor allem auf Drucklösungsvorgänge zurückzuführen. D. Bernoulli weist in der Diskussion darauf hin, dass alle diese eozänen Grossforaminiferen-Gesteine durch einen ausgeprägten primären Mangel an aragonitischer Schalensubstanz gekennzeichnet sind, wodurch die Zementation vermutlich recht spät durch Drucklösung von calcitischen Foraminiferenschalen herbeigeführt wurde.

Der Übergang in den meist glaukonit- und sandfreien Bürgen-Kalk ist progressiv und kann entlang der Staatsstrasse studiert werden. Der unterste Teil des Bürgen-Kalks ist hier durch massenhaftes Auftreten von *Assilina exponens* gekennzeichnet. Nach oben werden diese zusehends durch *Nummulites millecaput* und Assilinen der *spira*-Gruppe ersetzt. In grosser Zahl treten in den höheren Horizonten ferner grosse Austern (*Pycnodonte gigantea*) hinzu. Diese stark zoogenen Gesteine zeichnen sich in der Regel ebenfalls durch eine äusserst dichte Packung der biogenen Partikel aus.

In seinem obersten Teil wird der Bürgen-Kalk etwas feinsandig und glaukonitführend. In verschiedenen Niveaus treten *Nummuliten* der *perforatus*-Gruppe auf (*N. cf. benehamensis*), welche den Bürgen-Kalk dem Mittleren Lutétian zuweisen.

Als Ganzes zeigt die Abfolge von Bürgen-Grünsand und Bürgen-Kalk eine deutliche Verflachungstendenz (shallowing upward cycle).

An der Obergrenze des Bürgen-Kalks (im Profil Foribach auch 2 m unter der Obergrenze) stellt sich mit ziemlich grosser Regelmässigkeit ein konglomeratischer Horizont ein. In den Bürgen-Kalk dringen von oben her glaukonitisch-sandige Sedimente in Spalten ein. Ähnlich wie bei einer verkarsteten Oberfläche wird die Sedimentunterlage in einen konglomeratischen Horizont von 40 bis 60 cm Mächtigkeit aufgelöst. Die Gerölle zeigen in der Regel aber keine scharf definierten Umrisse, es sei denn durch Drucklösung entstandene. Nummuliten, insbesondere die grossen Formen der *millecaput*-Gruppe, wurden aus dem noch wenig verfestigten Sediment exhumiert und lassen sich in den Geröllen wie auch in der Matrix des Konglomerathorizonts erkennen. Als Arbeitshypothese wird einstweilen angenommen, dass ein Sedimentationsunterbruch ohne Auftauchen über die Wasseroberfläche stattgefunden hat. Knollige, frühdiaogenetische Semilithifizierung begünstigte die Knollenbildung, während das dazwischenliegende, noch nicht lithifizierte Sediment ausgewaschen wurde. Die Bildung der feinen Spalten ist indessen noch ungeklärt.

Über dem oberen konglomeratischen Horizont setzt die Sedimentation wieder mit einem feinsandigen, besonders im unteren Teil glaukonitischen Sandkalk-Horizont ein, der durch massenhaft auftretende Discocyclinen sowie durch sehr dünne grosse Nummuliten der *millecaput*-Gruppe (*N. dufrenoyi*?) charakterisiert ist. Dieser Horizont lässt sich in weiten Gebieten der Bürgenstock-Decke, in der östlichen Pilatus-Decke und im Axen-Nordlappen wiederfinden. Er wird hier als Foribach-Schicht bezeichnet und als Formationsglied der Bürgen-Formation zugeordnet.

Diese Foribach-Schicht wird längs scharfer, wellig verlaufender Fläche von dem darüber folgenden Glaukonitsandstein getrennt. Dieser enthält nur an der Basis einige Mollusken und ist sonst weitgehend fossilifer. Er wird nach einer Lokalität am Bürgenstock, wo an der Strasse Stansstad-Bürgenstock Bürgen-Kalk, Foribach- und Obbürgen-Schicht gut aufgeschlossen sind, als Obbürgen-Schicht bezeichnet. Eine nähere Charakterisierung und Definition dieser lithostratigraphischen Einheiten ist in Vorbereitung. Im grossen und ganzen entsprechen diese Horizonte dem Nummulitengrünsand von BUXTORF (1916).

Die Obbürgen-Schicht bildet das basale Schichtglied der Hohgant-Formation. Durch Abnahme des Glaukonitgehalts und Zunahme des Tongehalts erfolgt ein Übergang in die Hohgantschiefer, welche an der Basis zum Teil noch in der Fazies der sogenannten Pectinitenschiefer entwickelt sind. Aufschlüsse dieser Schichtglieder können an der Strasse in Richtung Kerns beobachtet werden.

4-3: Eozän von Dietried bei Kerns (R. HERB)

In den internen Teilen der Drusberg-Decke ist das Eozän zusammen mit der darunter liegenden Amdener Formation von der Deckenunterlage abgeschert worden und bildet die Schuppenzonen von Kerns und Sachseln (BENTZ 1948). In der nördlichen Falte dagegen, dem Hohbruck-Gewölbe, liegt das Eozän noch im Deckenverband vor. Bürgen-Formation und die Basis der Hohgant-Formation können besonders schön bei Dietried, an der Strasse Kerns-Melchtal, studiert werden (Koord. 663.920/194.030, Fig. 9).

Gegenüber dem Profil von Foribach zeigt die Abfolge von Dietried einige nennenswerte Unterschiede:

- Der Bürgen-Grünsand zeigt keine mergelige Entwicklung an der Basis und beginnt sogleich mit einem dickbankigen bis massigen, zähen, sehr glaukonitreichen Sandstein, der lagenweise massenhaft Discocyclinen und Assilinen führt. Die Matrix besteht vielfach zu einem grossen Teil aus Hämatit. Planktonische und benthonische Kleinforaminiferen fehlen vollständig. Die Ablagerungstiefe und damit die Subsidenz bei der Transgression waren somit geringer als bei Foribach.
- Der Bürgen-Kalk ist nicht ein derart ausgeprägt zoogener Kalk, wie dies bei Foribach der Fall ist. Bei Dietried liegt ein mittelgrauer Kalk mit kleinen Nummuliten und Discocyclinen vor. Die Wassertiefe dürfte in diesem Intervall etwas grösser gewesen sein als bei Foribach.
- Die Foribach-Schicht ist im Hohbruck-Gewölbe nicht ausgebildet. Im Dach des Bürgen-Kalks liegt zwar ebenfalls ein konglomeratischer Horizont wie zwischen Bürgen-Kalk und Foribach-Schicht bei Foribach. Beim darüber folgenden Glaukonit-Sandstein wie auch bei der Matrix handelt es sich jedoch bereits um die Obbürgen-Schicht. Dieser konglomeratische Horizont enthält Nummuliten der *perforatus*-Gruppe, nach SCHAUB (1981) *Nummulites benehamensis*, welche dieses Niveau dem mittleren Lutétian zuweisen.

Donnerstag, 16. September 1982

Schlieren-Flysch und Giswiler Klippen

W. WINKLER (Schlieren-Flysch) und H. MOHLER (Giswiler Klippen)

Schlieren-Flysch

Wegen seines guten Erhaltungszustandes bzw. guter Aufschlussverhältnisse und detaillierter Beschreibungen u. a. von KAUFMANN (1886) und SCHAUB (1951) war der Schlieren-Flysch bereits mehrmals Ziel von Exkursionen mit Exkursionsbericht (FRÖHLICHER et al. 1951, SCHAUB 1965, FUNK et al. 1973 und MATTER et al. 1980). Die mehr als 100jährige bewegte Erforschungsgeschichte des Schlieren-Flysches und seiner Unterlage kann im Lexique Stratigraphique International 7c unter den Kapiteln «Nummuliten- und Flyschbildungen» (LEUPOLD 1966) und «Schlieren-flysch» (HERB & LEUPOLD 1966) nachgelesen werden.

Dieser historische Überblick muss durch die neue, weitgehend akzeptierte paläogeographische Einordnung des Gurnigel-Flysches und des Schlieren-Flysches ins «Ultra-Briançonnais», d. h. in einen paläogeographischen Bereich südlich der mittelpenninischen Briançonnais-Schwelle, ergänzt werden. Eine Reihe von Autoren hatte bereits früher die von HEIM (1920) eingeführte ultrahelvetische Herkunft des Schlieren-Flysches aufgrund verschiedener Argumente in Frage gestellt. Der Nachweis von Relikten der Gurnigel-Decke im Rücken der nach unseren heutigen