Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 88 (1995)

Heft: 1

Artikel: Stratigraphie, Fazies und Palaeogeographie des Eocaens der helvetischen Decken der Westschweiz (Diablerets- und Wildhorn-Decke)

Autor: Menkveld-Gfeller, Ursula

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-167667

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 24.02.2026

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

Eclogae geol. Helv. 88/1:115–134 (1995)

0012-9402/95/010115-20 $1.50 + 0.20/0
Birkhäuser Verlag, Basel

Stratigraphie, Fazies und Palaeogeographie des Eocaens der helvetischen Decken der Westschweiz (Diablerets- und Wildhorn-Decke)

URSULA MENKVELD-GFELLER[1]

Key words: Helvetic nappes, western Switzerland, Eocene, neritic sediments, stratigraphy, larger foraminifera, paleogeography, facies zones, transgression, synsedimentary faulting

ZUSAMMENFASSUNG

Die eocaenen neritischen Sedimente der helvetischen Diablerets- und Wildhorn-Decke westlich des Wildstrubels konnten fünf lithostratigraphischen Formationen zugeordnet und anhand von Grossforaminiferen (Nummuliten, Assilinen) datiert werden. Die regionale Ablagerungsgeschichte wird gekennzeichnet durch eine generelle Zunahme der Ablagerungstiefe mit der Zeit. Das Zusammenspiel von eustatischem Meeresspiegelanstieg und Subsidenz bewirkte eine nordwestwärts gerichtete Transgression, welche in der Zeitspanne spätes Yprésien bis Priabonien in mehreren Etappen erfolgte. SW-NE streichende Lineamente bildeten die nordwestliche Begrenzung einiger Etappen der fortschreitenden Transgression und definierten abrupte laterale Wechsel der Ablagerungstiefe, welche ihren Ausdruck in der Faziesverteilung fanden. Diese Lineamente werden als synsedimentäre Brüche gedeutet, deren SE-Flügel sich bei der Dehnung und Subsidenz des Südrandes der europäischen Lithosphäre unter dem Einfluss bereits heranrückender penninischer und ostalpiner Decken absenkten. Beim Fortschreiten der immer rascheren Subsidenz machte das relativ ruhige neritische Ablagerungsmilieu dem (hemi)pelagischen Milieu der Globigerinenmergel Platz, welche in der Folge in turbiditische Vorlandbecken-Sedimente überleiteten.

ABSTRACT

The neritic Eocene sediments of the Helvetic Diablerets and Wildhorn nappes west of the Wildstrubel are assigned to five lithostratigraphic formations and dated by larger Foraminifera (Nummulites, Assilina). The sedimentary record shows a regionally increasing paleodepth of sedimentation with time. Eustatic sea level rise and tectonic subsidence together induced an upper Ypresian to Priabonian northwestward transgression. SW-NE striking lineaments formed the northwestern limits of several transgressive phases and resulted in abrupt lateral changes of sedimentation depth and facies. These lineaments are interpreted as synsedimentary normal faults with subsiding southeasterly hanging walls related to the approach of the Penninic and Austroalpine nappes and the resulting extension and subsidence of the southern European plate margin. With increasing subsidence, the relatively quiet neritic environment is followed by a (hemi)pelagic one with Globigerina marls and finally by turbiditic foreland basin sediments.

RESUME

Dans le domaine hélvétique, les sédiments néritiques éocènes de la nappe des Diablerets et de la nappe du Wildhorn à l'ouest du Wildstrubel ont été subdivisés en cinq formations lithostratigraphiques. La datation a été faite au moyen de grands foraminifères (Nummulites, Assilines). Une augmentation de la profondeur au cours du temps caractérise l'évolution de la sédimentation dans cette région. L'action simultanée de l'eustatisme et de la subsidence a engendré une transgression vers le NW, celle-ci s'est effectuée en plusieurs étapes de l'Yprésien au Priabonien. Des linéaments SW-NE constituèrent la limite nord-occidentale des phases transgressives; ils

[1] Geologisches Institut der Universität Bern, Baltzerstrasse 1, CH–3012 Bern

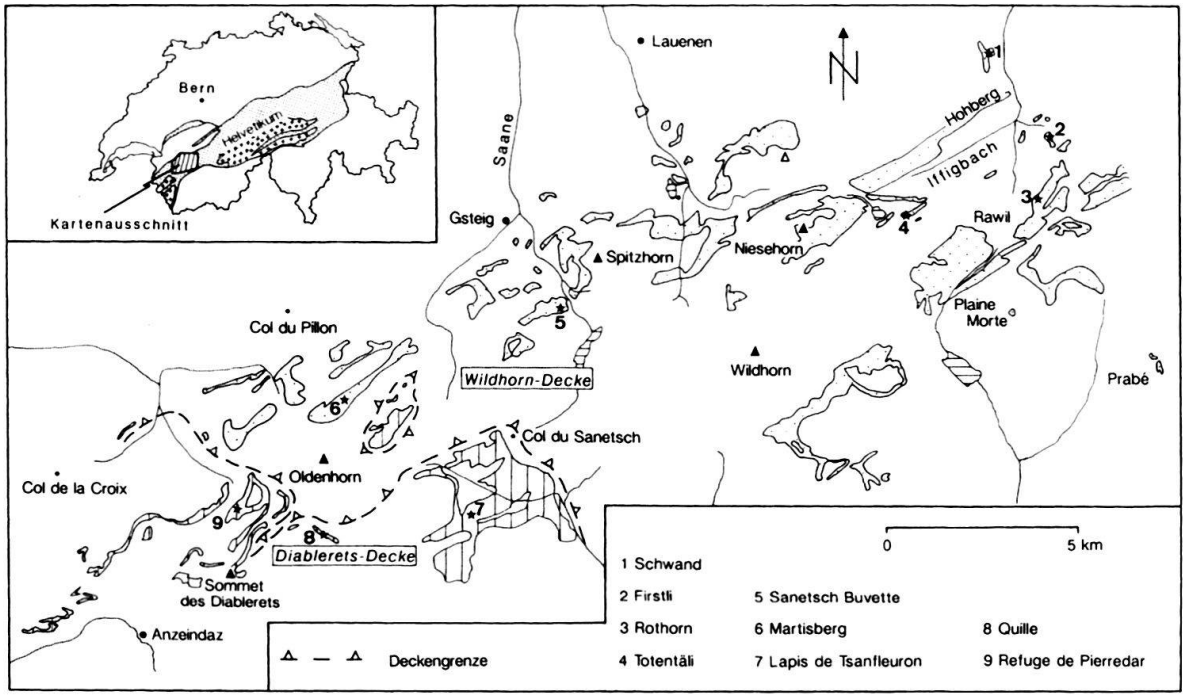


Fig. 1. Karte des Untersuchungsgebietes mit den Umrissen der Eocaen-Aufschlüsse sowie den im Text genannten Profillokalitäten.

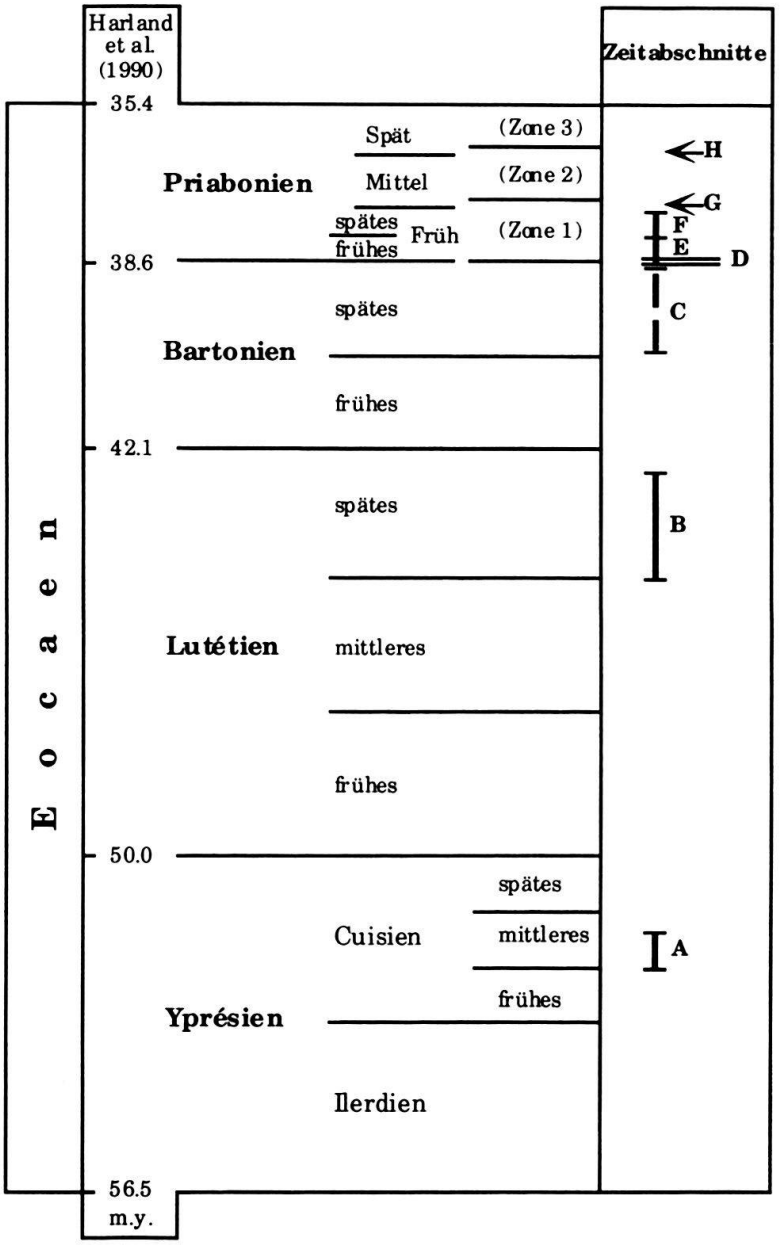
entrainèrent des changements latéraux rapides de profondeur qui se traduisent par des variations de faciès prononcées. Ces linéaments sont considérés comme des failles normales synsédimentaires avec abaissement SE des blocs. Ces failles ont joué à la suite de l'extension et de la subsidence de la bordure méridionale de la plaque européenne, des phénomènes dus à l'avancée des nappes penniques et austroalpines. La subsidence toujours plus forte a fait que le milieu de dépôt néritique relativement calme a été remplacé par un milieu (hémi)pélagique des marnes à Globigèrines qui marque la transition avec les sédiments turbiditiques d'avant-bassin.

1 Einleitung

Im Rahmen einer Dissertation (Menkveld-Gfeller 1993) wurden die eocaenen neritischen Sedimente der helvetischen Diablerets- und Wildhorn-Decke westlich des Wildstrubels (Fig. 1) untersucht. Ziel der Arbeit war eine detaillierte stratigraphische und fazielle Gliederung sowie eine palaeogeographische Interpretation dieser Ablagerungen. Die Ablagerungsmilieus wurden anhand von Fazieszonen beschrieben und deren räumliches Nebeneinander in der zeitlichen Entwicklung rekonstruiert. Die neuausgeschiedenen formellen lithostratigraphischen Begriffe und ihre Definitionen wurden in einem separaten Artikel vorgestellt (Menkveld-Gfeller 1994).

2 Biostratigraphie

Die biostratigraphische Gliederung des helvetischen Eocaens erfolgte ausschliesslich anhand von Grossforaminiferen (Nummuliten, Assilinen). Vertreter der Familie *Alveolinidae* wurden nur vereinzelt – schlecht erhalten in diversen Prozellanschaler-Niveaus oder auch aufgearbeitet – beobachtet und waren deshalb biostratigraphisch wertlos.



Zeitabschnitt	Definition
H	unmittelbar vor dem Aussetzen von *Nummulites fabianii fabianii*
G	unmittelbar vor dem Aussetzten der Nummuliten der *striatus*-Gruppe
F	mit Nummuliten der *striatus*-Gruppe
E	Vertreter der Nummulites *striatus*-Gruppe gemeinsam mit *N. variolarius*
D	*Nummulites fabianii praefabianii*
C	nicht durch Fossilien belegt
B	gemeinsames Vorkommen von *Nummulites millecaput*, *N. perforatus* und *N. bullatus*
A	gemeinsames Vorkommen von *Assilina laxispira*, *A. placentula*, *A. reicheli*, *Nummulites rotularius* und *N. partschi*

Fig. 2. Definition und zeitliche Zuordnung der acht Zeitabschnitte des Eocaens.

Das **späte Yprésien** («Cuisien», Fig. 2) kann durch das Ein- bzw. Aussetzen von *Assilina placentula, A. reicheli* und *A. laxispira* in fünf Abschnitte gegliedert werden (Schaub 1981, Kleiber 1991). Für das **Mitteleocaen** (Lutétien, Bartonien) wurden die Angaben von Blondeau (1972), Schaub (1981, Lutétien und Biarritzien), Steffen (1981) und Herb (1988) verglichen: *Nummulites millecaput* und *N. bullatus* sind typisch für das späte Lutétien; *Nummulites biarritziensis, N. brongniarti* und *N. maximus* deuten ein Bartonien-Alter an. Das **Obereocaen** (Priabonien) kann nach Bombita & Moisescu (1968) und Herb & Hekel (1975) mit Hilfe der *Nummulites fabianii*-Gruppe in drei Abschnitte gegliedert werden (Fig. 2): ein unterer Abschnitt (Zone 1), der vielleicht zum Teil noch ins späte Bartonien gehört, aber hauptsächlich dem frühsten Priabonien entspricht, mit *N. fabianii praefabianii* und *N. striatus*; ein mittlerer (Zone 2), des mittleren bis späten Priabonien, mit *N. fabianii fabianii*; sowie ein oberer (Zone 3) des Endes des Priabonien, mit Vertretern von *N. fabianii retiatus* mit Übergängen zu *N. intermedius (= N. fichteli)*.

Da aus faziellen Gründen nicht alle untersuchten Sedimente gleich reich an Grossforaminiferen sind, ist es oft schwierig, in den Profilen die Grenzen zwischen den Zeitabschnitten genau festzulegen. Es gelang jedoch, drei Zeitabschnitte biostratigraphisch zu belegen: mittleres Cuisien (spätes Yprésien), spätes Lutétien sowie mittleres bis spätes Priabonien (Zone 2). Weniger eindeutig belegt ist die weitere Unterteilung der Zone 1 des Priabonien (frühes Priabonien) in vier Zeitabschnitte anhand des Aussetzens bzw. Einsetzens einzelner Nummulitenarten. Für die Darstellung der raschen faziellen Entwicklung des damaligen Ablagerungsraums erscheint uns diese aber unabdingbar. Die jüngsten Anteile des Priabonien (Zone 3) konnten in keinem der Profile belegt werden. Ebenso fehlen mangels Fossilien Indizien für das Bartonien.

Für die Herleitung der Entstehungsgeschichte der untersuchten Sedimente konnten anhand der Grossforaminiferen acht Zeitabschnitte (A–H in Fig. 2) definiert werden. (Diese Zeitabschnitte sind als unterschiedlich scharf begrenzte, kurze Zeitspannen aufzufassen):

Zeitabschnitt A: Das gemeinsame Vorkommen von *Assilina laxispira, A. placentula* und *A. reicheli* sowie *Nummulites rotularius* und *N. partschi* weist auf ein Alter von frühem mittlerem Cuisien.

Zeitabschnitt B: Das gemeinsame Vorkommen von *Nummulites millecaput, N. perforatus* und *N. bullatus* ergibt ein Alter von spätem Lutétien.

Zeitabschnitt C wird gekennzeichnet durch fossilleere Sedimente des späteren Bartonien (Hohgant-Schiefer der Wildstrubel-Fm., siehe Kap. 4a).

Zeitabschnitt D: Das Vorkommen von *Nummulites fabianii praefabianii* (vor dem Auftreten der Nummuliten der *striatus*-Gruppe) ergibt ein Alter von frühstem Priabonien (unterster Abschnitt der Zone 1 des Priabonien). *N. fabianii praefabianii* wurde nur an der Basis des Profils Firstli (Fig. 1) mit wenigen Exemplaren gefunden.

Zeitabschnitt E: Das gemeinsame Vorkommen von *Nummulites variolarius* und Nummuliten der *striatus*-Gruppe dürfte diese kurze Zeitspanne im frühen Frühpriabonien (mittlerer Teil der Zone 1 des Priabonien) beheimaten.

Zeitabschnitt F, nach dem Aussetzen von *Nummulites variolarius,* mit Nummuliten der *striatus*-Gruppe, wird ins späte Frühpriabonien (oberer Teil der Zone 1 des Priabonien) gestellt.

Zeitabschnitt G: Das Top der Verbreitung der Nummuliten der *striatus*-Gruppe entspricht dem frühen Mittelpriabonien (Ende der Zone 1 des Priabonien).

Zeitabschnitt H: Das letzte Vorkommen von *Nummulites fabianii fabianii* gibt ein Alter von frühem Spätpriabonien (Ende der Zone 2 des Priabonien). *Nummulites fabianii fabianii* ist in den untersuchten Sedimenten selten, Exemplare dieser Art wurden nur in Handstücken von zwei Profilen (Totentäli, Quille du Diable (Fig. 1); Menkveld-Gfeller 1993) gefunden.

Die Bestimmung der einzelnen Fossilarten neben den Grossforaminiferen und deren Vergesellschaftungen ist für die fazielle Interpretation der Sedimente massgebend (Kap. 4b). Die Bestimmung aller Foraminiferen war ein weiterer Schwerpunkt der Dissertation, denn ein Foraminiferenkatalog soll die stratigraphische/paläontologische Aussagekraft im Vergleich mit ähnlichen systematischen Datensätzen, insbesondere für die Arten der kleinen benthonischen Foraminiferen, erhöhen (Menkveld-Gfeller 1993).

3 Palaeogeographische Grundlage

Für die Darstellung der Faziesraum-Entwicklung im Laufe der Zeit wurde eine palaeogeographische Karte des Ablagerungsraums der heutigen Diablerets- und westlichen Wildhorn-Decke benötigt. Die existierende Abwicklungskarte des helvetischen Ablagerungsraums von Ferrazzini & Schuler (1979) war für eine genaue palaeogeographische Beheimatung der einzelnen stratigraphischen Profile nicht brauchbar, weil sie unter stark vereinfachenden Annahmen erstellt worden war. (So wurde ein geschätzter Durchschnittswert der alpinen deckeninternen Verkürzung verwendet und der Effekt einzelner Überschiebungen und Blattverschiebungen ungenügend berücksichtigt.) Es wurde deshalb versucht, eine detailliertere «Abwicklungskarte» zu konstruieren.

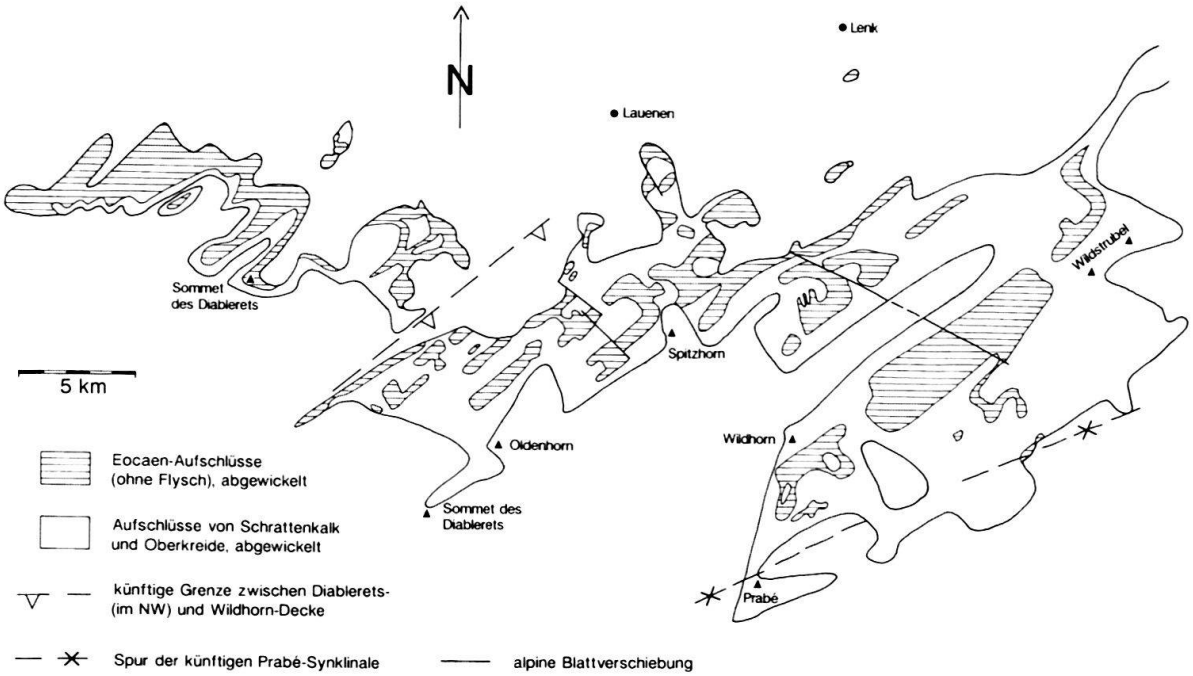


Fig. 3. Palaeogeographische Karte des Untersuchungsgebietes (Diablerets- und Wildhorn-Decke westlich des Wildstrubels).

Auf der Grundlage der existierenden geologischen Atlasblätter (Les Diablerets Nr. 19, St. Léonard Nr. 35, Lenk Nr. 41, Gemmi Nr. 32) wurden Achsenebenenspurenkarten erstellt. Diese enthalten die Aufschlussumrisse der Schichtglieder von Schrattenkalk bis und mit Globigerinenmergel sowie die Lokalitäten der stratigraphischen Profile und einige topographische Fixpunkte. Sie wurden in der Folge unter Berücksichtigung von strukturellen Profilen (Lugeon 1914, Moser 1985, Badoux & Gabus 1991, Pfiffner 1993) abgewickelt.

Die wichtigsten Unterschiede der so entstandenen palaeogeographischen Grundlagenkarte (Fig. 3) zur Karte von Ferrazzini & Schuler (1979) sind:

1 Dank der detaillierteren Darstellung zweier stratigraphischer Einheiten ist der Vergleich zwischen der heutigen und der abgewickelten Situation einfacher. Jeder beliebige Punkt der heutigen Topographie kann auf der palaeogeographischen Karte beheimatet werden.
2 Die Abwicklungsbreiten der Front der Diablerets-Decke und der westlichen Wildhorn-Decke sowie des südlichen Teils der Wildhorn-Decke (östlich einer Linie Spitzhorn-Prabé) sind bedeutend grösser als dies von Ferrazzini & Schuler (1979) dargestellt wurde.

4 Lithostratigraphie

4a Lithostratigraphische Einheiten

Die untersuchte Sedimentabfolge ist im Zeitraum Früh- bis Späteocaen diskordant über der Wang-, der Seewer- bzw. der Schrattenkalk-Fm. abgelagert worden und lässt sich in fünf verschiedene Formationen gliedern (Fig. 4). Einige formelle lithostratigraphische Formationen und Members wurden neu eingeführt oder definiert (Menkveld-Gfeller 1994). Andere zum Teil informelle lithostratigraphische Begriffe von Herb (1983, 1988) und früheren Autoren wurden beibehalten.

Der Faziesraum der eocaenen neritischen Ablagerungen ist durch die NE-SW streichende synsedimentär aktive Hohgant-Rawil-Bruchzone (Herb 1988; s.a. Beck 1911) zweigeteilt worden (Fig. 5): während im südöstlichen Faziesraum die tertiäre Transgression bereits einsetzte, waren im Nordwesten die Kreideablagerungen noch längere Zeit der Erosion ausgesetzt. Im südöstlichsten Teil des Südostfaziesraums sind nummuliten- und assilinenreiche Kalke des frühen Mittelcuisien aufgeschlossen, welche lokal von Globigerinenmergeln überlagert werden. Vielerorts in der Zentralschweiz bauen faziell ähnlich ausgebildete Kalke die Einsiedler Fm. (Herb 1988) auf, weiter im Westen waren bis jetzt keine Vorkommen solcher Kalke bekannt. Aufgrund ihrer faziellen Ausbildung und ihres Alters wurden die Aufschlüsse der Südostecke des Untersuchungsgebietes (auch palaeogeographisch die südlichsten untersuchten Aufschlüsse) neu als Aequivalente der weiter im Osten verbreiteten Einsiedler Nummulitenkalke der **Einsiedler-Fm.** betrachtet (Menkveld-Gfeller 1993) (Fig. 4, 5). Die Einsiedler-Fm. ist hier nur lokal und sehr geringmächtig (ca. 5 m) aufgeschlossen. Jegliche Informationen über die weitere Verbreitung oder die Verbreitungsgrenzen fehlen. Es handelt sich vermutlich um einen Ausläufer des ost- und zentralschweizerischen Ablagerungsraums der Einsiedler-Fm., welche

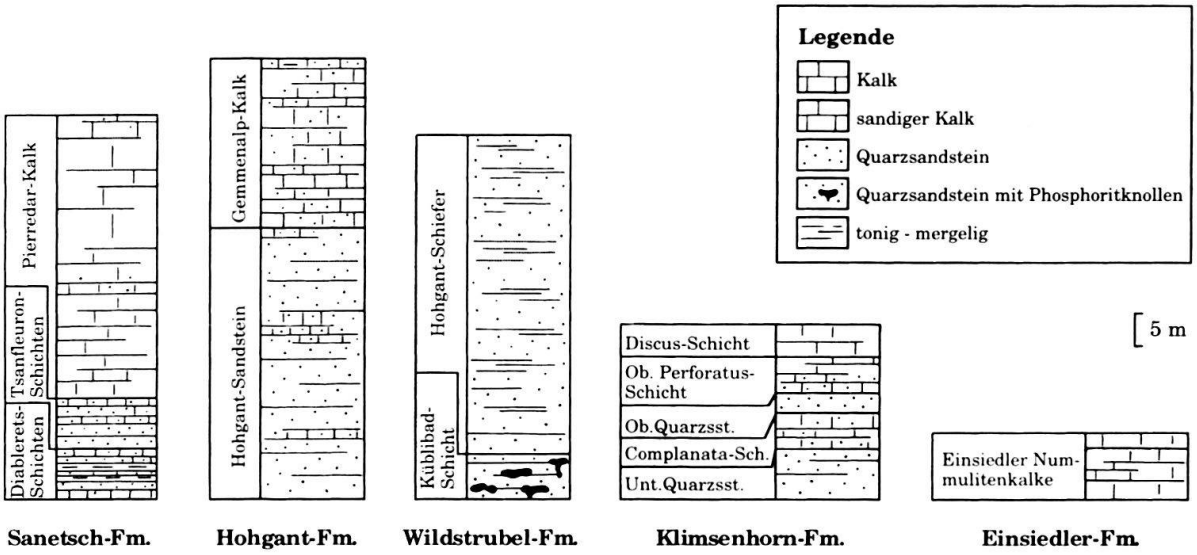


Fig. 4. Schematische Profile der verschiedenen lithostratigraphischen Einheiten.

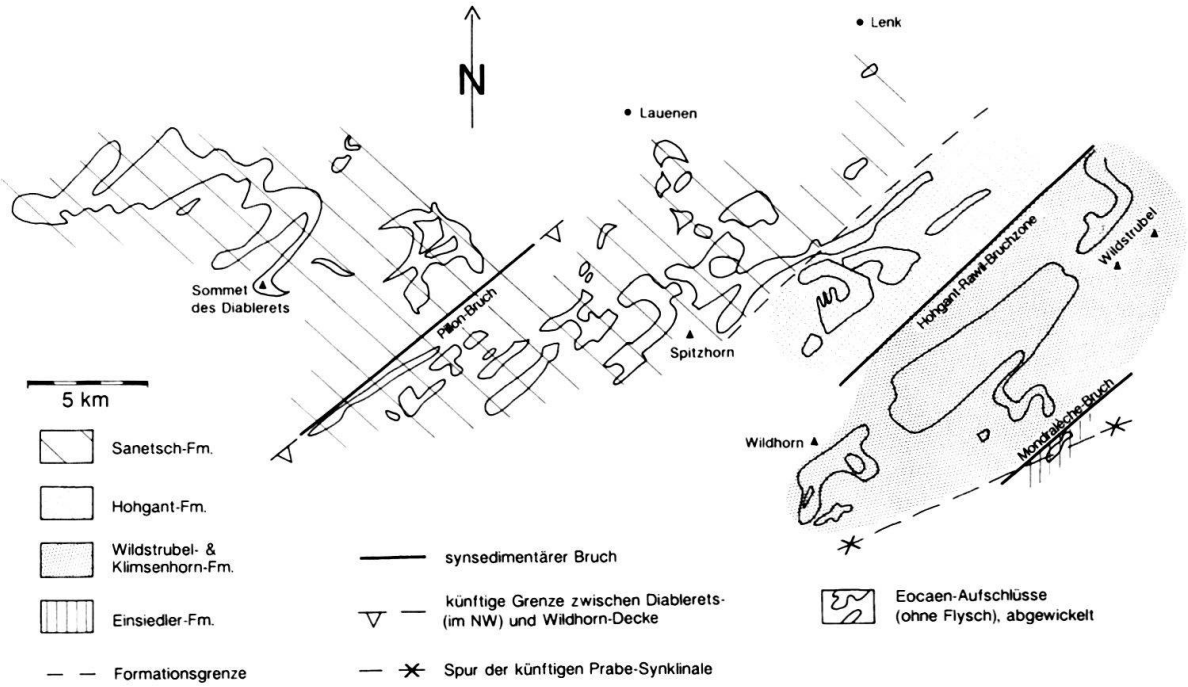


Fig. 5. Palaeogeographische Verbreitung der Formationen im Untersuchungsgebiet.

aufgrund späterer Erosionsvorgänge (Herb 1988) nur noch als Relikte vorliegt. Es könnte sich jedoch auch um ein von Anfang an isoliertes zweites Verbreitungsgebiet der Einsiedler-Fm. handeln.

Ablagerungen der aus dem Helvetikum der Zentralschweiz bekannten Bürgen-Fm. des Mitteleocaens fehlen im Untersuchungsgebiet.

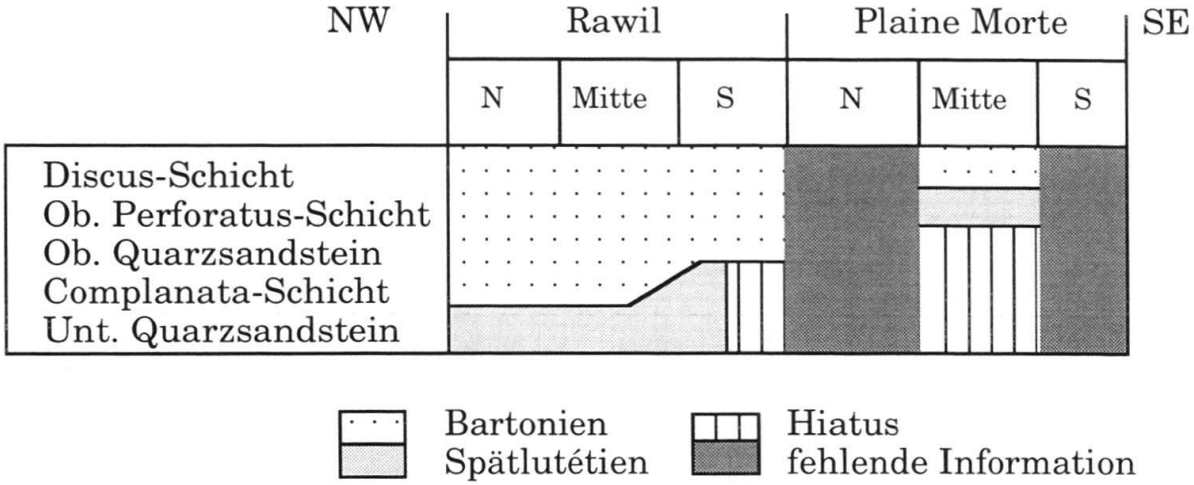


Fig. 6. Heterochronie der Schichtglieder der Klimsenhorn-Fm.

Im nordwestlich an das Verbreitungsgebiet der Einsiedler-Fm. anschliessenden Gebiet der Plaine Morte und des Rawils (Fig. 1) sind in einer SW-NE streichenden Zone mit der Hohgant-Rawil-Bruchzone als nordwestliche Verbreitungsgrenze die Klimsenhorn-Fm. und die Wildstrubel-Fm. aufgeschlossen (Fig. 4, 5). Die **Klimsenhorn-Fm.,** eine geringmächtige Abfolge (ca. 1 bis 8 m), wird aus den (informellen) Schichtgliedern Unterer Quarzsandstein, Complanata-Schicht, Oberer Quarzsandstein, Obere Perforatus-Schicht und Discus-Schicht aufgebaut (Menkveld-Gfeller 1993). Diese zeigen unterschiedliche Mächtigkeiten, diskontinuierliche Verbreitung und diachrone Alter. Die Mächtigkeitsschwankungen sind vor allem durch den siliziklastischen Detritusanteil bestimmt. Die Ablagerungen setzen im späten Lutétien ein, wobei die einzelnen Schichtglieder im Nordwesten jünger sind als im Südosten (Fig. 6). Zu dieser Zeit wird im nördlichen Rawil-Gebiet nur der Untere Quarzsandstein, im südlichen Rawil-Gebiet auch die Complanata-Schicht abgelagert, währenddessen die Sedimentation in der Plaine Morte mit der Oberen Perforatus-Schicht einsetzt und im Gebiet südlich des Wildhorns Sedimente des späten Lutétien fehlen. Im Laufe des Bartoniens werden die Complanata-Schicht, im mittleren und nördlichen Rawil-Gebiet sowie der Obere Quarzsandstein und die Obere Perforatus-Schicht im gesamten Rawil-Gebiet und südlich des Wildhorns und die Discus-Schicht im ganzen Verbreitungsgebiet der Klimsenhorn-Fm. abgelagert. Die Mächtigkeit der Klimsenhorn-Fm. nimmt Richtung Nordwesten gegen die Hohgant-Rawil-Bruchzone generell zu. Im Bereich des mittleren Rawil und in der Plaine Morte sind Zonen mit minimalen Mächtigkeiten ausgebildet. Die grössten Mächtigkeiten treten im Nordosten des Rawil-Gebiets (Umgebung Rothorn, Fig. 1) auf.

Im Hangenden der Klimsenhorn-Fm. folgt die **Wildstrubel-Fm.** mit den Schichtgliedern Küblibad-Schicht und Hohgant-Schiefer (Menkveld-Gfeller 1994) (Fig. 4, 5). Die Küblibad-Schicht ist ein nur lokal ausgebildeter Kondensationshorizont an der Basis der Wildstrubel-Fm., die Hohgant-Schiefer sind im ganzen Verbreitungsgebiet der Wildstrubel-Fm. ausgebildet und zeigen eine generelle Mächtigkeit von weniger als 15 m im Südosten bis zu gut 30 m im Nordwesten gegen die Rawil-Hohgant-Bruchzone hin. Die Wildstrubel-Fm. konnte wegen ihrer Fossilarmut nicht datiert werden: Die Küblibad-Schicht könnte eine längere Zeitspanne beinhalten; die Hohgant-Schiefer wurden ver-

mutlich hauptsächlich während des späteren Bartonien abgelagert: bereits die Klimsenhorn-Fm. wurde mit Bartonien datiert und die in den Globigerinenmergel des Hangenden eingelagerten «Wängenkalke» (siehe unten) mit Priabonien datiert.

Direkt nordwestlich an der Hohgant-Rawil-Bruchzone sind detritusreiche Sedimente ausgebildet; diese werden zur **Hohgant-Fm.** gerechnet, mit den Schichtgliedern Hohgant-Sandstein und Gemmenalp-Kalk (Menkveld-Gfeller 1994) (Fig. 4, 5). Diese entspricht einer Hohgant-Fm. im Sinne Breitschmids (1978) ohne die Discus-Schicht, die hier in Anlehnung an Herb (1988) aus stratigraphischen Gründen der liegenden Klimsenhorn-Fm. zugerechnet wird. Die Tertiär-Transgression erreicht im frühsten Priabonien das Gebiet nordwestlich der Bruchzone und im Profil Firstli (Fig. 1) wird Hohgant-Sandstein abgelagert (Menkveld-Gfeller 1993). Während des frühen Priabonien wird das gesamte Verbreitungsgebiet der Hohgant-Fm. von der Transgression erfasst, Hohgant-Sandstein und Teile des Gemmenalp-Kalkes werden abgelagert. Die Mächtigkeit der Hohgant-Fm. beträgt in den einzelnen Profilen 15 bis 75 m. Das Dach des Gemmenalp-Kalks, im Liegenden der Globigerinenmergel, zeigt ein Alter von frühem Spätpriabonien.

Nordwestlich an das Verbreitungsgebiet der Hohgant-Fm. folgt dasjenige der **Sanetsch-Fm.** (Menkveld-Gfeller 1994) (Fig. 4, 5). Diese umfasst die Schichtglieder Diablerets-Schichten, Tsanfleuron-Schichten sowie Pierredar-Kalk. Die basalen Schichtglieder, die Diablerets-Schichten und die Tsanfleuron-Schichten, sind nur fleckenhaft erhalten, während der Pierredar-Kalk durchgehend auftritt. Die Sedimente der Sanetsch-Fm. sind wegen des geringen Anteils an Grossforaminiferen schwierig zu datieren. Die Diablerets-Schichten treten nur in den Gebieten des Lapis de Tsanfleuron und der Diablerets auf. Vermutlich setzte die Sedimentation der Diablerets-Schichten im frühen Priabonien ein. Die Tsanfleuron-Schichten konnten in den Profilen Buvette und Schwand (Fig. 1) mit frühem Priabonien datiert werden. Weiter nordwestlich, in den nordwestlichen Anteilen der Wildhorn-Decke und in der Diablerets-Decke, ergaben Datierungen aus den Tsanfleuron-Schichten und den basalen Teilen des Pierredar-Kalkes ein mittel- bis spätpriabones Alter. Das Dach des Pierredar-Kalks und das Einsetzen der darüberfolgenden Globigerinenmergel sind somit jünger als frühes Spätpriabonien, konnten aber mangels Leitfossilien nicht genauer datiert werden. Die Mächtigkeit der Sanetsch-Fm. und ihrer Schichtglieder ist im Gebiet Diablerets – Refuge de Pierredar und auch im Gebiet Martisberg – Sanetsch Buvette erhöht (35 bzw. 80 m).

Im Anschluss an die neritische Sedimentation folgte also im ganzen untersuchten Ablagerungsraum eine Abfolge von hemipelagischen bis pelagischen Mergeln, den Globigerinenmergeln. Lokal konnte im Dach des Hohgant-Schiefer (Wildstrubel-Fm.), des Gemmenalp-Kalks (Hohgant-Fm.) und des Pierredar-Kalks (Sanetsch-Fm.) Vermergelung als Übergang zu den Globigerinenmergeln beobachtet werden.

Für die in den Globigerinenmergeln eingelagerten sogenannten «Wängenkalke» (Kaufmann 1867; Menkveld-Gfeller 1993: «Wängenkalke» = klastische Einlagerungen in den Globigerinenmergeln, nicht unbedingt in kalkiger Lithologie ausgebildet) konnten drei unterschiedliche Entstehungsmechanismen nachgewiesen werden (Menkveld-Gfeller 1993):

- Aufarbeitung im Zusammenhang mit Bruchtektonik
- olisthostrom- bis slumpartiges Abgleiten halbverfestigter Sedimentpakete
- Turbiditäts-Ströme.

	Küste	Strand Lagune	Vorstrand	Innerer Schelf		
Faziestypen	FT 12	FT 11	FT 10	FT 9	FT 8	FT 7
Lithologie	Süsswasserkalke und kohlige Bildungen	Mikritische Kalke	Küstennahe klastische Sedimente	Foraminiferen-kalke	Corallinaceen-kalke	Rhodolithischer Kalk
Ablagerungstiefe	lakustrin	3-5 m	bis ca. 20 m	20 m	20-40 m	40-60 m
Klassifikation		Wackestones	sandig	Wackestones	Bindstones	Packstones
Sandgehalt	-	schwankend	gross	schwankend	-	gering
Wasserenergie	niedrig	niedrig	mässig bis hoch	niedrig	hoch	mässig
wichtigste Biogene/Bio-klasten	Characeen	Milioliden Ostrakoden Dasycladaceen	Bioklasten	Miliolidae Nummuliten Assilinen	Corallinaceen inkrust. Foram. Bryozoen	Corallinaceen inkrust. Foram.
Auftreten	Diablerets -Sch. Tsanfleuron-Sch.	Diablerets-Sch.	Unt. Quarzsandstein Hohgant-Sandstein Diablerets-Sch. Tsanfleuron-Sch.	Complanata-Sch. Ob. Quarzsandstein Hohgant-Sandstein Diablerets-Sch. Tsanfleuron-Sch. Pierredar-Kalk	Tsanfleuron-Sch. Pierredar-Kalk	Hohgant-Sandstein Gemmenalp-Kalk Tsanfleuron-Sch. Pierredar-Kalk

Äusserer Schelf					Abhang zum Becken	
FT 6	FT 5	FT 4	FT 3	FT 2	FT 1	Faziestypen
Grossforaminiferen-/ Corallinaceen-Kalke	Bioklastische Kalke	Glaukonit-haltige Sandsteine	Mergelige Kalke	Feinkörnige Sandsteine bis Schiefer	Mergel	Lithologie
40 bis >80 m	> 80 m	ca. 80-100 m	ca. 100 m	50-200 m	> 100 m	Ablagerungstiefe
Floatstones	Rudstones	sandig	Wackestones	sandig	Mudstones	Klassifikation
gering	schwankend	gross	gering	gross	gering	Sandgehalt
mässig	hoch	mässig	niedrig	hoch	niedrig	Wasserenergie
Corallinaceen Nummulitiden Orbitoididen	Discocyclinen u.a. Grossforam.		benth. und plankt. Kleinforam.	Echinodermen-klasten	plankt. Foram. Spiculae	wichtigste Biogene/Bio-klasten
Ob. Perforatus-Sch. Discus-Schicht Hohgant-Sandstein Gemmenalp-Kalk Pierredar-Kalk	Discus-Sch. Hohgant-Sandstein Gemmenalp-Kalk Pierredar-Kalk	Küblibad-Schicht	Gemmenalp-Kalk Pierredar-Kalk	Hohgant-Schiefer	Globigerinen-mergel	Auftreten

Tab. 1. Charakterisierung und Auftreten der Faziestypen.

In der Diablerets- und der westlichen Wildhorn-Decke wurden die Globigerinenmergel bisher weder detailliert untersucht noch datiert. Da das Dach der liegenden neritischen Sedimente gegen NW jünger wird und keine Hinweise für einen Hiatus an der Basis der Globigerinenmergel gefunden wurden, muss auch das Einsetzen der Globigerinenmergel-Sedimentation heterochron sein. Auch die «Wängenkalke» werden gegen NW jünger.

4b Faziestypen und Fazieszonen

Bei den untersuchten neritischen Sedimenten handelt es sich um Küsten- bis Flachwasserbereich-Bildungen mit Übergängen zu Sedimenten des Plattformabhangs. Es wurden 12 Faziestypen ausgeschieden (Menkveld-Gfeller 1993), beginnend mit mergeligen Sedimenten aus Tiefen um 100 Meter als Faziestyp 1 und endend mit Bildungen in Küstensümpfen als Faziestyp 12. Die einzelnen Typen werden in Tabelle 1 kurz charakterisiert. Wichtig ist, dass die Ausscheidung der Faziestypen unabhängig von den lithostratigraphischen Einheiten geschah, ein Faziestyp kann also in verschiedenen lithostratigraphischen Einheiten auftreten.

Aufgrund der Verbreitung der Faziestypen konnte der Faziesraum in 10 Fazieszonen unterteilt werden. Die Gliederung des palaeogeographischen Faziesraumes in Fazies-

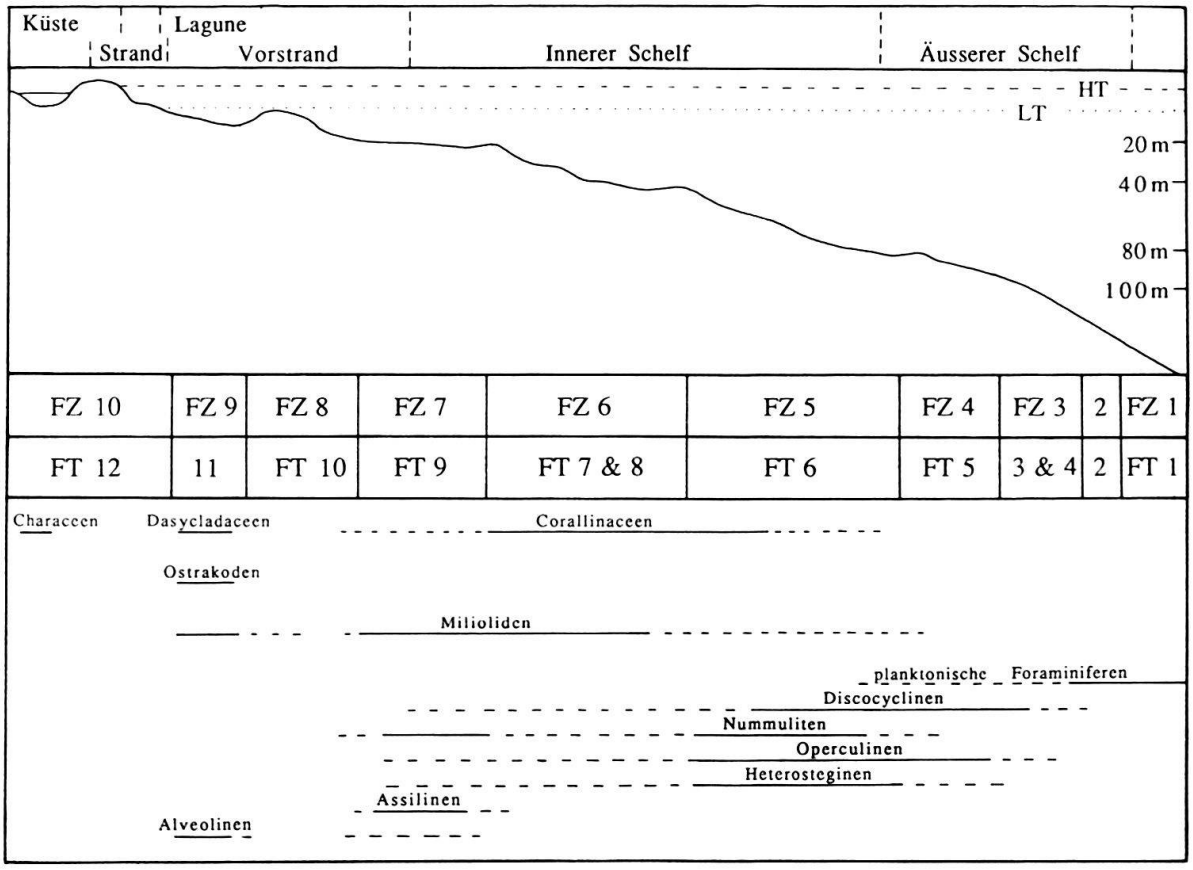


Fig. 7. Schematischer Schelfquerschnitt mit den ausgeschiedenen Fazieszonen (FZ) und Faziestypen (FT) sowie den für die Fazieszonen charakteristischen Ablagerungstiefen und Fossilien (HT: Flut, LT: Ebbe).

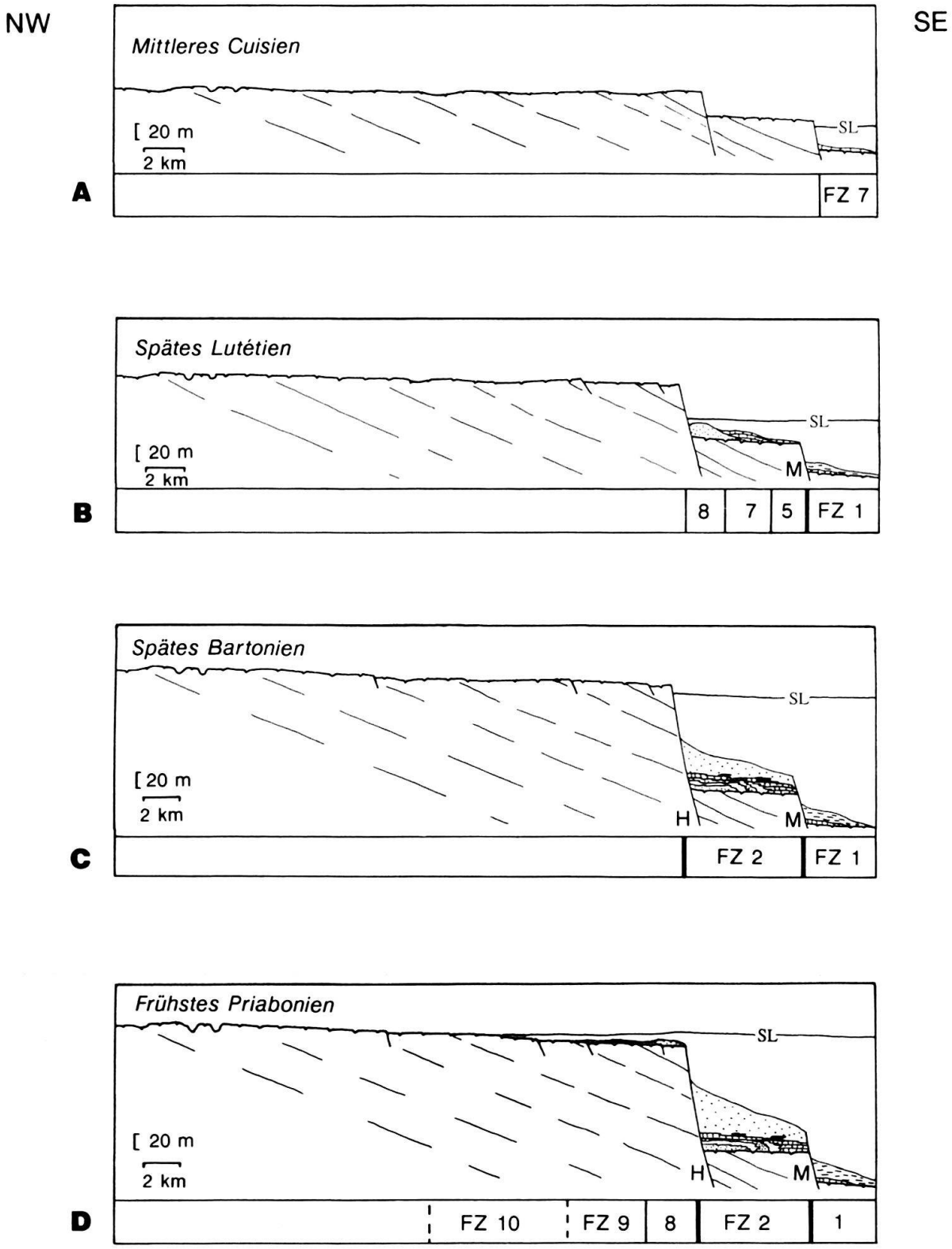
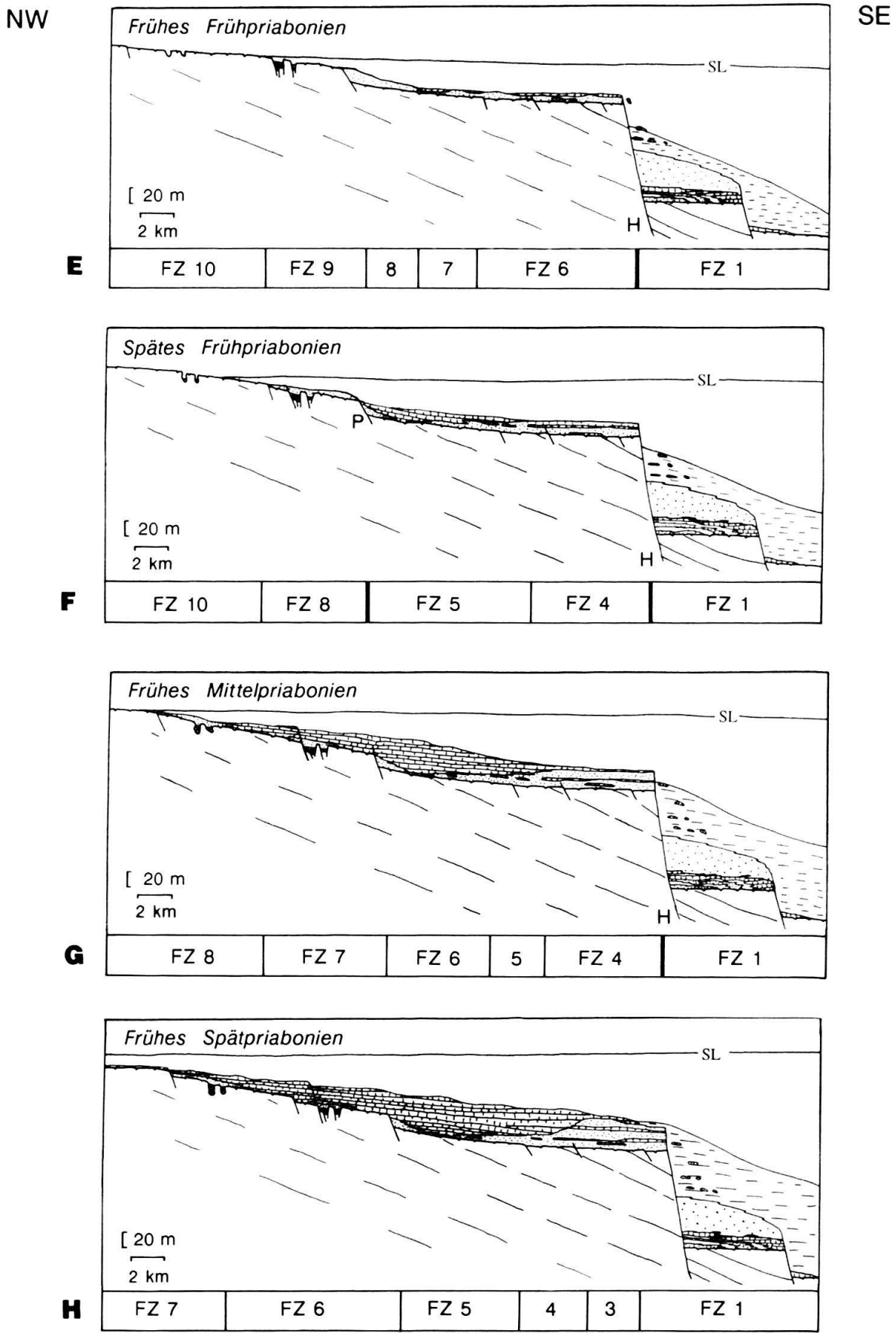


Fig. 8. Entwicklungsgeschichte des Ablagerungsraumes anhand von acht überhöhten Querschnitten durch den Faziesraum zu den Zeitabschnitten A bis H (Lithologische Signaturen siehe Fig. 4).
Anhand von Faziessprüngen belegte abrupte Zunahmen der Ablagerungstiefen, welche mit synsedimentärer Aktivität des Mondralèche-Bruchs (M), der Hohgant-Rawil-Bruchzone (H) bzw. des Pillon-Bruchs (P) erklärt werden (SL: Meeresspiegel).


NW
SE
Frühes Frühpriabonien
SL
[20 m
2 km
H
E
FZ 10
FZ 9
8
7
FZ 6
FZ 1
Spätes Frühpriabonien
SL
P
[20 m
2 km
H
F
FZ 10
FZ 8
FZ 5
FZ 4
FZ 1
Frühes Mittelpriabonien
SL
[20 m
2 km
H
G
FZ 8
FZ 7
FZ 6
5
FZ 4
FZ 1
Frühes Spätpriabonien
SL
[20 m
2 km
H
FZ 7
FZ 6
FZ 5
4
3
FZ 1

zonen und die räumliche Verbreitung einiger Taxa von Fossilien als wichtige fazielle Indikatoren für den eocaenen helvetischen Schelf sind in Figur 7 schematisch dargestellt.

5 Palaeogeographische Entwicklungsgeschichte des Ablagerungsraums

Basierend auf den biostratigraphischen Daten war es möglich, für acht Zeitabschnitte (Kap. 2, Fig. 2) Verteilungskarten der Faziszonen im palaeogeographischen Raum und die dazugehörigen Faziesquerschnitte zu erstellen. Obwohl in den meisten stratigraphischen Profilen nur kleinere Abschnitte biostratigraphisch datiert werden konnten, erlaubt die lithostratigraphische Korrelation dieser Profile auch vorsichtige Aussagen über das Alter nicht datierter Profilabschnitte. Somit können Informationen von Profilpunkten verwendet werden, bei welchen der jeweilige Abschnitt nicht biostratigraphisch belegt ist.

Anhand von acht vereinfachten und überhöhten Querschnitten durch den Ablagerungsraum zu den Zeitabschnitten A–H (Fig. 2, Kap. 2) wird die palaeogeographische Entwicklungsgeschichte vorgestellt (Fig. 8 A–H, Fig. 7, Tab. 1):

A Die Transgression setzt im **mittleren Cuisien** (Fig. 8A) im Südosten mit Ablagerungen des Einsiedler Nummulitenkalkes ein. Möglicherweise bildete bereits zu dieser Zeit ein synsedimentärer Bruch die nordwestliche Begrenzung des Ablagerungsraums (siehe B).

B Im Südosten werden im **späten Lutétien** (Fig. 8B) über der Einsiedler-Fm. Globigerinenmergel abgelagert, während gleichzeitig unmittelbar nordwestlich davon, auf der NW-Seite des postulierten synsedimentär aktiven Mondralèche-Bruchs (Menkveld-Gfeller 1993) Flachwassersedimente der Klimsenhorn-Fm. (von SE nach NW: Obere Perforatus-Schicht, Complanata-Schicht, Unterer Quarzsandstein) gebildet werden, deren Verbreitung im Nordwesten durch die Hohgant-Rawil-Bruchzone (Herb 1988) begrenzt wird.

C Im **späten Bartonien** (Fig. 8C) werden südöstlich des Mondralèche-Bruchs noch stets Globigerinenmergel sedimentiert; im Hangenden der Klimsenhorn-Fm. werden Hohgant-Schiefer der Wildstrubel-Fm. abgelagert. Die Hohgant-Schiefer werden in Wassertiefen von ca. 100 m gebildet, während gleichzeitig nordwestlich anschliessende Gebiete noch trocken liegen. Dieser Sprung in der Ablagerungstiefe wird mit der Aktivität der Hohgant-Rawil-Bruchzone erklärt.

Während des gesamten Mitteleocaens ist das Gebiet nordwestlich der Hohgant-Rawil-Bruchzone der Erosion und der Verwitterung ausgesetzt. Verkarstung der liegenden Kreide ist hierfür charakteristisch, auch entstehen vermutlich in dieser Zeit die siderolithischen Gesteine.

D An der Wende von Mitteleocaen zu Späteocaen bildet der Mondralèche-Bruch weiterhin die Grenze zwischen Globigerinenmergeln und Hohgant-Schiefer. Die Transgression erreicht nun Gebiete nordwestlich der Hohgant-Rawil-Bruchzone. Im Profil Firstli (unmittelbar nördlich der Bruchzone) kann die Basis des Hohgant-Sandsteins (Hohgant-Fm.) mit **frühstem Priabonien** (Fig. 8D) datiert werden. Unsicher ist, mangels biostratigraphischer Leitfossilien, ob die Transgression zu diesem Zeitpunkt bereits weiter Richtung Nordwesten fortgeschritten ist.

E Im **frühen Frühpriabonien** (Fig. 8E) herrscht südöstlich der Hohgant-Rawil-Bruchzone Globigerinenmergel-Sedimentation vor: erstmals treten hier in den Globigerinen-

mergeln Einlagerungen von «Wängenkalken» auf, interpretiert als Hinweis auf synsedimentäre Aktivität der Hohgant-Rawil-Bruchzone, welche datiert werden konnten und somit ein Alter für die Globigerinenmergel lieferten. Zu diesem Zeitpunkt ist bereits ein grosser Teil des Gebietes nordwestlich der Hohgant-Rawil-Bruchzone überflutet: von SE nach NW werden Hohgant-Sandstein (Hohgant-Fm.), Tsanfleuron-Schichten und Diablerets-Schichten (Sanetsch-Fm.) gebildet.

F Im **späten Frühpriabonien** (Fig. 8F) findet im südöstlichen Ablagerungsraum weiterhin Sedimentation der Globigerinenmergel statt. Nordwestlich der Hohgant-Rawil-Bruchzone werden von SE nach NW Gemmenalp-Kalk und Hohgant-Sandstein (Hohgant-Fm.) sowie Pierredar-Kalk (Sanetsch-Fm.) abgelagert. Richtung NW findet im Bereich der heutigen Grenze zwischen Wildhorn- und Diablerets-Decke eine abrupte Abnahme der Ablagerungstiefe statt, welche mit der Aktivität eines synsedimentären Bruchs, des Pillon-Bruchs (Menkveld-Gfeller 1993) erklärt wird; in küstennahem Milieu werden nordwestlich davon Tsanfleuron-Schichten und Diablerets-Schichten (Sanetsch-Fm.) gebildet.

G Zum Zeitpunkt des **frühen Mittelpriabonien** (Fig. 8G) ist die Hohgant-Rawil-Bruchzone immer noch aktiv, wie dies die auf der SE-Seite in den Globigerinenmergeln eingelagerten «Wängenkalke» belegen. Nordwestlich der Hohgant-Rawil-Bruchzone werden von SE nach NW Gemmenalp-Kalk (Hohgant-Fm.), Pierredar-Kalk und Tsanfleuron-Schichten (Sanetsch-Fm.) gebildet.

H Gegen Ende des Priabonien werden im Profil Firstli (Fig. 1) ebenfalls, wie in den südöstlich anschliessenden Gebieten, Globigerinenmergel sedimentiert; somit hat die Hohgant-Rawil-Bruchzone ihre Bedeutung verloren. Sowohl der Gemmenalp-Kalk (Hohgant-Fm.) im Profil Totentäli (Fig. 1) als auch der Pierredar-Kalk (Sanetsch-Fm.) im Profil Quille du Diable im Nordwesten (Fig. 1) konnten mit der Bestimmung von *N. fabianii fabianii* dem **frühen Spätpriabonien** (Fig. 8H) zugeordnet werden.

Ein letzter, stark überhöhter hypothetischer NW-SE-Querschnitt durch den Ablagerungsraum des Untersuchungsgebiets (Fig. 9), zum Zeitpunkt, zu dem auch im nordwestlichsten Abschnitt des Untersuchungsgebiets die hemipelagische Globigerinenmergel-Sedimentation einsetzt, d.h. zeitlich nach dem frühen Spätpriabonien (Zeitabschnitt H), zeigt, dass die eocaene Faziesverteilung durch zum Teil abrupte Wechsel in der Ablagerungstiefe, gebunden an SW-NE streichende Lineamente, geprägt ist. Drei dieser Linien werden als synsedimentäre Brüche interpretiert: zwischen den Verbreitungsgebieten der Einsiedler-Fm. und der Klimsenhorn-Fm. bzw. der Wildstrubel-Fm. zeichnet sich ab dem mittleren Cuisien bis Anfang Priabonien die Aktivität des **Mondralèche-Bruches** ab. Die **Hohgant-Rawil-Bruchzone** (Herb 1988) begrenzt die Verbreitung der Klimsenhorn- und der Wildstrubel-Fm. in Richtung Nordwesten und findet ihren Ausdruck in der Faziesverteilung der Sedimente der Zeitspanne spätes Lutétien bis mittleres Priabonien. Die palaeogeographische Trennlinie zwischen den Ablagerungsräumen der heutigen Wildhorn- und der Diablerets-Decke fällt während des ganzen Priabonien zusammen mit Faziezonengrenzen. Am Ende des frühen Priabonien (Zeitabschnitt F) zeichnet sich ein abrupter Wechsel in der Ablagerungstiefe ab, weshalb hier der **Pillon-Bruch** postuliert wird.

Die, südöstlich der Hohgant-Rawil-Bruchzone, im Rawil-Gebiet, in den Globigerinenmergeln eingelagerten «Wängenkalke» belegen die tektonische Aktivität dieser

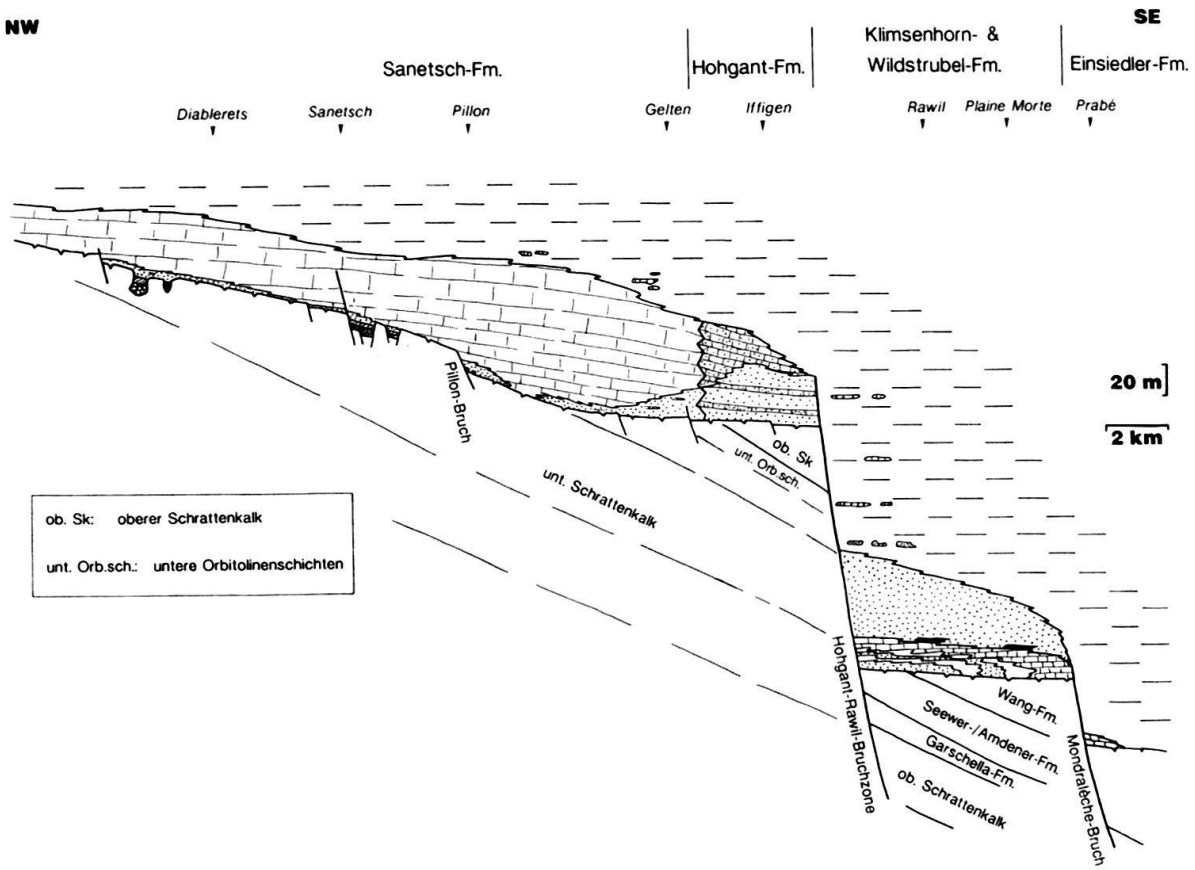


Fig. 9. Stark überhöhter Faziesquerschnitt durch den untersuchten Ablagerungsraum zum Zeitpunkt, an dem die Globigerinenmergel-Sedimentation auch im NW-Abschnitt die neritische Sedimentation abgelöst hat, mit wahren Mächtigkeiten der neritischen Schichtglieder. Die «Schichtungslinien» der Kalksignatur entsprechen in etwa Isochronen (Lithologische Signaturen siehe Fig. 4).

Bruchzone während des frühen und mittleren Priabonien. Die «Wängenkalke» am Lauenensee und im Profil Sanetsch Buvette (Menkveld-Gfeller 1993) beweisen die Existenz weiterer Brüche, die erst im späteren Priabonien gespielt haben dürften; Hinweis darauf ist die Datierung des Pierredar-Kalks im Liegenden der Globigerinenmergel, der hier mit mittlerem bis spätem Priabonien datiert werden konnte. Zeitgleich mit der Ablagerung der ersten Globigerinenmergel muss also unweit davon im Nordwesten eine Karbonatplattform existiert haben, die als jeweiliges Liefergebiet für die «Wängenkalke» in Frage kommt. Dies bedeutet eine Heterochronie des Pierredar-Kalkes (Sanetsch-Fm.) bzw. des Gemmenalp-Kalkes (Hohgant-Fm.), wie sie durch Datierungen anhand von Nummuliten bestätigt werden konnte.

6 Diskussion

Die auf Grossforaminiferen (Nummuliten, Assilinen) gestützte altersmässige Zuordnung sowie die lithostratigraphische und fazielle Gliederung der neritischen eocaenen Sedimente der Diablerets- und der Wildhorn-Decke westlich des Wildstrubels erlauben eine Rekonstruktion der palaeogeographischen Entwicklungsgeschichte des Faziesraums.

Diese wird gekennzeichnet durch eine generelle Zunahme der Ablagerungstiefe mit der Zeit und somit einem relativen Meeresspiegelanstieg:

- Die Sedimentation der Nummulitenkalke der Einsiedler-Fm. setzte im **frühen Mittelcuisien** (Spätyprésien) diskordant über der Wang-Fm. (Oberkreide) ein. Haq et al. (1987) legen in die Periode von Thanétien bis spätem Yprésien einen Superzyklus (Zyklus 2. Ordnung) eustatischen Meeresspiegelanstiegs, welcher für diese transgressive Tendenz verantwortlich gemacht werden kann.
- Ablagerungen des späten Yprésien bis mittleren Lutétien wie zum Beispiel die Bürgen-Fm. (Herb 1988) konnten nicht nachgewiesen werden. Vermutlich kamen sie wegen der vom späten Yprésien bis Wende Bartonien/Priabonien dauernden Phase der relativen Meersspiegelabsenkung (Haq et al. 1987) nicht zur Ablagerung.
- Im **späten Lutétien** griff die Tertiärtransgression weiter nordwestwärts und erfasste das ganze Gebiet südöstlich der Hohgant-Rawil-Bruchzone: Die Klimsenhorn-Fm. (spätes Lutétien–Bartonien) sowie die Wildstrubel-Fm. (Bartonien–?Priabonien) wurden im Rawil- und Plaine Morte-Gebiet abgelagert. Der weitere Vormarsch der Küstenlinie und die Zunahme der Ablagerungstiefe im späten Lutétien und Bartonien gegenläufig zur von Haq et al. (1987) postulierten weltweiten eustatischen Tendenz hing offenbar zusammen mit synsedimentärer Absenkung der SE-Flügel von SW-NE streichenden Brüchen.
- Im Priabonien erfolgte ein erneuter wichtiger Transgressionsschub, erklärbar mit rascher Subsidenz in den SE-Flügeln von Bruchstaffeln kombiniert mit einem eustatischen Meeresspiegelanstieg (Haq et al. 1987), der das Gebiet nordwestlich der Hohgant-Rawil-Bruchzone in der Folge überflutete. Im Profil Firstli kann die Basis des Hohgant-Sandsteins mit **frühstem Priabonien** datiert werden, weiter nordwestlich setzte die Transgression mit siliziklastischen Sedimenten (Hohgant-Sandstein, Tsanfleuron-Schichten) im **frühen bis mittleren Priabonien** ein. Nordwestlich einer Linie Sanetsch Buvette – Fenster von Schwand (Fig. 1) konnte das Einsetzen der Transgression mit Sedimenten der Tsanfleuron-Schichten und des Pierredar-Kalks nur an wenigen Stellen datiert werden, diese vollmarinen Sedimente zeigen ein **mittel- bis spätpriabones** Alter. Die nur lokal erhaltenen Diablerets-Schichten dieses Gebiets, im Liegenden der Tsanfleuron-Schichten und des Pierredar-Kalks, konnten nicht datiert werden, setzten aber vermutlich bereits im **frühen bis mittleren Priabonien** ein.

Zu Beginn des Priabonien war der gesamte helvetische Ablagerungsraum im Bereich des künftigen Aarmassivs grösstenteils überflutet: zu diesem Zeitpunkt herrschten im ganzen Bereich der heutigen Wildhorn-Decke südöstlich der Hohgant-Rawil-Bruchzone bereits hemipelagische Bedingungen vor und Globigerinenmergel wurden sedimentiert. Nordwestlich der Hohgant-Rawil-Bruchzone wurden gleichzeitig siliziklastische Flachwassersedimente (Hohgant-Sandstein, Tsanfleuron-Schichten) abgelagert. Weiter nördlich, im Bereich der späteren Doldenhorn- und Gellihorn-Decke bzw. Diablerets-Decke entstanden brackische Sedimente in Küstensümpfen sowie lagunäre Sedimente. Im gesamten Gebiet des heutigen Mittellandes und Juragebirges herrschten zu Beginn des Priabonien (Gwinner 1978) festländische Bedingungen vor. Die der Erosion ausgesetzten kristallinen Massive im Norden (Schwarzwald, Vogesen) waren mögliche Liefergebiete der Quarzsande des Hohgant-Sandsteins und der Tsanfleuron-Schichten mit Schüttungs-

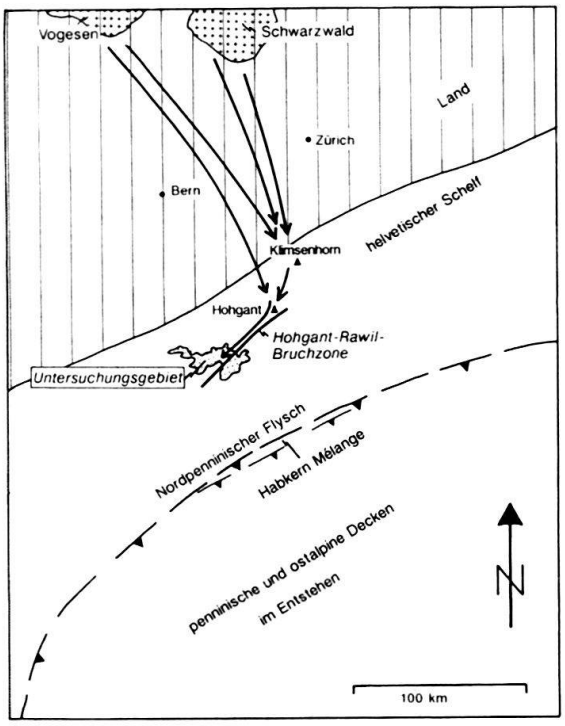


Fig. 10. Palaeogeographische Kartenskizze des «Frühpriabonien» mit dem Umriss des Untersuchungsgebiets (entspricht Fig. 3) und den kristallinen Massiven (Vogesen und Schwarzwald), welche den Quarzsand des Hohgant-Sandsteins und der Tsanfleuron-Schichten geliefert haben könnten, sowie die postulierte NE-SW Schüttungsrichtung (palaeogeographische Grundlage nach Pfiffner (1992)).

zentren im Gebiet des Hohgants und des Klimsenhorns (Bieri 1978, Herb 1988) und distalerer Fazies im Untersuchungsgebiet (Fig. 10).

Die anhand von Grossforaminiferen-Biozonen erreichte zeitliche Auflösung des Eocaens ist zu gering, um die von Haq et. al. (1987) für diese Periode postulierten 15 eustatischen Zyklen dritter Ordnung erfassen zu können. Eine wichtigere Rolle spielten ab dem Spätlutétien synsedimentäre Brüche, welche aufgrund sprunghafter lateraler Änderungen in der Faziesverteilung nachgewiesen werden konnten (weder die Brüche selber noch direkt an Brüche relatierte Brekzien sind im Untersuchungsgebiet aufgeschlossen; nur die in den Globigerinenmergeln eingelagerten «Wängenkalke» könnten als Begleitphänomene von Bruchtektonik aufgefasst werden). Diese Brüche sind, wie andere von Herb (1988) aufgezeigte Beispiele, alle SW-NE streichend und weisen (relativ) heruntergesetzte SE-Flügel auf. Einzelne Brüche mit gleichem Streichen, aber entgegengesetztem Bewegungssinn treten im Massif de Platé (Haute-Savoie) (Pairis & Pairis 1975) sowie im Gemmipass-Gebiet (Rote Chumme, Gellihorn-Decke) (Gfeller 1989) auf, sind jedoch als Ausnahmen zu betrachten. Da die, vermutlich ebenfalls SW-NE orientierte, sich langsam nach NW verlagernde Front des im Entstehen begriffenen alpinen Orogens sich zu dieser Zeit nur noch unweit südöstlich des untersuchten Gebiets befand (Fig. 10), drängt sich ein kausaler Zusammenhang auf: offenbar entstanden die Brüche durch «flexurelle Dehnung» der Oberseite der, unter der Auflast der heranrückenden (penninischen und ostalpinen) Decken heruntergebogenen, Erdkruste des alpinen Vorlandes (vgl. Fig. 4 in Pfiffner 1986), wie dies Bradley & Kidd (1991) auch für andere Orogene postulieren.

Verdankungen

Vorliegende Arbeit wurde finanziell vom Schweizerischen Nationalfonds (Kredite-Nr. 20-26547.89; 200-50055; 20-31158.91 und 11-611) unterstützt. Für die Durchsicht des Manuskripts sowie die konstruktive Kritik danke ich H. Bolli, H. Luterbacher, Hanspeter Funk, Jan Willem Menkveld, Guido Schreurs, Jacqueline Schmid und Danielle Decrouez herzlich.

LITERATURVERZEICHNIS

BADOUX, H. & GABUS, J.H. 1991: Notice explicative, Bl. Les Diablerets (2e édition) (Nr. 88). Schweiz. geol. Komm.

BADOUX, H., BONNARD, E.G., BURRI, M. & VISCHER, A. 1959: Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25 000, Bl. St. Léonard (Nr. 35). Schweiz. geol. Komm.

BADOUX, H., GABUS, J.-H. & MERCANTON, C.H. 1990: Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25 000, Bl. Les Diablerets (Nr. 88). Landeshydrol. und -geol.

BADOUX, H., GAGNEBIN, E., LOMBARD, AUG., MCCONELL, R.B., DE RAAF, M., SCHAUB, H.P. & VISCHER, A. 1962: Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25 000, Bl. Lenk (Nr. 41). Schweiz. geol. Komm.

BECK, P. 1911: Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 29.

BIERI, B. 1978: Sedimentologisch-stratigraphische Untersuchungen im helvetischen Tertiär zwischen Vierwaldstätter- und Thunersee. Unpubl. Diss. Univ. Bern.

BLONDEAU, A. 1972: Les Nummulites. Vuibert, Paris.

BOMBITA, G.H. & MOISESCU, V. 1968: Données actuelles sur le Nummulitique de Transylvanie. (Colloq. sur l'Eocène, Paris), Mém. Bull. Rech. géol. min. 58, 693–729.

BRADLEY, D.C. & KIDD, W.S.F. 1991: Flexural extension of Crust in Collisional Foredeeps. Bull. geol. Soc. Amer. 103, 1416–1438.

BREITSCHMID, A. 1978: Sedimentäre Untersuchungen in der eocaenen Hohgant-Serie im Helvetikum nördlich Interlaken. Eclogae. geol. Helv. 71, 143–157.

FERRAZZINI, B. & SCHULER, P. 1979: Eine Abwicklungskarte des Helvetikums zwischen Rhone und Reuss. Eclogae geol. Helv. 72, 439–454.

FURRER, H., BADOUX, H., HUBER, K. & VON TAVEL, H. 1956: Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25 000, Bl. Gemmi (Nr. 32). Schweiz. geol. Komm.

GFELLER, U. 1989: Stratigraphische Untersuchungen der Doldenhorn- und der Gellihorn-Decke im Gemmipass-Gebiet. Unpubl. Diplomarbeit, Univ. Bern.

GWINNER, M.P. 1978: Geologie der Alpen: Stratigraphie, Paläogeographie, Tektonik. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. 1987: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science 235, 1156–1167.

HARLAND, W.B., ARMSTRONG, R.L., COX, A.V., CRAIG, L.E., SMITH, A.G. & SMITH, D.G. 1990: A geologic time scale 1989. Cambridge University Press, Cambridge.

HERB, R. 1983: Eozän, S. 147–157. In: Bericht über die Jubiläumsexkursion «Der Faziesbegriff und die Sedimentationsprozesse» der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft vom 12. bis 17. September 1982. (Ed. by BAYER, A., BERNOULLI, D., BREITSCHMID, A., FUNK, H., GIGON, W.O., GYGI, R.A., HERB, R., MATTER, A., MOHLER, H.P., REMANE, J. & WINKLER, W.) Eclogae geol. Helv. 76, 125–180.

– 1988: Eocaene Paläogeographie und Paläotektonik des Helvetikums. Eclogae geol. Helv. 81, 611–657.

HERB, R. & HERKEL, H. 1975: Nummuliten aus dem Obereocaen von Possagno. Schweiz. Paläont. Abh. 97, 113–211.

KAUFMANN, J.F. 1867: Der Pilatus. Beitr. geol. Karte Schweiz V.

KLEIBER, G.W. 1991: Nummuliten der paläogenen Tethys in Axialschnitten. Tübinger Mikropaläont. Mitt. 9.

LUGEON, M. 1914: Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 30, 1–3.

MENKVELD-GFELLER, U. 1993: Stratigraphie und Palaeogeographie des Eocaens der helvetischen Decken der Westschweiz (Diablerets- und Wildhorn-Decke). Unpubl. Diss. Univ. Bern.

– 1994: Die Wildstrubel-, die Hohgant- und die Sanetsch-Formation: Drei neue lithostratigraphische Einheiten des Eocaens der helvetischen Decken. Eclogae geol. Helv. 87, 789–809.

MOSER, H.J. 1985: Strukturgeologische Untersuchungen in der Rawil-Depression. Unpubl. Diss. Univ. Bern.

PAIRIS, B. & PAIRIS, J.L. 1975: Précisions nouvelles sur le Tertiaire du massif de Platé. Géol. alp. (Grenoble) 51, 83–127.

PFIFFNER, O.A. 1986: Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central Alps. Spec. Publs. int. Ass. Sediment. 8, 219–228.

– 1992: Tectonic evolution of Europe: Alpine orogeny. – In: A continent revealed: The European Geotraverse. (Ed. by BLUNDELL, D., FREEMAN, R. & MUELLER, ST.). European Science Foundation (EGT), Cambridge University Press, 180–190.

– 1993: The structure of the Helvetic nappes and its relation to the mechanical stratigraphy. J. struct. Geol. 15, 511–521.

SCHAUB, H. 1981: Nummulites et Assilines de la Téthys paléogène. Taxonomie, phylogénèse et biostratigraphie. Schweiz. Paläont. Abh. 104–106.

STEFFEN, P. 1981: Zur Stratigraphie und Paläontologie des helvetischen Eozaens in der Wildhorn-Decke des Berner Oberlandes. Unpubl. Diss. Univ. Bern.

Manuskript eingegangen 24. Juni 1994
Revidierte Fassung angenommen 5. Oktober 1994