Nagra
Nationale
Genossenschaft
für die Lagerung
radioaktiver Abfälle

Cédra
Société coopérative
nationale
pour l'entreposage
de déchets radioactifs

Cisra
Società cooperativa
nazionale
per l'immagazzinamento
di scorie radioattive

TECHNISCHER BERICHT 85-14

Sedimentation und Tektonik im Tertiär der Nordschweiz

Hch. Naef [1)]
P. Diebold
S. Schlanke

März 1985

[1)] Geol. Büro Dr. H. Jäckli AG, Zürich und Baden

Parkstrasse 23 5401 Baden/Schweiz Telephon 056/20 55 11

Nagra
Nationale
Genossenschaft
für die Lagerung
radioaktiver Abfälle

Cédra
Société coopérative
nationale
pour l'entreposage
de déchets radioactifs

Cisra
Società cooperativa
nazionale
per l'immagazzinamento
di scorie radioattive

TECHNISCHER BERICHT 85-14

Sedimentation und Tektonik im Tertiär der Nordschweiz

Hch. Naef[1)]
P. Diebold
S. Schlanke

März 1985

[1)] Geol. Büro Dr. H. Jäckli AG, Zürich und Baden

Parkstrasse 23 5401 Baden/Schweiz Telephon 056/20 55 11

ZUSAMMENFASSUNG

Die vorliegende Literaturstudie zum Tertiär der Nordschweiz und angrenzender Gebiete stellt eine erste Näherung zum Problem Sedimentation und Tektonik dar.

In einem ersten Teil wird als Grundlage eine regionale litho- und auch chronostratigraphische Korrelation der postsiderolithischen Sedimente der Nordschweiz s.l. erarbeitet und in fünf Tabellen (Anhang) zusammengestellt. Es zeigt sich, dass zum Teil bedeutende Unsicherheiten bestehen, die nicht immer befriedigend gelöst werden können.

In einem zweiten Teil werden, ausgehend von schematischen geologischen Profilen und einer stratigraphischen Aufgliederung sogenannte Absenkdiagramme rekonstruiert. Diese wiederum, zu dreidimensionalen Raum/Zeit-Schaubildern zusammengestellt, können als Dynamisierung einer Bezugsfläche, der "obereozänen Peneplain", betrachtet werden.

Als Ergebnis dieser Rekonstruktionen zeigt sich vor allem, wie sich zwischen Molassebecken und Tafeljura eine relativ eigenständige, komplizierte Interferenzzone hinzieht, die offensichtlich zwischen den tektonischen Kräften, welche von den Alpen ausgehen, und denjenigen, welche im Zusammenhang mit den Ereignissen im Oberrhein-Riftsystem und im Schwarzwald stehen, vermittelt.

In einem ergänzenden Kapitel werden die Ergebnisse der Absenkdiagramme und der aus der Literatur gesammelten Hinweise zu einer Geschichte des Bewegungsablaufes in der Nordschweiz s.l. seit dem Obereozän zusammengefasst. Es zeigt sich, dass verschiedene diskrete Phasen tektonischer Aktivitäten vom Oligozän bis in die postmolassische Zeit anhand der verursachten Umgestaltung des Ablagerungsraumes unterschieden werden können.

Charakter und Geschwindigkeit der beobachteten geologischen Vorgänge werden diskutiert. Deutlich können Gebiete und Zeiten mit relativ kleinräumigen, kurzfristigen Bewegungen wie Bildung von Graben- und antithetischen Bruchstrukturen von solchen eher weiträumiger, lang andauernder tektonischer Ereignisse wie Aufwölbung oder Abbiegen der Kruste, horizontalem Schub oder isostatischen Ausgleichsbewegungen unterschieden werden.

ABSTRACT

The following literature study of the Tertiary of northern Switzerland and its surroundings presents an approach to the problem "sedimentation and tectonics" in the region. As a first fundamental step information has been gathered for the compilation of five litho- and chronostratigraphical correlation charts of the postsiderolithic sediments of northern Switherland s.l. (Chapter 2.2 and Appendix). Uncertainties remain comparing and correlating the different local and regional interpretations of these Tertiary deposits; they cannot always be resolved in a satisfactory manner.

In a second part, schematic geological sections have been constructed and then divided into distinct stratigraphic units (Enclosures 5 + 6). Subsidence curves (Fig. 3) have been determined for a series of points along each section. From those, three-dimensional diagrammes of temporal and spatial vertical tectonic mouvements since the upper Eocene have been reconstructed (Fig. 5).

These reconstructions indicate that

a) A relatively independant and complicated interference zone extends between the constantly subsiding Molasse through and the rather stable mesoeuropean foreland (Tabular Jura, Black Forest, Swabian Alp). It obviously forms a transition zone between the alpine tectonic realm and the forces which emanate from the Rhinegraben riftsystem and the Black forest.
b) The subsidence curves, together with many hints in published reports, strongly suggest several distinct tectonic phases in northern Switzerland. A Synopsis of the events since upper Eocene time is attempted.
c) Some quantitative aspects of the observed tectonic mouvements in the Tertiary of northern Switzerland and in other well documented regions are discussed and compared with modern geodetic data. Roughly two main tectonic settings can be distinguished:
   - Relatively narrow areas with rather local and episodic movements. For example the formation of graben structures and other fault patterns where rates of differential mouvements could be relatively high.
   - Wide areas with steady mouvements during longer periods of time. For example the doming downwarping of lithospheric crust, regional isostatic adjustments and probably horizontal nappe displacements with velocities of up to a few mm/year.

RESUME

La présente étude de littérature donne un premier rapprochement du problème de la sédimentation et de la tectonique du Tertiaire du Nord de la Suisse et des régions voisines.

La première partie représente, comme base de travail, une corrélation litho- et chronostratigraphique des sédiments postsidérolithiques du Nord de la Suisse s.l. (voir annexe).

Dans une deuxième partie s'est élaborée la construction de diagrammes de subsidence à partir de profils géologiques schématiques et d'unités stratigraphiques relativement bien définies.

L'assemblage de ces diagrammes de subsidence donne finalement une représentation tridimensionelle, dans l'espace et dans le temps (Raum/Zeit-Schaubilder), qui permet de visualiser les mouvements verticaux de la "Pénéplaine" de l'Eocène Supérieur.

Ces reconstructions mettent en évidence une zone particulière qui se situe entre le bassin molassique et le Jura tabulaire (zone subjurassienne). Cette zone d'interférence joue apparemment un rôle de mediateur entre les forces tectoniques provenant des Alpes et celles agissant dans le fossé Rhénan et le massif de la Forêt-Noire.

Dans un chapitre complémentaire, les résultats des diagrammes de subsidence et les indications provenant de la littérature sont combinés pour reconstruire la succession des mouvements tectoniques ayant agi dans le Nord de la Suisse s.l. depuis l'Oligocène jusqu'au temps postmolassique. Deux formes principales de mouvements tectoniques peuvent être distingués:

- des mouvements tectoniques rapides à l'échelle régionale, tels que la formation de "Graben" ou de failles antithétiques (tectonique d'extension).

- des mouvements tectoniques lents à grande échelle, tels que le bombement ou la flexion de la croûte terrestre, la poussée horizontale et les mouvements assurant l'equilibre isostatique.

INHALTSVERZEICHNIS

		Seite
1.	EINLEITUNG	1
1.1	Aufgabe und Problemstellung	1
1.2	Vorgehen	2
2.	ZUR GEOLOGIE DES TERTIAERS IN DER NORDSCHWEIZ UND ANGRENZENDEN GEBIETEN	4
2.1	Regionalgeologischer Ueberblick	4
2.2	Stratigraphie	5
2.2.1	Bio- und chronostratigraphischer Rahmen: Tabelle A	5
2.2.1.1	Biostratigraphie	7
2.2.1.2	Chronostratigraphie	10
2.2.2	Die lithostratigraphischen Korrelationstabellen I - IV	12
2.2.2.1	Eozän	14
2.2.2.2	Oligozän	15
	A. Unteres Oligozän	15
	B. Mittleres Oligozän	16
	C. Oberes Oligozän	17
2.2.2.3	Unteres und Mittleres Miozän	19
	A. Unteres Miozän	19
	A1. Frühes Unter-Miozän	19
	A2. Spätes Unter-Miozän	20
	B. Mittleres Miozän	25
2.2.2.4	Oberes Miozän und Pliozän	27
2.3	Absenkdiagramme	30
2.3.1	Voraussetzungen	31
2.3.1.1	Die "obereozäne Peneplain"	31
2.3.1.2	Der Meeresspiegel und seine Schwankungen	32
2.3.1.3	Horizontale Bewegungen und die Jurafaltung	36
2.3.1.4	Zeitmarken	37
2.3.1.5	Diskussion	38
2.3.2	Methodik	40
2.3.2.1	Prinzipielles	40
2.3.2.2	Beispiel	41
2.3.3	Das Raum/Zeit-Schaubild	43
2.3.3.1	Allgemeines	43
2.3.3.2	Beispiel	43
2.3.3.3	Möglichkeiten und Grenzen der Anwendung	45
2.3.4	Ergebnisse	48
2.3.4.1	Profil A: Bohrung Ruppoldsried - Bohrung Dingelsdorf	48
2.3.4.2	Profil B: Laufenbecken - Tafeljura - Brugg	51

2.3.4.3 Profil C: Brugg - Irchel - Schienerberg - Bodanrücken 54
2.3.4.4 Profil 1: Bohrung Kreuzlingen - Hegau - Hochranden 55
2.3.4.5 Profil 2: Thurtal - Schaffhausen - Hochranden 60
2.3.4.6 Profil 3: Bohrung Lindau/ZH - Irchel - Klettgau 62
2.3.4.7 Profil 4: Bohrung Küsnacht - Bohrung Weiach - Klettgau 64
2.3.4.8 Profil 5: Affoltern/Albis - Lägern - Zurzach 66
2.3.4.9 Profil 6: Bohrung Boswil - Chestenberg - Bützberg 69
2.3.4.10 Profil 7: Bohrung Pfaffnau - Oberer Hauenstein - Basler Tafeljura 72
2.3.4.11 Profil 8: Südlicher Oberrheingraben - Laufenbecken 75

2.4 Sedimentation und Tektonik in der Nordschweiz und angrenzenden Gebieten 78
2.4.1 Allgemeines 78
2.4.2 Paläogen 79
2.4.2.1 Paläogene Bewegungen bis zum Obereozän 79
2.4.2.2 Paläogene Bewegungen seit dem Obereozän 80
2.4.3 Neogen bis zum Ende der Molassezeit 84
2.4.3.1 Unterstes Miozän: "Aquitan" 85
2.4.3.2 Spätes Untermiozän: "Burdigal" und "Helvet" 86
2.4.3.3 Mittleres Miozän 90
2.4.3.4 Zusammenfassung 93
2.4.4 Die postmolassischen Bewegungen 94
2.4.4.1 Fernschub und Jurafaltung 95
2.4.4.2 Mio-pliozäne Hebungen und rezente Bewegungen 101
2.4.5 Tabelle 1: Versuch einer Synopsis 103

3. CHARAKTER UND GESCHWINDIGKEITEN DER GEOLOGISCHEN VORGAENGE IN DER NORDSCHWEIZ UND VERGLEICH MIT ANDEREN GEBIETEN 105

3.1 Endogene Dynamik 105
3.1.1 Die Bewegungen im Untersuchungsgebiet 105
3.1.1.1 Subsidenzraten 106
3.1.1.2 Hebungsraten 109
3.1.1.3 Horizontale Bewegungen 112
3.1.1.4 Zusammenfassung 114
3.1.2 Vergleich mit anderen Gebieten 114

3.2 Exogene Dynamik 117
3.2.1 Allgemeines 117
3.2.2 Erosionsraten 117
3.2.3 Geomorphologie 119

4. LITERATURVERZEICHNIS 121

5. ANHANG: Stratigraphische Korrelationstabellen 146

Verzeichnis der Beilagen

1: Tektonische Uebersicht der Nordschweiz mit Profilspuren
2: Profil B: Laufenbecken - Tafeljura - Brugg, Stratigraphische Aufgliederung
3: Profil C: Brugg - Irchel - Bodanrücken, Geologisches Profil
4: Profil 1: Bohrung Kreuzlingen - Hegau - Hochranden, Geologisches Profil
5: Profil 4: Bohrung Küsnacht - Weiach - Klettgau, Geologisches Profil und Rekonstruktion Ende OMM
6: Profil 4: Stratigraphische Aufgliederung

Verzeichnis der Textfiguren

		Seite
1:	Meeresspiegelschwankungen seit dem Oligozän	33
2:	Schematische Darstellung von "Basement uplift und décollement"	36
3:	Beispiel zur Konstruktion eines Absenkdiagramms	40
4:	Beispiel Bohrung Lindau / ZH	42
5:	Schema zum Aufbau eines Raum/Zeit-Schaubildes	46
6:	Profil A: Bohrung Ruppoldsried - Bohrung Dingelsdorf; Rekonstruktionsversuch als Raum/Zeit-Schaubild	50
7:	Auflagerung des mittleren Miozäns auf dem Tafeljura zwischen Bözberg und dem Waldenburger-Tal	53
8:	Stratigraphie und Tektonik im Gebiet von Profil 1	56
9:	Profil 1: Hochranden - Hegau - Bohrung Kreuzlingen; Rekonstruktionsversuch Raum/Zeit-Schaubild	59
10:	Profil 2: Thurtal - Schaffhausen - Hochranden; Rekonstruktionsversuch als Raum/Zeit-Schaubild	61
11:	Profil 3: Bohrung Lindau / ZH - Klettgau; Rekonstruktionsversuch als Raum/Zeit-Schaubild	63
12:	Profil 4: Bohrung Küsnacht - Klettgau; Rekonstruktionsversuch als Raum/Zeit-Schaubild	65
13:	Profil 5: Affoltern/Albis - Lägern - Zurzach; Rekonstruktionsversuch als Raum/Zeit-Schaubild	67
14:	Geologischer Ueberblick von Profil 5 nördlich der Lägern	68
15:	Profil 6: Bohrung Boswil - Chestenberg - Bützberg; Rekonstruktionsversuch als Raum/Zeit-Schaubild	70
16:	Profil 7: Bohrung Pfaffnau-Süd 1 - Oberer Hauenstein - Basler Tafeljura; Rekonstruktionsversuch als Raum/Zeit-Schaubild	74
17:	Profil 8: Südlicher Oberrheingraben - Laufen-Becken; Rekonstruktionsversuch als Raum/Zeit-Schaubild	76
18:	Schematische Darstellung der stratigraphischen Verhältnisse zwischen Benken im Oberrheingraben und der Bohrung Wahlen im Laufen-Becken an der Wende Oligo-/Miozän	77

19: Auflagerungsverhältnisse der eozänen Bildungen im nordschweizerischen Juragebirge 79
20: Horizontale Hauptspannungen und damit verbundene Strukturelemente im Tertiär der Nordschweiz 81
21: Schematische Darstellung einer Abbiegung der Kruste gegen die Alpen und damit zusammenhängende Erscheinungen 84
22: Schematisierter, stark überhöhter Schnitt durch Grobsandzug - Graupensandrinne vom OMM-Kliff bei Schwenningen in den Molassetrog bei Markdorf 88
23: Profil durch den thurgauer Seerücken aufgrund der neuesten Sondierungen des "Konsortiums Untertagespeicher" 92
24: Phasen der Juratektonik nach verschiedenen Autoren 96

1. EINLEITUNG

1.1 Aufgabe und Problemstellung

Vorrangige Aufgabe dieser Arbeit soll sein, Daten zum Problemkreis "Charakter und Geschwindigkeit von geologischen Vorgängen im Tertiär der Nordschweiz" zusammenzutragen respektive zu erarbeiten. Diese dienen dann dem Ziel, zukünftige Bewegungsszenarien des Untergrundes ("Krustenverstellungen") für den engeren und auch weiteren Rahmen eines potentiellen "Endlagerraumes Nordschweiz" zu entwerfen. Zusammen mit neotektonischen Untersuchungen und geodätischen Ergebnissen gilt es in erster Linie, Grundlagen für ihren Einfluss auf die hydrogeologischen Zusammenhänge abschätzen zu können.

Das Pflichtenheft sieht folgende Schwerpunkte für die Behandlung dieses Themas vor:

a) Analyse der stratigraphischen und sedimentologischen Verhältnisse im Zeitraum zwischen dem mittleren Eozän und dem Quartär, insbesondere der Feststellung von Schichtmächtigkeiten unter Berücksichtigung möglicher Kondensation, Schichtlücken, Erosion, Diskordanzen etc.

b) Datierung von Brüchen und Bruchsystemen, Falten und Ueberschiebungen mit Tertiärüberlagerung und/oder Verformung des Tertiärs.

c) Diskussion und Versuch einer chronologischen Gliederung der beobachteten tektonischen Ereignisse in der Nordschweiz.

d) Charakterisierung der Bewegungen, insbesondere deren Geschwindigkeit. Vergleich der Ergebnisse mit den tertiären Vorgängen im überregionalen Rahmen.

Im folgenden wird versucht, dieser Aufgabe anhand einer ausgewählten Methodik gerecht zu werden.

1.2 Vorgehen

Die Resultate der vorliegenden Arbeit beruhen zum grössten Teil auf dem Studium und der Interpretation von publizierter Literatur. Neue Daten lieferten die laufenden Untersuchungen der NAGRA in der Nordschweiz, vor allem die seismischen Kampagnen und das Tiefbohrprogramm. Eigene Feldarbeiten waren im Pflichtenheft nicht vorgesehen.

Weil für potentielle Endlager im kristallinen Grundgebirge wie auch in den darüberliegenden Sedimentgesteinen die Bewegungen des Sockels von besonderem Interesse sind, diese im engeren Untersuchungsgebiet während des Tertiärs im wesentlichen aber nur vertikalen Charakter besassen, wurde zu ihrer Darstellung die heute in der Erdölgeologie allgemein gebräuchliche Methode der Absenkdiagramme angewandt (siehe 2.3). Aufgrund der quantitativen Verhältnisse in den tertiären Ablagerungen wird eine Absenkkurve rekonstruiert, deren Verlauf direkt die vertikalen Bewegungen der "obereozänen Peneplain" (siehe 2.3.1.1) wiedergeben soll. In Gebieten ohne wesentliche horizontale Abscherung durch Fernschub (z.B. Profil 1) wird damit indirekt auch das Auf und Ab im kristallinen Grundgebirge vermittelt. Wo während der Jurafaltung das Mesozoikum vom Sockel abgeschert und nach + NW transportiert wurde, ergaben sich in der Konstruktion von Absenkdiagrammen gewisse Schwierigkeiten (siehe 2.3.1.3 und 2.3.3.3). Anschliessend wurden diese Absenkdiagramme entlang von Profillinien (siehe Beilage 1) zu dreidimensionalen Raum/Zeit-Schaubildern zusammengestellt, welche die Bewegungen plastisch veranschaulichen sollen.

In einer ersten Arbeitsphase wurde also die sehr weitläufige Literatur in zumutbarem Ausmass gesichtet, um eine regionale stratigraphische Korrelation für das Tertiär zu erarbeiten (2.2); gleichzeitig wurden viele Hinweise auf tektonische Bewegungen gesammelt (siehe 2.4 und 3).

In einer zweiten Phase konnten dann mit den erarbeiteten Unterlagen, ergänzt durch regionalgeologische Arbeiten, schematische geologische Profile konstruiert werden. Diese wiederum wurden in verschiedene, in ihrem Alter genügend klar fassbare stratigraphische Einheiten aufgegliedert, um dann entlang der Profilspur die einzelnen Absenkdiagramme entwerfen zu können. Diese, zu Raum/Zeit-Schaubildern zusammengestellt, werden einzeln beschrieben und diskutiert (siehe 2.3.4).

In einem resumierenden Kapitel zur Tektonik der Nordschweiz s.l. werden die Ergebnisse dieser Raum/Zeit-Schaubilder zeitabschnittweise verglichen und im regionalen Rahmen zusammengefasst. Dabei wird die aufgrund unserer Erkenntnisse naheliegendste Interpretation vorgelegt und diskutiert.

Die vorliegende Arbeit erhebt keineswegs den Anspruch, irgendwelche Aspekte erschöpfend behandelt zu haben. Sie will auch nicht neue grundlegende Erkenntnisse und Tatsachen liefern, denn praktisch alle hier angeregten Zusammenhänge sind in der einen oder andern Form zum Teil schon seit längerer Zeit publiziert worden; man denke nur an die Arbeiten von BUXTORF (1907, 1916) oder AMSLER (1915, 1926) und in neuerer Zeit vor allem an BüCHI (1956, 1977), LAUBSCHER (1961, 1965, 1980 etc.), LEMCKE (1974, 1984), HOFMANN (1955, 1969), SCHREINER (1966a, 1974) etc.

2. ZUR GEOLOGIE DES TERTIAERS IN DER NORDSCHWEIZ UND ANGRENZENDEN GEBIETEN

2.1 Regionalgeologischer Ueberblick

Die regionale Geologie unseres Untersuchungsgebietes ist im Grossen klar gegliedert, im Kleinen aber recht vielfältig und heterogen. Beilage 1 gibt einen Ueberblick über die geologische und tektonische Gliederung der Nordschweiz und angrenzender Gebiete.

Im Norden und Westen liegt der heutige Südrand des stabilen, herzynisch geprägten Mesoeuropa (Schwarzwald, Vogesen, Tafeljura), welcher durch die Bruchschollen-Tektonik des Rheingraben-Riftsystems im Tertiär zergliedert wurde (CARLE 1955; LAUBSCHER 1961, 1980; ILLIES 1975; TRüMPY 1980; ILLIES et al. 1981 etc.). Zwischen diesem alten, im Jura zum Teil noch von den mesozoischen Schelfsedimenten bedeckten südlichen Bereich des mesoeuropäischen Schildes (Tafeljura, Schwarzwald, Vogesen, Schwäbische Alb) und den von SW heranrückenden Alpen zieht sich als Vorlandzone das Molassebecken von WSW nach ENE dahin. Es vermittelt sowohl stratigraphisch wie auch strukturell zwischen den Alpen und dem Juragebirge: Die Geometrie dieser nordalpinen Randsenke wurde während der Molassesedimentation und auch danach, während der Endphase(?) der neoalpinen (TRüMPY 1980:92) Bewegungen (Jurafaltung), sowohl von den Alpen wie auch vom mesoeuropäischen Vorland geprägt (siehe auch Kapitel 2.4 und 3). In der subalpinen Zone wird der Südrand des Molassebeckens schon im ausgehenden Oligozän/untersten Miozän von der alpinen Orogenese erstmals erfasst (BüCHI & SCHLANKE 1977:64; MUGNIER 1984:118), in der subjurassischen Zone wird die Gestalt des Nordrandes vor allem von den Strukturen des im Oligozän-Miozän zerbrechenden kristallinen Untergrundes bestimmt, welche später auch nachhaltigen Einfluss auf die tektonische Entwicklung des Juragebirges ausübten.

Als Folge der neogenen Abscherung des Deckgebirges liegt im Westen der Faltenjura (z.B. Profile 6 und 7; zur Lage der Profile siehe Beilage 1). Nach Osten keilt er aus, und es hängen dort Molassebecken und mitteleuropäisches Vorland direkt zusammen (z.B. Profile 1 und 2). Der Faltenjura als jüngstes strukturelles Element kann im weiteren Sinne als (vorläufig?) letztes Ergebnis einer Interferenz zwischen alpinem Orogen und kontinentalem Vorland gesehen werden (HSU 1979; TRüMPY 1973, 1980; MUGNIER 1984). Im Norden begrenzt der zwar mehrphasig zerbrochene, in sich als ganzes aber doch stabile Grundgebirgskörper des Schwarzwaldes die Nordschweiz. Der Oberrheingraben bildet als deutlichster

Ausdruck vor allem oligozäner Bruchtektonik den nordwestlichen Eckpfeiler unseres weiteren Untersuchungsgebietes (siehe Profil 8).

2.2 Stratigraphie

Die in einer ersten Arbeitsphase durchgeführte stratigraphische Korrelation wird in Tabellenform (siehe Anhang) zusammenfassend dargestellt und im folgenden kurz diskutiert. Die Tabelle A sollte dem heutigen Stand der Forschung entsprechen, wofür die neuen und neuesten Referenzen bürgen können (z.B. BERGGREN et al. 1984).

Für die lithostratigraphischen Korrelationstabellen I - IV muss ausdrücklich betont werden, dass ohne Kompromisse und interpretierende Verallgemeinerungen mit den zur Verfügung stehenden Daten keine regionale Korrelation möglich ist. Zudem sind die Interpretationen der einzelnen lokalen Bearbeiter vor allem in der OMM und OSM stark unterschiedlich, was Widersprüche unvermeidlich erscheinen lässt.

2.2.1 Bio- und chronostratigraphischer Rahmen: Tabelle A

In den letzten 10 - 20 Jahren wurde, vor allem ausgehend von der zentralen und östlichen Paratethys, versucht, die Stratigraphie der nordalpinen Randsenke mit den mediterranen und dann auch den weltweiten marinen Zeittabellen zu korrelieren. Viele neuere Publikationen präsentieren Resultate dieser Arbeiten (z.B. STEININGER et al. 1976, 1979, 1984; RÖGL und STEININGER 1983). Als neueste Referenzen der globalen Korrelationen gelten die Arbeiten von BOLLI, SAUNDERS & PERCH-NIELSEN ed. (1984) und von BERGGREN, KENT & VAN COUVERING (1984), aus denen die Daten für die Mikropaläontologie wie auch die absoluten Altersangaben entnommen wurden.

Für eine regionale biostratigraphische Korrelation stellt sich im nordschweizerischen, quantitativ vorwiegend aus fluvioterrestrischen Süsswasserablagerungen bestehenden Tertiär das Problem, diese im allgemeinen nur lückenhaft fossil belegten kontinentalen Sedimente mit durch marine Faunen belegten bio- und chronostratigraphischen Referenzprofilen zu vergleichen. Versuche, die schweizerische Molasse womöglich mit mikropaläontologischen Untersuchungen stratigraphisch zu gliedern, haben bis heute noch kaum zu eindeutigen Resultaten geführt (BUECHI 1956; HAGN 1961; ZIMMERMANN et al. 1976; vgl. auch RIGASSI 1977). Indirekt sind allerdings die

heute gut datierten Einheiten der zentralen und östlichen Paratethys (z.B. STEININGER & PAPP 1979; STEININGER et al. 1976, 1984 etc.) mit denjenigen des Mittelmeeres, besonders im Neogen, gut korrelierbar.

Nachdem bis in die 70er Jahre hinein ohne durchschlagenden Erfolg versucht wurde, das terrestrische europäische Tertiär mit Mollusken altersmässig zu gliedern (z.B. JOOSS 1923; BAUMBERGER 1927a, b; RUTSCH 1929; BALDI 1975), rückt in jüngerer und jüngster Zeit die Säugerstratigraphie immer mehr ins Zentrum des paläontologischen Interesses. Obwohl die sogenannten europäischen Säugerzonen (MEIN 1975 und Nachfolger, Tab. A, Kolonne 4) mit ihren häufig südeuropäischen Typlokalitäten für unsere Bedürfnisse noch keineswegs genügen, gehen in letzter Zeit doch viele Korrelationserfolge auf die sorgfältige (und zeitraubende) Untersuchung von Säugerfundstellen zurück (ENGESSER 1972; SCHLANKE 1974; FREI 1979; MAYO 1980; ENGESSER et. al. 1981; BÜRGISSER et. al. 1983, etc.). Die Säugerstratigraphie wird sich deshalb in Zukunft für die regionale Korrelation des kontinentalen Tertiärs wahrscheinlich als zuverlässigste, wenn auch sehr aufwendige Methode zu bewähren haben. Die Zusammenstellung von Fundstellen vor allem aus der Schweizer Molasse enthält eine Auswahl der am besten untersuchten Lokalitäten, wobei auch hier in Zukunft durch neue Erkenntnisse noch gewisse Verschiebungen vorgenommen werden könnten (Tab. A, Kolonne 5).

Die Gliederung des schweizerischen Tertiärs in Epochen und biostratigraphisch definierte Stufen wird seit den ersten grösseren regionalen Arbeiten sehr unterschiedlich gehandhabt; vor allem, weil sich die Referenz-Stratotypen bis auf das nur unvollständig abgrenzbare "Helvetien" in mit unseren Verhältnissen nicht direkt vergleichbaren Ablagerungsräumen befinden (Faziesdifferenzen). Die hergebrachte regionale Gliederung ist so heterogen, dass litho- und biostratigraphische Korrelationsversuche über weitere Distanzen anhand dieser inkonsequent verwendeten Termini oft mühsam wenn nicht gar unmöglich werden.

So werden bei uns noch häufig mediterrane und auch mittel- bis nordeuropäische chronostratigraphische Standard-Stufen (Tab. A, Kolonne 6) verwendet, obwohl diese dort zum Teil völlig anderes Alter besitzen als die damit bezeichneten schweizerischen, vorwiegend lithostratigraphisch definierten Molasseformationen. Die lithostratigraphischen Einheiten UMM, USM, OMM und OSM sollten deshalb nicht mehr mit den chronostratigraphischen Stufennamen bezeichnet werden. Ob sich allerdings der Vorschlag von LEMCKE (1983, 1984), die neuen Stufen der zentralen Paratethys (Pannonisches Becken) auch für die süddeutsche und schweizerische Molasse zu verwenden, auf längere Sicht durchsetzen wird, ist fraglich (siehe

auch STEININGER et al. 1982). Dies dürfte vor allem davon abhängen, inwieweit es gelingt, das "Molasse-Kleinsäugerprofil" wesentlich zu verfeinern und es im Grenzbereich marine Paratethys/terrestrische Molasse, unterstützt vielleicht von Palynologie, an marinen Profilen zu eichen (z.B. Nannoplankton, benthonische Foraminiferen).

Dennoch sind wir der Ansicht, dass in Zukunft auch für die schweizerische Molasse zumindest die miozänen Stufennamen angewendet werden sollten, wie sie auch in den offiziellen Publikationen des IGCP-Neogen-Projektes verwendet werden (STEININGER et al. 1976, 1979, 1982 etc.). Die alten Bezeichnungen "Aquitan", "Burdigal", "Helvet" und "Torton" sind im herkömmlichen Sinn nur noch mit Anführungszeichen zu verwenden.

Die chronologische Gliederung des Neogens wird heute von verschiedenen Autoren recht übereinstimmend präsentiert (STEININGER & PAPP 1979; RÖGL & STEININGER 1983; BERGGREN et. al. ed. 1984; GLEVASSKAYA et al. 1984; GSA-Time-Table 1984).

Auch das Paläogen kann weltweit ziemlich gut chronologisch gegliedert werden; in der Molasse bestehen allerdings zur Zeit noch grosse Unsicherheiten.

2.2.1.1 Biostratigraphie

A. Marine Ablagerungen

Im allgemeinen ist der heutige Stand der biostratigraphischen Gliederung im marinen Tertiär unseres Untersuchungsgebietes (Meeresmolassen) recht bescheiden. Moderne paläontologische Arbeiten liegen leider nicht vor; wie im süddeutschen Raum dürften aber auch hier v.a. mikropaläontologische Analysen vieles abklären, das heute noch im Dunkeln liegt. Offenmarine Verhältnisse herrschten praktisch nie, sodass direkte Korrelationen mit den mediterranen oder atlantischen Standardzonen lückenhaft und mit Unsicherheiten behaftet bleiben (z.B. HAGN 1961). Die Meeresmolassen wurden in randlichen, schmalen Flachmeeren abgelagert, wo starke Gezeitenströmungen für wiederholte Umlagerungen der Sedimente und damit auch der Fossilien sorgten (z.B.HOMEWOOD & ALLEN 1981). Engräumige Fazieswechsel und differenzierte paläogeographische Verhältnisse sind weitere Hindernisse für regionale Vergleiche, was vor allem in der OMM sehr deutlich zur Geltung kommt (z.B. BüCHI & Hofmann 1960; SCHREINER 1966a; BüCHI & SCHLANKE 1977).

Wie die Untersuchungen von Mikrofaunen zeigen, herrschen im Vergleich zum Mittelmeer relativ artenarme, verkümmerte Gemeinschaften vor, deren Formen kaum je guten stratigraphischen Leitwert besitzen, also meist langlebigere Typen oder endemische Varianten sind (BüCHI 1956; HAGN 1961; ZIMMERMANN et al. 1976; JUNG ed 1982).

Zwar hat z.B. HAGN (1961:316) mit Foraminiferen als erster erahnt, dass die im Bodenseegebiet als oberes "Burdigal" bezeichneten Sandschiefer eigentlich jünger, nämlich unteres "Helvet" sein müssen. Auch die überzeugenden Resultate von BERGER (1983) zum Alter der OMM-Transgression in der Westschweiz zeigen, dass mit differenzierten Untersuchungen auch die Mikropaläontologie wertvolle Daten für die Gliederung der Molasse liefern kann. Allein, bis heute ist ihr Beitrag zur Datierung der schweizerischen Molasse bescheiden und kontrovers geblieben. Dennoch werden in dieser Arbeit mangels anderer Angaben z.T. die von ZIMMERMANN et. al. (1976) mit Nannoplankton ermittelten Oligozän/Miozän-Grenzen für diverse Bohrprofile verwendet (siehe auch RIGASSI 1977).

In jüngerer Zeit werden vor allem auch in der östlichen und zentralen Paratethys (z.B. ROEGL & STEININGER 1983) sowie im Rhonetal Ostrakoden mit Erfolg für die regionale biostratigraphische Korrelation verwendet (OERTLI 1956; CARBONNEL 1982).

Auch langlebigere, aber faziesabhängige Faunen bieten sich in beschränktem Mass für stratigraphische Korrelationen an. So können z.B. im "Burdigal" der Nord- und Nordostschweiz skutellenreiche Horizonte miteinander verbunden werden; ob dies allerdings vom Aargau bis nach St. Gallen machbar ist, bleibt zweifelhaft (BüCHI 1957a; BüCHI & HOFMANN 1960). Ein Versuch, z.B. die häufig von Lumachellen geprägten Einheiten Muschelsandstein - Grobsande - Randengrobkalk - Muschelagglomerat zur Zeit der weitesten Meerestransgression der OMM als homochron zu betrachten, zeigt, wie schwierig solch eigentlich naheliegende Korrelationen zu verifizieren sind, wenn kein direkter paläogeographischer Zusammenhang der einzelnen Vorkommen gegeben ist (z.B. BüCHI & HOFMANN 1960; ANTENEN 1973).

Im Rheingraben stehen die Dinge um vieles besser als im Molassebecken; die biostratigraphische Gliederung des brackisch-marinen Oligozäns bereitet kaum Schwierigkeiten (WITTMANN 1950a; SITTLER 1965; DOEBL 1970).

B. Kontinentale Ablagerungen

Für die kontinentalen Sedimente des Tertiärs sind die biostratigraphischen Probleme noch komplexer als für die marin-brackische Molasse, indem ein internationaler Rahmen nur sehr lückenhaft existiert. Vieles ist gerade heute in rascher Entwicklung begriffen. Zudem sind direkte Vergleiche mit normalmarinen Standardabfolgen bis heute ausgeschlossen.

In detaillierten Untersuchungen versuchte man früher, die terrestrischen und limnischen Ablagerungen der nordschweizerischen Molasse und des Juras mit Mollusken stratigraphisch zu unterteilen (z.B. JOOSS 1923; BAUMBERGER 1927a, b; RUTSCH 1929). Ein Durchbruch vor allem mit Landschnecken ist aber in der Schweiz nie gelungen, und heute werden Mollusken vorwiegend als Milieuindikatoren verwendet (siehe auch BALDI 1975).

So kann auch die Palynologie (z.B. HOCHULI 1978) nur recht grobe, den Bedürfnissen detaillierterer regionaler und v.a. lokaler Korrelation kaum je gerecht werdende Daten liefern; sie leistet aber wertvolle Informationen zum Paläoklima und zur Paläökologie. Dieses schlägt sich vor allem deutlich in der Fazies kontinentaler Ablagerungen nieder, was wiederum zu indirekten stratigraphischen Vergleichsmöglichkeiten führt.

Entscheidende Fortschritte für die Biostratigraphie der Süsswassermolasse hat in jüngerer Zeit aber die Säugerpaläontologie gebracht. Die klassischen Arbeiten von STEHELIN, HÜRZELER, ZÖBELEIN, TOBIEN, HÜNERMANN und anderen werden heute laufend revidiert und ergänzt. Voraussetzungen sind dabei ausgedehnte und aufwendige Grundlagenforschungen, wie z.B. die Arbeit von ENGESSER (1972). Vergleiche von Säugerfundstellen mit auch chronologisch eindeutig datierten Referenzenlokalitäten scheinen für die Zukunft die besten stratigraphischen Resultate zu liefern. Als gemeinsame Referenz für das europäische Tertiär gelten die 1975 von MEIN zusammengestellten sogenannten "europäischen Säugerzonen", welche aber besonders für die Schweiz noch viele Ungereimtheiten enthalten. Tabelle A, Kolonne 5 gibt einen unvollständigen Ueberblick über das Alter zentraleuropäischer, vor allem schweizerischer Säugerfundstellen.

2.2.1.2 Chronostratigraphie

Wie eingangs erwähnt, sollten die Standard-Chronostufen (Chatt, Aquitan, Burdigal & Torton) nicht mehr für die lithostratigraphischen Einheiten der Molasse verwendet werden. Die Stufengliederung der nordschweizerischen Molasse sollte sich vielmehr an der dank der vielen Erdöltiefbohrungen weit fortgeschrittenen Kenntnis der süddeutschen Molasse orientieren (FAHLBUSCH 1981; LEMCKE 1983, 1984). Als für unseren Raum naheliegendstes, mit den vollmarinen, interkontinental korrelierbaren chronostratigraphischen Zeitskalen heute gut abgestimmtes Vergleichsgebiet kommt im weiteren die zentrale Paratethys in Frage (z.B. STEININGER et al. 1982; GLEVASSKAYA et al. 1984), auf welche sich auch LEMCKE in seinen neuesten Arbeiten bezieht. Entwicklung und Begründung der modernen Stufeneinteilung werden unter anderen in den zitierten Literaturreferenzen zu den Kolonnen 6 und 7 der Tabelle A präsentiert und in Kapitel 2.2.1 ausführlich diskutiert.

Für das nordschweizerische Eozän liegen die Verhältnisse weitgehend im Dunkeln; zwar sind einzelne Profile durch Fossilien belegt (z.B. Bouxwiller), aber im wesentlichen sind die mediterranen Stufen oder auch diejenigen des Pariser-Beckens, welche früher v.a. im Westen oft verwendet wurden, für unsere Verhältnisse recht künstlich (siehe auch 2.2.2.1). Eine moderne Synthese des westeuropäischen Mittel- bis Obereozäns findet sich in CAVELIER (1979). In CURRY & ODIN (1982) geben die Beiträge von zahlreichen namhaften Autoren einen Ueberblick über den heutigen Stand der radiometrischen Datierung des Paläogens.

Die Probelme der Neogen-Chronostratigraphie werden in den zahlreichen Publikationen, welche bisher im Rahmen des IGCP Neogen-Korrelationsprogrammes produziert wurden, ausführlich und im Detail behandelt (z.B. STEININGER et al 1984). Gegenüber früher ergaben sich in den letzen Jahrzehnten zwei heute allgemein akzeptierte wesentliche Aenderungen in der Chronologie der Molassestufen. Zum einen wurde die Oligozän/Miozän- resp. Paläogen/Neogen-Grenze nach ausgiebigen Diskussionen von der Basis des "Burdigal" an diejenige des "Aquitan" verschoben (z.B. ZOEBELEIN 1960; STEININGER 1982). Damit wäre also ein tieferer (Haupt-)Teil der USM paläogen ("Chatt" oder Unter Eger) und ein höherer Teil der USM neogen ("Aquitan" oder Ober Eger). Diese heute gültige Paläogen/Neogen-Grenze kann aber mit einer grossräumigen Veränderung der paläotektonischen Konstellation in Europa (wie eben auch der paläontologischen Entwicklungslinien) einigermassen korreliert werden.

Eine noch einschneidendere Veränderung betrifft die Miozän/Pliozän-Grenze. Wurde früher die Basis des Pliozäns mit dem Auftreten von Hipparion resp. dem oberen Ende der Molassesedimentation gezogen (Höwenegg-Schichten), so zeigte sich nach und nach (siehe 2.2.2.4), dass die Basis des mediterranen Pliozäns (Top Messinian) viel jünger ist, sodass heute diese jüngste Epoche des Tertiärs bei ca. 5.4 Mio Jahren und nicht mehr wie früher bei ca. 10 Mio Jahren beginnt (z.B. STEININGER & PAPP 1979). Damit ergeben sich, wie wir noch sehen werden, schwerwiegende Verständigungsschwierigkeiten für die postmolassische Zeit und vor allem die umstrittene Datierung der Jurafaltung (Kapitel 2.4.3).

Ober Eger, Eggenburg, Ottnang und Karpat werden als Unter-, Baden und Sarmat (= OSM) als Mittel- und Pannon & Pont als Obermiozän bezeichnet. Je nach Autor könnte ein "Helvet s.s." (= Ottnang, z.B. LEMCKE 1983: Fig. 1) oder ein "Helvet s.l." (= Ottnang und Karpat, z.B. BÜRGISSER 1980: Fig. 2-1) unterschieden werden. Dies hängt vielleicht damit zusammen, dass im Westen (Schweiz) die marinen Verhältnisse länger andauern (bis und mit Karpat), während im Osten (Süddeutschland) die Meeresmolasse mit dem Ottnang ausklingt (Graupensande) und das Karpat als Süssbrackwassermolasse nicht mehr zur OMM gezählt werden kann (LEMCKE 1984:382). Für das höhere Obermiozän und das Pliozän bleiben die Verhältnisse weitherum im Dunkeln, da Ablagerungen aus dieser postmolassischen Zeit praktisch nicht vorhanden sind und zudem nur in Ausnahmefällen genauer datiert werden können (siehe stratigraphische Tabellen I - IV).

Geochronologische Daten, welche zur Orientierung am absoluten Zeitmassstab dienen könnten, sind nur spärlich vorhanden. Für die ostschweizerische OSM könnte eine radiometrische Datierung (sofern machbar?) der verschiedenen Bentonithorizonte grundlegende Zeitmarken ergeben, wie dies die datierten Hegau-Vulkanite für die dortigen OSM-Schichten darstellen (SCHREINER 1983:29). Besonders das K/Ar-bestimmte sogenannte revidierte Höwenegg-Datum ist für die weiteren Betrachtungen von entscheidender Bedeutung. Eine Zusammenfassung neuerer Resultate für die OSM geben BÜRGISSER (1980:34) und SCHREINER (1983:29). GLEVASSKAYA et al. (1984) haben kürzlich einen Versuch unternommen, alle verfügbaren K/Ar-Alter der zentralen Paratethys s.l. mit den paläomagnetischen Daten zu korrelieren.

Für die älteren Molasseformationen gilt gleiches in noch weit höherem Masse. Absolute Altersdatierungen existieren keine. Die brauchbarsten Informationen erhält man über den Vergleich von Säugerfundstellen mit sicher datierten Referenzlokalitäten (z.B. SCHLANKE 1974; CAVELIER 1979; FREI 1979; MAYO 1980). Im westlichen Teil des schweizerischen Molassebeckens wurden in

letzter Zeit viele neue Fundstellen untersucht (CHAROLLAIS et al. 1981; WEIDMANN et al. 1981; ENGESSER et al. 1981; JUNG ed 1982 etc.). Im ostschweizerischen Molassebecken sind solche Untersuchungen leider noch sehr spärlich.

2.2.2 Lithostratigraphie: Korrelationstabellen I - IV

Um die Absenkdiagramme, welche ja aufgrund der Sedimentabfolgen konstruiert werden, über das ganze Untersuchungsgebiet vergleichen zu können, muss als Basis eine durchgehende lithostratigraphische Korrelation erarbeitet werden. Da dies bis heute nur ansatzweise und stets mit Fragezeichen versehen geschehen ist (z.B. BüCHI & SCHLANKE 1977), stellte diese Aufgabe zugleich auch einen aufwendigen Teil der vorliegenden Arbeit dar. Nach eingehenden Literaturstudien wurden vier lithostratigraphische Korrelationstabellen zusammengestelllt, welche zum Teil weit über den Rahmen der Nordschweiz hinausgreifen. Dies deshalb, weil gut dokumentierte und datierte Profile vor allem der älteren Molasseserien im engeren Untersuchungsgebiet spärlicher sind als im Westen (Romandie), im Osten (Süddeutschland), im Norden (Oberrheingraben) sowie im Süden (subalpine Molasse).

So ergibt sich eine Gliederung der tertiären Sedimente im Untersuchungsgebiet als eine Synthese der Verhältnisse dreier voneinander relativ unabhängiger Faziesräume, was naturgemäss nur in einen höchstens teilweise befriedigenden Kompromiss münden kann. Das Resultat dieser Suche nach dem kleinsten Uebel ist eine für unsere Zwecke brauchbare Zwischenlösung, die in vielen Punkten sicherlich noch verbesserungsfähig sein dürfte; vor allem wenn gezielt zusätzliche Feld- und Laboruntersuchungen durchgeführt werden können.

Die lithostratigraphischen Korrelationstabellen sind näherungsweise als Profilschnitte konzipiert; Tabelle I entspricht einem Profil durch das westliche und zentralschweizerische Mittelland von Hochsavoyen bis in den Aargau, Tabelle II durchquert den zentralen Jura vom Oberrheingraben über die Raurachische Senke bis ins Berner Mittelland, Tabelle III ist ein Profil durch den Tafeljura vom Laufenbecken-Ostrand über Basler und Aargauer Tafeljura bis ins Hochrheingebiet, Tabelle IV fasst die Verhältnisse der Nordostschweiz und der angrenzenden Süddeutschen Molasse zusammen. Die Tabellen sollen zur allgemeinen Orientierung und nicht als streng verbindliche Korrelationen angesehen werden.

Die z.T. auf recht unsicheren Daten beruhende Lithostratigraphie wird für unsere Zwecke zwangsläufig in einen einheitlichen chronostratigraphischen Rahmen gestellt.

Der Zeitmassstab wurde bewusst nicht verzerrt, um auch optisch einen verhältnismässigen Eindruck von den Zeitabschnitten zu geben, während derer überhaupt sedimentiert worden war. Man sieht sofort, dass die Molassesedimente einen vergleichsweise kurzen Abschnitt des Tertiärs repräsentieren. Man könnte so die Einsenkung und Auffüllung der nordalpinen Randsenke als relativ rasches und von kurzen Unterbrüchen gegliedertes Grossereignis bezeichnen. Seit der Ablagerung der jüngsten Molassesedimente (z.B. BÜRGISSER 1980:26; SCHREINER 1974:82, 1983:26) ist annähernd soviel Zeit verflossen (10 - 12 Mio Jahre), wie für die Bildung der gesamten Molasse in weiten Teilen des engeren Untersuchungsgebietes (wo die Sedimentation relativ spät einsetzte) benötigt wurde.

Molasse und nachmolassische Zeit umfassen ca. 30 - 35 Mio Jahre. Als ältere Sedimente des Liegenden treten im Norden der Malm und die festländischen Bildungen des Siderolithikums s.l. und im Süden die tertiären, nordalpinen Flysche auf. Der Oberrheingraben stellt einen speziellen, von den Vorgängen in den Alpen nicht direkt beeinflussten Sedimentationsraum dar.

Ausgehend von zusammenfassenden regionalen und überregionalen Arbeiten (z.B. BAUMBERGER 1934; SCHUPPLI 1950, 1952; HAUS 1960; HOFMANN 1967b; RUTSCH & SCHLÜCHTER 1973; LEMCKE 1973, 1984; ZIMMERMANN et al. 1976; RIGASSI 1977; TRÜMPY 1980 etc.) wurde zuerst versucht, die Lithostratigraphie des nordschweizerischen Tertiärs in den Griff zu bekommen. Dabei ging es der Aufgabe entsprechend in erster Linie darum, möglichst viele einigermassen belegbare "Zeithorizonte" aufzufinden und sie über das gesamte Gebiet zusammenzuhängen. Man wird mit den altbekannten Problemen lithostratigraphischer Korrelation konfrontiert: Individuell gefärbte Gesteinsbeschreibungen, unpräzise definierte und nicht korrekt angewendete chrono-, litho- und biostratigraphische Namengebung, unsichere Interpretationen schlechter Aufschlussverhältnisse (in der Molasse besonders häufig) etc. Seit sich in den 50-er Jahren die Erdölindustrie in Süddeutschland und dann auch in der Schweiz systematischer mit den Molasseabfolgen beschäftigt, kommt der Sedimentpetrographie als möglichst objektiver Methode grosse Bedeutung zu. Vor allem die Analyse der Schwereminerals pektren erwies sich mehr und mehr als die weitaus erfolgversprechendste Methode für regionale Korrelationen. Grundlegende Arbeiten stammen von VON MOOS (1935); LEMCKE et al. (1953); HOFMANN (1955a, 1956a, 1960a etc.); GRIMM (1965) etc. Im fol-

genden wurden die Kenntnisse und Methoden verfeinert (z.B. FüCHTBAUER 1967), zeitigten vor allem in der subalpinen Zone wichtige Resultate (z.B. GASSER 1966, 1968; H.P. MüLLER 1971; SCHLANKE 1974; FREI 1979) und führten zu Interpretationen von Tiefbohrprofilen, welche ohne diese Methode undenkbar gewesen wären (z.B. HOFMANN 1968a; BüCHI et al. 1965b, 1976; SCHLANKE et al. 1978; MAURER 1983; BRIANZA et al. 1983 etc.).

Im folgenden sollen die für unsere Zwecke wichtigen Zusammenhänge der einzelnen Zeitabschnitte etwas eingehender beleuchtet werden.

2.2.2.1 Eozän

Als Siderolithikum werden gemeinhin die oft in Form von Taschen- und Spaltenfüllungen, aber auch als ausgedehntere schichtförmige Vorkommen, im und auf dem mesozoischen Substrat liegenden, vorwiegend residualen Verwitterungsprodukte einer feucht-tropischen Klimaperiode bezeichnet. Ihre Dauer ist nicht genauer bekannt. Sie muss aber ungefähr mit der Wende Eozän/Oligozän ihr Ende gefunden haben, denn einiges deutet darauf hin, dass in dieser Zeit ein Klimawechsel von feuchten zu trockenen Verhältnissen stattgefunden hat (z.B. SITTLER 1965:341f, Fig. 102; HOFMANN 1960b; CAVELIER 1979).

Es handelt sich um die weitgehend karbonatfreien, meist ockerfarbenen, oft aber auch roten Bolustone (Kaolinite bis Laterite), die vielerorts nester- oder lagenweise Fe-hydroxidreiche Bohnerze enthalten (Bohnerzformation). Häufig findet man auch die als Giessereisande geschätzten Einstreuungen von reinen Quarzsanden und sogenannten Huppererden (BAUMBERGER 1923a; GüLLER 1959; HOFMANN 1967b; AUBERT 1975).

Diese festländischen Ablagerungen liegen in unserem Untersuchungsgebiet praktisch durchwegs dem Malm auf, als dessen unlösliche Residualien sie im allgemeinen gelten, womit ihre Bildung prinzipiell bis weit in die Kreide zurückreichen kann (BAUMBERGER 1923; HAUBER 1960a, b; HOFMANN 1967b; SCHäR 1967; AUBERT 1969, 1975). Die Quarzsande allerdings sind eingeschwemmte Erosionsprodukte möglicherweise triadischer Sedimente, wie sie z.B. in der Gegend des zentralen Schwarzwaldes vielleicht schon in der oberen Kreide hätten erodiert werden können (HOFMANN 1967b:9).

Im ausgehenden mittleren Eozän (Lutet) treten im Tafeljura (HAUBER 1960a) und im südlichen Oberrheingraben (SITTLER 1965; DOEBL 1970) limnische Planorbenkalke mit Mikrokodium auf (Tab. II/1). Vielleicht künden diese

offensichtlich auf einen Anstieg des Grund- resp. Karstwasserspiegels zurückzuführenden kontinentalen Wasserbecken die im Priabon einsetzende Subsidenz des Oberrheingrabens und von Teilen seines Rahmens an (siehe auch PASQUIER & PERSOZ 1977).

Ende Eozän setzt mit konglomeratischen Bildungen (HAUBER 1960a:20, 1960b:658) in denselben Gebieten bereits sicher die oberrheinische Bruchtektonik ein.

Die über dem Siderolithikum liegenden Süsswasserkalke wurden im südlichen Oberrheingraben und im Jura mit Gastropoden (Planorbina, Melania, Limnaea) altersmässig als Obereozän resp. Unteroligozän bestimmt (BAUMBERGER 1927b; JENNY 1928; siehe auch HAUBER 1960a:20). Einen Ueberblick über die altersgleichen Ablagerungen des alpinen Raumes gibt TRÜMPY (1980:49).

Zur Diskussion der sogenannten "obereozänen Peneplain" siehe die Ausführungen in Kapitel 2.3.1.1.

2.2.2.2 Oligozän

A. Unteres Oligozän

Im untern Oligozän (Sannoisian oder Latdorfian, 34 - 36.6 Mio Jahre) dauern in der Nordschweiz, abgesehen vom Oberrheingraben, die kontinentalen Verhältnisse an. Das Klima hat sich in den semiariden bis ariden Bereich verschoben: Zeugen davon sind Kaolinitmergel (sogenannte Gelberden, auch Système de Bourogne), windtransportierte Dünensande und evaporitische Krustenkalke, die vor allem aus der Raurachischen Senke (LINIGER 1925:10) und aus dem Ostjura bekannt sind (HOFMANN 1960b). Damit ist die Zeit des Siderolithikums beendet. Karstfüllungen, welche datierte oligozäne oder jüngere Zeugen enthalten, sollten nicht mehr als Siderolithikum bezeichnet werden (z.B. DEHM 1935).

Der südliche Oberrheingraben (Tab. II/1) senkt sich rasch ein, und es lagern sich marine und brackische, zum Teil stark evaporitische Serien ab. Drei deutliche Transgressionsdiskordanzen (Kalkarenite, Konglomerate) deuten auf Sedimentationsunterbrüche und erneutes Einsetzen der Subsidenz. Dies weist auf phasenweise verstärkte tektonische Aktivität an den Grabenrändern (FISCHER 1965:25; BRIANZA et. al. 1983:265).

Auch im Bereich der späteren Raurachischen Senke (Tab. II/2-5) deuten Süsswasserkonglomerate auf einsetzende Bewegungen des Untergrundes hin (LINIGER 1925; BITTERLI 1945:20). Die bis 140 m mächtigen Gelberden

des Delsberger Beckens (Tab. II/4) können schon als eigentliche Beckenfüllungen betrachtet werden (LINIGER 1925:10; SUTER 1978:270).

Von Süden her transgrediert das Restmeer der alpinen Geosynklinale, wobei sich wahrscheinlich gerade im Latdorf der Uebergang von den pelagischen Flyschen zur doch eher flachmarinen UMM vollzieht (z.B. RUTSCH 1962:13; FUCHS 1976:213; TRÜMPY 1980:50; LEMCKE 1984:373). Diese Uebergangsfazies kann auch mit dem Terminus "Flyschmolasse" (TRÜMPY 1962:522) belegt werden (Mattersandstein, Glarner Fischschiefer, Steinibach-Serie, Deutenhausener Schichten etc.).

B. Mittleres Oligozän

Im mittleren Oligozän (Rupelian, 28.5 - 34 Mio Jahre) setzt zögernd und nur im Gebiet der heutigen subalpinen Zone mit einer noch nicht klar erfassbaren Ausbuchtung nach Norden im Bereich der südlichen Fortsetzung der werdenden Raurachischen Senke die Sedimentation der Molasse s.str., genauer der UMM ein (RUTSCH 1961/62; TRÜMPY 1962; SCHERER 1966; GASSER 1968; SCHLANKE et al. 1978; FREI 1979). Der obere Teil der UMM (oberstes Rupel evtl. unterstes "Chatt") ist durch gröber detritische Sedimente charakterisiert (Grès de Vaulruz, Horwer Sandstein, Grès de Suscevaz, Aarwanger Molasse z.T., Tab. I/1-5). Für detaillierte Zusammenhänge, Interpretationen und Widersprüche sei auf die zitierten Literaturreferenzen hingewiesen.

In der süddeutschen Molasse (Tab.IV/5+6) entsprechen die bekannten Bausteinschichten diesem obersten Abschnitt des mittleren Oligozäns. LEMCKE (1983) bringt all diese grobdetritischen Ablagerungen an der Rupel/-Chatt-Grenze mit einer dramatischen, eustatischen Meeresspiegelabsenkung in Zusammenhang (siehe Figur 1), welche zu dieser Zeit die marinen Verhältnisse der UMM in der westlichen Paratethys relativ abrupt beendet haben könnte.

Im Rheingraben setzt im untern Rupel ein erneuter Subsidenzschub ein, der mit dem heterochronen Meeressand (BITTERLI 1945:22) als basalem Transgressionssediment sukzessive nach Süden übergreift (TSCHOPP 1960:13; FISCHER 1965:34; Tab. II/1-4). Eine zumindest fluviatile Verbindung zum Molassebecken noch im oberen Rupel scheint bewiesen zu sein (FISCHER 1965; BRIANZA et. al. 1983). Die Verhältnisse in den südlichen Tertiärmulden (Tab. II/5) sind verwirrend; ANTENEN (1973) versucht, dazu eine Uebersicht zu geben. Ob die untere Elsässermolasse wenigstens noch zum Teil als Aequivalent der UMM betrachtet werden kann, steht zur Diskussion (SCHLANKE et. al. 1978:424). In konventioneller Art

wird die Rupel/"Chatt"-Grenze im Dach des Septarientones (Meletta-Schichten) gezogen. So steht auch die sedimentpetrographische Einheit E1 von MAURER (1983:27) für Rupelien und frühes "Chattien inférieur". Damit ergeben sich für die Rupel/"Chatt"-Grenze gewisse Unsicherheiten und dementsprechend verschiedene Interpretationsmöglichkeiten. Tabelle I soll die Verhältnisse im Ueberblick erfassen; die Darstellung ist im einzelnen zu diskutieren.

C. Oberes Oligozän

Im oberen Oligozän ("Chattien" oder Unter-Eger, 24 - 28.5 Mio Jahre) erfolgt im gesamten westlichen Molassebecken die Transgression der limnofluviatilen USM. Wo diese USM nicht älteren Molassesedimenten sondern direkt der "obereozänen Peneplain" auflagert, werden ihre Basisschichten von SE nach NW generell jünger. Genauere Altersangaben sind vor allem in der Nordschweiz bis heute noch nicht möglich, da praktisch keine stratigraphisch verwertbaren Fossilien gefunden wurden.

Sedimentpetrographische Untersuchungen zeigen, dass z.B. in der NAGRA-Bohrung Weiach die epidotreiche Schwereminerallassoziation zwar bis nahe an die Untergrenze der USM reicht, die untersten Meter aber eindeutig von Apatit beherrscht werden. Dies bedeutet, dass die dortige Basis der USM höchstwahrscheinlich noch oligozänen Alters ist; (sedimentpetrographische Einheit E2 = oberes "Chatt" nach MAURER 1983:27); die epidotreiche Fazies beginnt nämlich erst im obersten "Chatt" und gehört vorwiegend ins "Aquitan" (z.B. BüCHI et al. 1965b; HOFMANN 1968a; MAURER 1983:36).

Die östlich von Olten im allgemeinen als granitische Molasse (Napf- und Höhronen-Schuttfächer, z.B. HOFMANN 1968a; BüCHI & SCHLANKE 1977:Tab. 1) bezeichnete USM keilt extern an einer deutlichen, durch Flexuren gekennzeichneten, ca. SW - NE-streichende Linie aus. Ihr überwiegender Anteil gehört ins Miozän.

Im Beckeninnern werden westlich des Oberaargaus mächtige, vor allem in der Westschweiz zum Teil brackisch-evaporitische Mergelserien abgelagert (Tab. I/1-5), die von zumindest einer deutlichen Transgressionsdiskordanz zweigeteilt werden (Grès de Mathod, Tab. I/2,4).

MAURER (1983) gliedert das obere Oligozän in den Erdölbohrungen des westlichen und zentralen Mittellandes in vier sedimentpetrographische Einheiten, was aber nur etwa bis nach Altishofen möglich scheint. Weiter im Osten wurde die oligozäne USM gerade im externen Bereich auch mit Schwereminerallen bisher noch nicht befriedigend gegliedert. Vergleiche mit den besser unter-

suchten westlichen Profilen fehlen weitgehend. Während also in der westlichen "chattischen" Molasse ein Neben- und Nacheinander von petrographisch gut unterscheidbaren Abfolgen mit offensichtlich verschiedenen Liefergebieten resp. Liefermassen vorherrscht (z.B. ANTENEN 1973:Fig. 3a; MAURER 1983 Abb. 22-24), entspricht die oberstoligozäne USM im Osten eher schon der über die ganze Zeit ziemlich konstanten Erosion eines grossen, relativ homogenen Einzugsgebietes.

In der subalpinen Zone hingegen kann die "chattische" USM vor allem mit Schwereminералien von Ost nach West gut gegliedert werden und es lassen sich mehrere diskrete Schuttfächer unterscheiden (z.B. FREI 1979).

Interessant sind auch die von MAURER (1983:48) im unteren "Chatt" durch Schwereminералien vielerorts, gerade im westlichen Mittelland, nachgewiesenen Schüttungen aus dem Juragebiet, was belegt, dass diese Region dannzumal, abgesehen von der Raurachischen Senke, noch weitgehend als Hochgebiet (?) dem Abtrag ausgesetzt war. Allenfalls könnten sie auch als Hinweis für tektonische Aktivitäten im Bereich des von AUBERT (1958, 1969) postulierten "faisceau oligocène" gewertet werden. Vielleicht können die "Gompholithe" aus der Vallée de Joux (AUBERT 1958) als Analogon zur älteren Juranagelfluh (z.B. SCHREINER 1974) betrachtet werden.

Im Oberrheingraben und der Raurachischen Senke (Tab. II/1-5) dauert Subsidenz und Sedimentation an, wobei der Detritus jetzt im oberen Oligozän vorwiegend von den aufsteigenden Alpen herkommt (Cyrenenmergel resp. Elsässermolasse, z.B. FISCHER 1965). Im oberen "Chatt" klingt die Ablagerung der in diesem Gebiet gut gliederbaren USM mit mächtigen Süsswasserbildungen aus (Tüllinger Süsswasserkalke, Delémontien). In den südlichen Tertiärmulden dürfte die Fazies dieser Süsswasserkalke sicher noch bis ins Miozän reichen (ANTENEN 1973:51), während im südlichen Oberrheingraben Ablagerung und damit auch Subsidenz wahrscheinlich schon im "Chatt" ausklingen.

Die Oligozän/Miozän-Grenze wird heute zwischen "Chatt" und "Aquitan" resp. Unter- und Ober-Eger gezogen (z.B. RUTSCH und SCHLüCHTER 1973). Sie kann vor allem mit biostratigraphischen Ueberlegungen gerechtfertigt werden (z.B. ZÖBELEIN 1960), äussert sich in der schweizerischen Molasse aber vielerorts auch als lithostratigraphische Grenze: Das Oligozän scheint als relativ ruhige Zeit auszuklingen (Gipsmergel und Süsswasserkalke im Westen, Tab. I/1-5). Darüber folgen als miozäne Basis oft unvermittelt gröbere Sedimente (Kalksandsteinserie, Grès de Cuarny, granitische Napf-Schüttung, höhere Teile der Höhronenschüttung, Kronberg/Gäbris- über Speer-Schüttung als granitische Molasse).

2.2.2.3 Unteres und Mittleres Miozän

A. Unteres Miozän

Das untere Miozän ist in unserem Untersuchungsgebiet eine zunehmend wechselvolle Zeit. Eine Kompilation der wichtigsten zur Verfügung stehenden Referenzen ergibt kein einheitliches Bild. Wahrscheinlich sind die besonders in der OMM zum Teil stark differenzierten Faziesverhältnisse vor allem eine Folge der synsedimentären Tektonik des Untergrundes (siehe 2.4.2), die vor allem den externen Raum des Molassebeckens sukzessive zergliederte.

A1. Frühes Unter-Miozän

Während dem Ober-Eger oder "Aquitan" (22.5 - 24 Mio Jahre) sind die Verhältnisse im gesamten schweizerischen Molassebecken noch ziemlich einheitlich, wobei jedoch mehrere Schuttfächer gegeneinander abgegrenzt werden können (z.B. TRÜMPY 1980:Fig. 7; MAURER 1983:52).

Im Westen darf die Kalksandstein-Serie (Grès de Cuarny) als eine Art transgressive Basisfazies des "Aquitans" angesehen werden. MAURER et al. (1982:383) stellen dieses Formationsglied aufgrund von sedimentpetrographischen Ueberlegungen allerdings noch ins oberste Oligozän.

Die monotonen und mächtigen Sandstein- und Mergelserien der kaum gliederbaren "aquitanen" USM bezeugen ein stetiges, relativ rasches Absinken weitester Teile des Molassebeckens. Im zentralen und östlichen Mittelland können jedoch im proximalen Bereich mehrere deutliche, z.T. synchrone, z.T. einander überlagernde Schüttungen unterschieden werden (z.B. GRIMM 1965; SCHLANKE 1974; FREI 1979).

Im Osten, wo die Subsidenz während des "Aquitans" besonders kräftig ist, klingt die granitische USM in der sogenannten "oberaquitanen Mergelzone" aus (z.B. BÜCHI et al. 1965b).

Im Westen finden wir als analoge Erscheinung die Mergel der "oberen bunten Molasse" oder die "Molasse grise".

Im Oberrheingraben und in der nördlichen Raurachischen Senke (Laufen- und Delsberger-Becken) dagegen können keine "aquitanen" Ablagerungen nachgewiesen werden.

Einen guten Beweis für die untermiozänen Hebungen im mesoeuropäischen Vorland (Tafeljura - Schwarzwald) liefert die aus Hochranden - Hegau bekannte ältere Jurana-

gelfluh. Sie kann offenbar mit Süsswasser-Gastropoden als zumindest grösstenteils "aquitanen" Alters datiert werden (SCHREINER 1965, 1974:47). Im Verzahnungsbereich mit der mittelländischen USM herrscht ein seichtes, von Süsswasserbildungen gekennzeichnetes Milieu vor (SCHREINER 1974:47).

A2. Spätes Unter-Miozän

Die Basis der OMM im Eggenburg oder "Burdigal" (19 - 22.5 Mio Jahre) ist, wie BÜCHI und SCHLANKE (1977:66) betonen, relativ heterochron.

In der Westschweiz konnte BERGER (1983) neuerdings zeigen, dass zwischen der "aquitanen" grauen oder oberen bunten Molasse und der hangenden OMM offenbar kein deutlicher Hiatus besteht. Im heute alpenrandnahen Gebiet und im Bereich der sogenannten "Subsidenzachse des Molassebeckens" dürfte die Transgression des "Burdigals" etwa mit der Stufenbasis zusammenfallen (Tab. I, II/6). Je weiter wir uns von dieser zentralen Zone nach aussen (NW) bewegen, desto jünger wird generell das Basiskonglomerat der OMM sein, d.h. die OMM-Transgression schiebt sich im Laufe der Zeit immer mehr nach NW vor, bis sie im "Helvet" auch weite Teile des bisher von alpinem Detritus freien Tafeljuras überschwemmt hat (marines Muschelagglomerat, Randengrobkalk, Citarellenkalk, Grobsand, Turritellenbrekzie etc.; Tab. II, III, IV; siehe z.B. v. BRAUN 1953; HAUBER 1960a, b; HOFMANN 1976). Ebenso fehlt das "Burdigal" offenbar in weiten Teilen des süddeutschen Raumes (z.B. LEMCKE 1984:381).

Diese weiteste Molassetransgression überhaupt, deren berühmte Klifflinie im Norden auf der Schwäb. Alb und dem Tafeljura verläuft (z.B. LEMCKE 1973, Beilage 2; SCHREINER 1974:59) und wahrscheinlich bis in den südlichsten Oberrheingraben reicht (FISCHER 1965:42), ist die letzte über dem ganzen Untersuchungsbereich hinweg einigermassen sicher korrelierbare, in grober Näherung isochrone Einheit (Ausdruck der sogenannten "vindobonen" Peneplain?).

Es zeichnet sich aber schon hier das für den oberen Teil der OMM so typische Nebeneinander von beckenparallelen Faziesstreifen mit axialem Transport (Grobsand, Muschelsandsteinrinnen; z.B. BÜCHI & HOFMANN 1960, Fig. 1; SCHREINER 1966a) im externeren Bereich (äusseres Molassebecken und "subjurassische Zone") und radial aus den Alpen geliefertem Detritus ab (Schuttfächer).

Dieser von BÜCHI (1956) und BÜCHI & HOFMANN (1960:13) als "Burdigal" oder "untere Abteilung" bezeichnete erste Transgressionszyklus der OMM reicht offensichtlich bis ins Ottnang/"Helvet" hinein. Die maximale Meeres-

ausbreitung fällt zeitlich ungefähr mit dem Niveau des "Randengrobkalkes" in der NE-Schweiz oder des "Muschelagglomerates" auf dem Tafeljura während dem Unterhelvet zusammen (HAGN 1961:317; HAUBER 1960a:32). In der Folge haben BüCHi et al. (1965b:92) diesen ersten Zyklus in eine "untere Abteilung" (Burdigalien s.str.) und "mittlere Abteilung" (höheres Burdigalien im Sinne der Gliederung von St. Gallen) aufgeteilt; eine "obere Abteilung" wird als "Helvetien i.S.d. Gliederung von St. Gallen" bezeichnet und umfasst offensichtlich die Bildungen nach der maximalen Meeresausbreitung (Klifflinie), also "Mittel- und Oberhelvet". Wie in der Folge HOFMANN (1967b:23), SCHREINER (1966a:102), WERNER (1966), SCHREINER (1974) etc. ausführen, können wir zumindest in dem uns näher interessierenden externen Bereich des Molassebeckens zwei Grosszyklen der OMM unterscheiden, deren oberer mit dem "mittelhelvetischen" Baltringer Horizont einsetzt. Wir werden im folgenden von einer unteren ("Burdigal" und "Unterhelvet" resp. Eggenburg und Unterottnang) und einer oberen ("Mittel- und Oberhelvet" resp. Oberottnang und Karpat) Abteilung der OMM sprechen. Aehnliche Verhältnisse beobachten z.B. ANTENEN (1973) in den Tertiärmulden von Tavannes und Péry, SCHLAICH (1934) in der Mulde von Court etc. (Tab. II/5).

Aus den verschiedenen lokalen Abfolgen geht klar hervor, dass der Ausdruck Muschelsandstein keinesfalls als ein stratigraphisch klar definiertes Niveau betrachtet werden darf, wie ja in verschiedenen Gegenden auch verschiedene Muschelsandsteinhorizonte vorkommen (z.B. GERBER 1950; BüCHI & HOFMANN 1960; RUTSCH & SCHLüCHTER 1973). Vielmehr bezeichnet er eine in der unteren OMM besonders ausgeprägte, biodetritische Fazies, welche offensichtlich Zeiten verminderter Zufuhr von Material aus den Alpen aber gleichzeitig hoher, nämlich axialer Strömungsenergie im Ablagerungsraum entspricht (z.B. HOMEWOOD & ALLEN 1981).

Man kann also in der unteren Anteilung der OMM im wesentlichen zwei typische Faziesbereiche unterscheiden. Eine Abfolge von quarzreichen, oft glaukonitischen Sandsteinen und Konglomeraten als Ausdruck radialer Schüttungen von den Alpen her einerseits und von Muschelsandsteinen als weitgehend lokal durch wiederholte Umlagerungsprozesse gebildeten Sedimenten andererseits. Es können mehrere Sedimentationsschübe unterschieden werden (z.B. GERBER 1950; BüCHI 1956), in den alpenfernen Gebieten ist diese untere OMM aber kaum mehr gliederbar (z.B. ANTENEN 1973) und verliert sich gegen den externen Kliffbereich hin in ein praktisch nur noch von biogenem Detritus und aufgearbeitetem Substrat bestehendes geringmächtiges "Agglomerat" (Muschelagglomerat, Randengrobkalk, Citharellenkalk, Turritellenbreckzie etc. z.B. BUXTORF 1934; v. BRAUN 1953; STUMM 1964). So

ist es nicht erstaunlich, dass Korrelationen, welche von der alpennahen, gut gliederbaren St. Galler Molasse ausgehen, in externen Gebieten (z.B. Ostjura) kaum erfolgreich sein können (BüCHI 1960; BüCHI et al. 1965b, 1977).

Unsere Meinung geht dahin, dass regionale Korrelationsversuche innerhalb des "Burdigal" (und dies gilt ebenso für das "Helvet") wohl in beckenaxialer, kaum aber in radialer Richtung von Erfolg gekrönt sein können. Neuere OMM-Bohrungen wie z.B. Konstanz (BüCHI & SCHLANKE 1976), Aqui, Herdern 1, Tiefenbrunnen, Fehraltorf und die Bohrungen am thurgauischen Seerücken sind bisher noch kaum genauer untersucht worden. Allenfalls ergäben detailliertere sedimentpetrographische und mikropaläontologische Vergleiche gute Anhaltspunkte für eine Gliederung der OMM im zentralen und östlichen schweizerischen Mittelland (Napf-, Hörnli- und Bodensee-Schüttungen).

Die bis ins unterste Ottnang von der weitesten Transgression des OMM-Meeres gebildete "vindobone Peneplain"(?) unterliegt vor und/oder während der Schüttung der nächst jüngeren Sedimente ("polygene Nagelfluh" s.l.) offensichtlich kräftigen Umgestaltungen (siehe dazu die Ausführungen in 2.4.3.2; z.B. HOFMANN 1955b:6; HOFMANN & GYGI 1961:510; ANTENEN 1973:113 etc.). Die von BüCHI & HOFMANN (1960:Fig. 1) dargestellten beckenparallelen Faziesmuster während dem ausklingenden "Burdigal" scheinen schon auf den Beginn dieser Bewegungen hinzuweisen.

Die Bildungen der oberen Abteilung der OMM, des mittleren und oberen "Helvetien" s.l. (siehe 2.2.1.2) oder oberen Ottnang und Karpat lassen sich im externen Beckenbereich der Nordschweiz s.l. prinzipiell zweiteilen:

1. Ein unteres Glied kann mit den Stichworten "polygene Nagelfluh", "bunte Nagelfluh", "Quarzit-Nagelfluh", "Austernnagelfluh" oder "Napfnagelfluh" charakterisiert werden (z.B. SCHREINER 1974:58; v. BRAUN 1953:150f).
2. Der obere Abschnitt (Karpat) kann in erster Näherung als Uebergang von den flachmarinen Ablagerungen der OMM zu den ausschliesslich fluvioterrestrischen Abfolgen der OSM s.l. bezeichnet werden. Es ist eine Zeit mit lokal sehr differenzierten Faziesmustern, die dann sukzessive von den grossen, alpinen Schüttungen der OSM überdeckt werden.

Viele Hinweise zeigen diskordante Auflagerungen (z.B. Profil 4, Fig. 12 und Beilagen 5 und 6) und obwohl jetzt grobe alpine Schüttungen bis weit ins Vorland transportiert werden, erreicht das obere "Helvet" vor allem im Tafeljura bei weitem nicht mehr die Klifflinie

der älteren OMM. Eine Differenzierung der Topographie ist unverkennbar und eine klare Klifflinie existiert nicht mehr (BUXTORF & SCHLAICH 1928; VON BRAUN 1953; ANTENEN 1973:113; HOFMANN 1967:27 etc.).

Obwohl das oft diskordante Einsetzen der alpinen Nagelfluhen mit typischerweise viel Kristallingeröllen über den feindetritischen Bildungen der unteren OMM nach BüCHI & SCHLANKE (1977:66) ein sehr guter Zeithorizont darstellt, handelt es sich nicht um ein Schüttungsereignis, sondern es folgen sich mehrere Schübe von petrographisch prinzipiell ähnlichem Charakter (z.B. HOFFMANN 1967b:29). Dabei ist zumindest in der Nordschweiz (Tab. IV) gut ein tieferer Geröllhorizont (z.B. Dreilinden-Nagelfluh, Baltringer-Schichten) im oberen "Helvet" s.s. resp. oberen Ottnang und ein höherer, schon die Basis des Aussüssungszyklus bildender im Karpat (z.B. obere Grenznagelfluh) zu unterscheiden. Zeitgleich zu diesen jüngsten marinen Konglomeraten müssen die Ablagerungen der Graupensandrinne sein; HOFMANN (1967b:27) beobachtet in der Sandgrube von Benken eine Wechsellagerung von Graupensand und Austernnagelfluhen; dieser kann zumindest teilweise mit der süddeutschen Süssbrackwasser-Molasse korreliert werden (z.B. LEMCKE 1984:383).

Neben diesen von alpinen Geröllen bestimmten Schüttungen entwickeln sich ausgeprägte beckenparallele Hochzonen. Der gesamte Tafeljura westlich und nördlich der Aare wird von den marinen Ablagerungen der oberen OMM wahrscheinlich nicht mehr erreicht (keine Relikte) und die nordwestliche Klifflinie, soweit sie noch als solche bezeichnet werden kann, verschiebt sich nach und nach beckenwärts (z.B. VON BRAUN 1953; siehe auch Profil 4, Beilagen 4 und 5).

Jenseits der Klifflinie, auf dem Tafeljura (Tab. III) und im Hochrandengebiet (Tab. IV) bilden sich während der obersten OMM terrestrische Exsudationskalke (albsteinartige Bildungen) begleitet und überlagert von den roten Helicidenmergeln, welche oft vulkanische Einstreuungen enthalten (HOFMANN 1961; STUMM 1964:177 etc.). Eine weitere intern, d.h. SE der Graupensandrinne liegende Hochzone ist die seit langem bekannte Albsteinschwelle und ihre wahrscheinliche Fortsetzung nach WSW in die Gegend der heutigen Lägern, welche für unsere Betrachtungen in Kapitel 2.4.3.2 von erhöhtem Interesse sein muss (NäGELE 1962; BüCHI et al. 1965b:103; LEMCKE 1972:Fig. 6; SCHREINER 1974).

Die externen axialen Sandschüttungen von Nordosten dauern an; bis in den Berner Jura ist eine Epidot-freie "alpin-moldanubische" Mischfazies mit "nichtalpinen" Schwereminералien wie Andalusit, Topas etc. charakteristisch (z.B. HOFMANN 1967b:27).

Am Ende der OMM, zur Zeit der Süssbrackwasser-Molasse in Süddeutschland, scheinen sich die Verhältnisse nach und nach auszugleichen; es werden vor allem Mergel und Feinsande abgelagert. Die jüngsten marinen Ablagerungen finden sich in der Graupensandrinne (Kirchberger-Schichten), welche eine letzte Meeresverbindung v.a. zum Ablagerungsraum der bayerischen Oncophora-Schichten des "Oberhelvet" herstellt, bevor sich das Meer an der Wende Karpat/Baden endgültig nach Westen zurückzieht (LEMCKE 1972:30; 1984:384; Tab. IV).

Die topographischen Unterschiede werden langsam ausgeglichen und ohne Hiatus führt die Sedimentation allmählich in die OSM über. Auffallend ist dabei, dass sich die Aussüssung des westlichen perialpinen Randmeeres zu einer Zeit vollzieht, die weltweit und gerade auch in der zentralen Paratethys von transgressiven Tendenzen mit generell eustatisch ansteigendem Meeresniveau geprägt ist (siehe Figur 1). LEMCKE (1984:383) setzt deshalb den Beginn einer allgemeinen Hebung von Alpen inklusive Vorland in die oberste OMM, welcher Meinung wir uns, wie die folgenden Betrachtungen zur Tektonik zeigen werden, voll anschliessen können.

Zusammenfassend kann folgendes zur Entwicklung während der OMM gesagt werden:

- Die OMM kann zumindest in der Nordschweiz s.l. in zwei durch eine deutliche Diskordanz getrennte Grosszyklen geteilt werden: eine untere Abteilung (Eggenburg und unteres Ottnang) und eine obere Abteilung (oberes Ottnang und Karpat).

- Lithostratigraphische Korrelationen innerhalb der beiden Abteilungen sind schuttfächerintern gut möglich, Beziehungen zum externen Bereich jedoch problematisch und vorläufig nur sehr grob durchführbar. Weitere Detailuntersuchungen dürften auch hier mehr Klarheit schaffen.

- Während der OMM erfolgt eine sukzessive Umgestaltung des Ablagerungsraumes im alpinen Vorland: ein weitgehend offenes, von axialen Strömungen beherrschtes Meer entwickelt sich zu einer maximalen Transgressionsweite, wird aber in der Folge immer mehr von beckenparallelen Strukturen zergliedert, sodass ein relativ kleinräumiges Faziesmuster entsteht.

- Innerhalb der OMM können deutliche, auf tektonische Bewegungen hinweisende Diskordanzen nachgewiesen werden (siehe 2.4.3.2).

B. Mittleres Miozän

Das mittlere Miozän (Baden und unteres Sarmat, 12 - 16.5 Mio Jahre) ist in unserem Untersuchungsgebiet die Zeit der Oberen Süsswassermolasse s.l. Im Grossen können wir sie in drei gut unterscheidbare Faziesbereiche gliedern, nämlich den alpinen Schuttfächerbereich (Napf-, Hörnli-, Bodensee- und Hochgrat-Schüttungen), die axiale Glimmersandrinne und die vom aufsteigenden Schwarzwald her geschüttete jüngere Juranagelfluh (BüCHI 1959; HOFMANN 1967b, 1982; SCHREINER 1974; TRüMPY 1980: Fig. 7; HANTKE 1980, 1984 etc.).

Offensichtlich kommt es im mittleren Miozän nochmals zu einer kräftigen, letzten Subsidenzphase in der epialpinen Randsenke, was durch die grossen Mächtigkeiten der OSM-Schuttfächer bezeugt wird (am Hörnli ca. 1200 m OSM, siehe HOTTINGER et al. 1970). Gerade die Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie des Hörnli-Schuttfächers sind relativ gut bekannt; seine innere Gliederung ist durch verschiedene Leithorizonte vergleichsweise detailliert untersucht (HOFMANN 1951, 1956c; BüCHI 1957b, 1958a, 1958b, 1959; PAVONI 1957, 1958, 1959; BüCHI et. al. 1965b; HOTTINGER et. al. 1970; BüRGISSER 1980; PAVONI & SCHINDLER 1981 etc.).

Die Glimmersandrinne, welche feindetritisches Material aus dem Osten liefert, bildet während dem mittleren Miozän als verzweigtes, breit angelegtes Stromsystem die Entwässerung des Molassebeckens. Sie kann von der Gegend um Salzburg - Passau (LEMCKE 1984: Abb. 9) bis in die Westschweiz verfolgt werden und verläuft ungefähr im Bereich des heutigen östlichen Faltenjuras (HOFMANN 1960a, 1969). Ihre Interferenzzone mit den alpinen Schüttungen, eine typische, von Silten und Mergeln geprägte Tieflandfazies (z.B. BENDEL 1923), verschiebt sich im Laufe der OSM deutlich nach NW, d.h. die alpinen Schuttfächer stossen ins Vorland vor (Profil 4, Beilagen 5 und 6). Dies kommt vor allem im Unterseegebiet am Schienerberg deutlich zum Ausdruck (BüCHI 1959; SCHREINER 1974; vgl. auch Profil C, Beilage 3).

Vom offensichtlich in einer anhaltenden Hebungsphase stehenden Schwarzwald her werden die Konglomerate der jüngeren Juranagelfluh geschüttet (SCHAAD 1908; SCHALCH 1916; SCHREINER 1965; STUMM 1964 etc.). Im Gegensatz zur älteren Juranagelfluh ("Aquitan"), wo neben Malm höchstens vereinzelte Doggergerölle gefunden werden, enthält diese jüngere Juranagelfluh vor allem im oberen Teil auch viel triadisches Material (SCHREINER 1974:78). Es existieren drei grössere, radiale Schüttungsbereiche, welche durch konglomeratfreie Zonen voneinander getrennt sind (siehe Profil B, Beilage 2), nämlich die Basler-, die Aargauer- und die Randen/He-

gau-Juranagelfluh, (SCHAAD 1908). Doggergerölle (Hauptrogenstein) bilden generell den Hauptanteil der detritischen Komponenten, wobei in der Aargauer Juranagelfluh keine älteren Gesteine vorkommen, in den beiden andern aber sehr wohl. Die Basler Juranagelfluh enthält stellenweise viel Glimmer und groben Quarzsand, was auf kristalline Herkunft (Vorläufer der Vogesensande?) schliessen lässt (SCHAAD 1908). Die Auflagerungsfläche dieser Juranagelfluh ist sehr heterogen (Rinnen); nach oben kann ein Uebergang in breite, häufig auch von Areniten und Mergeln durchsetzte Schuttfächer festgestellt werden (z.B. STUMM 1964; siehe auch Fig. 7).

Die jüngere Juranagelfluh wird im allgemeinen zur OSM s.l. gerechnet, ihre Basis könnte zum Teil aber erheblich älter sein. So stellt man hauptsächlich im Westen (z.B. ANTENEN 1973:15) schon in den Konglomeraten der oberen OMM viel jurassisches Material fest, was zum Teil sicher auf lokale Erosion des mesozoischen Substrates zurückzuführen ist, ebenso aber auch auf einsetzende Hebungen im Hinterland hinweisen könnte. Die Basis der Juranagelfluh jedenfalls ist altersmässig nur schlecht fassbar, wie übrigens ihr Top auch, der kaum je erhaltengeblieben sein dürfte. LINIGER (1967:418) wie auch SCHREINER (1974:82) nehmen an, dass die höchsten noch erhaltenen Schichten der jüngeren Juranagelfluh, welche auffallend viel kristallines Material enthalten, bis ins Pont (heute Pannon-Pont = Obermiozän) hinaufreichen könnten.

Zur Datierung der OSM in der östlichen Nordschweiz hilft uns der Hegauvulkanismus. Zwischen ca. 15 - 7 Mio Jahren vor heute entwickelt er sich von Deckentuffen mit saurem Charakter über Olivin-Nephelinite bis zu den jungen Phonolithen (SCHREINER 1983:26). Vor allem die bis weit ins Molassebecken hinein verwehten Tuffe des frühen Vulkanismus sind exzellente Altersmarken, welche aber bis in jüngste Zeit auch zu etlichen Verwirrungen Anlass gegeben haben (HOFMANN 1956a, 1956b, 1958, 1965, 1975; HOFMANN et. al. 1975; PAVONI 1957; PAVONI & SCHINDLER 1981 etc.).

In den Schwereminералspektren vor allem der süddeutschen Molasse kann eine sogenannte A-Grenze festgelegt werden, welche offenbar als zeitgleich mit dem Einschlag des Ries-Meteoriten (Tab. IV/1) angesehen werden muss (FüCHTBAUER 1954). Zur biostratigraphischen Gliederung der OSM s.l. siehe: ENGGESSER 1972; BüRGISSER 1980; ENGGESSER et al. 1981; HüNERMANN 1982; BüRGISSER et al. 1983 etc.

Die Obergrenze der OSM (BüRGISSER 1980:26; SCHREINER 1974:82) wird in der Nordschweiz bei ca. 12 Mio Jahren angesetzt. Dies aufgrund der wahrscheinlich postmolassischen(?) und mit Phonolithen auf ca. 10 Mio Jahre da-

tierten Höweneggschichten (SCHREINER 1983:29). Sie enthalten auch Reste von Hipparion, dessen Einwanderung in Europa zwischen NM8 und NM9 zu liegen scheint (Tabelle A), was ca. 11 Mio Jahren entspricht (BÜRGISSER 1980). Deshalb wurde für die Absenkdiagramme das Ende der OSM s.l. bei 12 Mio Jahren festgelegt (siehe 2.3). In der bayerischen Molasse dagegen reichen Ablagerungen der OSM sicher bis weit ins Obere Miozän hinein (z.B. FUCHS 1980:160).

Somit kann die Dauer der OSM im engeren Untersuchungsgebiet (Nord- und Nordostschweiz) auf ganz grob ca. 5 Mio Jahre geschätzt werden (BÜRGISSER 1980:34). Die jüngsten alpenrandnahen OSM-Schichten in Süddeutschland sind wahrscheinlich erheblich jünger als diejenigen der Nordschweiz (siehe z.B. LEMCKE 1984:388). In der Schweiz könnte mit zunehmender Heraushebung der zentralen und westlichen Alpen ab mittlerem Miozän (basement uplift and décollement, LAUBSCHER 1974) die Erosionsbasis früher an den Alpenrand vorgedrungen sein als in den Ostalpen, wo der jungneogene Aufstieg des Gebirges ein wesentlich kleineres Ausmass zeigt und deshalb die geringe Reliefenergie im Vorland länger ein Regime der Ablagerung begünstigte.

2.2.2.4 Oberes Miozän und Pliozän

Dieser Abschnitt entspricht in der Nordschweiz der postmolassischen Zeit, wo als Folge der stetigen regionalen Hebung vorwiegend die früher abgelagerten Sedimente wieder erodiert, umgelagert und in breiten Flusssystemen weggeführt wurden (z.B. HANTKE 1984). Im überregionalen Rahmen scheinen die wesentlichen Fragen zum Alter von oberem Miozän und Pliozän heute gelöst zu sein. Datierung und Einteilung des mediterranen Raumes, wo Tortonian und Messinian = oberes Miozän (11.2 - 5.3 Mio Jahre) und Zanclian und Piacenzian = Pliozän (5.3 - 1.8 Mio Jahre), gilt als gesichert (STEININGER & PAPP 1979, FAHLBUSCH 1981; RÖGL & STEININGER 1983; BERGGREN et. al. 1984 etc., Tabelle A).

Für unser Untersuchungsgebiet hingegen sind wir auf sehr lückenhafte und unsichere Informationen angewiesen. Lange Zeit bestand deshalb und besteht noch bis heute eine fürs erste verwirrende Vielfalt in der Verwendung gerade chronostratigraphischer Begriffe. Man sollte sich also bei älterer Literatur stets vergewissern, wovon genau die Rede ist. Im allgemeinen wurde seit den detaillierten Untersuchungen der postmolassischen Bildungen des Juragebietes in den 20er Jahren (BUXTORF & KOCH 1920; KOCH 1923; LINIGER 1925 etc.) folgende Einteilung befolgt:

- Als "Torton" und Sarmat = Obermiozän (Tabelle A:9) wurden Altersäquivalente der OSM, also z.B. Juranagelfluh, Silvanaschichten, Glimmersande etc. bezeichnet.

- Mit "Pont" benannte man eine ältere, "unterpliozäne", offensichtlich noch vor der Ausbildung des Kettenjuras in der heutigen Form abgelagerte Serie von postmolassischen, detritischen Sedimenten wie die Dinotheriensande (Vogesensande, Hipparionsande) und Vogesenschotter, welche dem unteren Pliozän entsprechen sollte. Auch die sogenannte Wanderblock-Formation wurde, mit Vorbehalten allerdings, ins "Pont" gestellt (HAUBER 1960a, b; LINIGER 1963, 1964, 1965, 1967).

- Zwischen der Ablagerung dieser fluviatilen Sande und Schotter des Unterpliozäns und den pleistozänen, glazifluviatilen Sedimenten des Diluviums = Pleistozäns fand im Mittel- und Oberpliozän die Jurafaltung statt, aus welcher Zeit abgesehen von nicht mehr abgrenzbaren Verwitterungslehmen und Pseudobohnerzen keine Zeugen vorhanden sind (Tab. II, III).

Eine moderne Zonierung des nordschweizerischen Obermiozäns stützt sich wiederum auf die Einteilung der zentralen Paratethys, wo dieser Zeitabschnitt das ausgehende Sarmat, das Pannon und das Pont umfasst (STEININGER & PAPP 1979). Das Pont, welches früher allgemein als unteres Pliozän aufgefasst wurde, bezeichnet heute also im Sinne einer international korrelierbaren stratigraphischen Nomenklatur den obersten Teil des Miozäns.

Das Pliozän wird in der zentralen Paratethys in Dacian und Romanian unterteilt, was für die Nordschweiz aber kaum von Bedeutung sein kann, weil es bei uns stratigraphisch nicht möglich ist, Stufen zu unterscheiden. FAHLBUSCH (1981) hat dazu in seiner Arbeit: "Miozän und Pliozän - was ist was?" Stellung bezogen (siehe auch CITA in ODIN 1973). Wir verwenden hier die Einteilung nach RÖGL & STEININGER (1983): Tafel 1,2).

Als biostratigraphisches Ereignis der postmolassischen Zeit ist das Auftauchen von Hipparion, welches aus Nordamerika in Eurasien einwanderte und sich um ca. 11 Mio Jahren vor heute auch in Westeuropa rasch verbreitete, von grundlegender Bedeutung. Ueberreste von Hipparion gracile werden bei Charmoilles (Unterkiefer, Zähne) am Höwenegg (ganze Skelette) und in Eppelsheim gefunden, weshalb diese Fundstellen als von ungefähr gleichem Alter betrachtet werden (z.B. LINIGER 1967:416). In den sarmatischen Fundstellen des Wiener Beckens fand man nirgends Ueberreste von Hipparion, was das Auftauchen dieses dreizehigen Charaktertieres der obermiozänen Steppenfaunen frühestens im untern Pannon

(früher Pont) zuliesse (BERGGREN in ODIN 1973; FAHLBUSCH 1981; SCHäFER 1961).

Eine radiomertrische Datierung der offensichtlich postmolassischen Höweneggschichten ergibt ein sogenanntes "revidiertes Höweneggdatum" von 10.8 ± 0.4 Mio Jahren, was mit Angaben aus dem osteuropäischen Raum und der Türkei gut übereinstimmen soll (BüRGISSER 1980:27; SCHREINER 1983:29).

Die Säugerfauna der Vogesensande (Dinotheriensande, Hipparionsande) im Becken von Charmoilles enthält unter anderem ebenfalls Reste von Hipparion (STEHLIN 1914; SCHäFER 1961; LINIGER 1967:416), sodass diese feindetritischen Sedimente heute mit einiger Sicherheit ins Pannon gestellt werden können; die Datierung der darüberliegenden, fossilarmen Vogesenschotter ist schon wesentlich schwieriger (LINIGER 1963, 1967:419; HANTKE 1978:267). Zwischen Ihnen und den mittels Säugerfaunen (Mastodon, Elephas) als oberpliozän belegten Sundgauschottern bleibt eine relativ lange, nicht dokumentierte Zeitspanne, welche sich über maximal ca. 8 Mio Jahre erstrecken könnte und während welcher sich der Hauptteil der Jurafaltung ereignet haben muss. Für eine eingehendere Diskusion der wichtigen Zusammenhänge während der postmolassischen Zeit siehe auch Kapitel 2.4.3.

Der Vollständigkeit halber wurden in Tabellen I - IV auch die Höhenlagen der pleistozänen Deckenschotter angegeben, wobei HDS = Höhere Deckenschotter und TDS = tiefere Deckenschotter bedeutet.

2.3 Absenkdiagramme

Um die vertikalen Bewegungen eines Punktes der Erdkruste graphisch darzustellen, kann, wie z.B. VAN HINTE (1978) zeigt, die Methode der sogenannten Absenkdiagramme angewendet werden. Dabei handelt es sich im wesentlichen um mit Hilfe von bekannten (und abgeschätzten) Mächtigkeiten der Sedimente rekonstruierte Subsidenzkurven (Absenkkurve, siehe Figur 3). Generell wird hier das Auf und Ab der Basis eines betrachteten Zeitraumes dargestellt, in unserem Fall die "obereozäne Peneplain". Vorzüglich eignet sich diese Methode der Dynamisierung eines stratigraphischen Profils für Bohrungen.

Neuerdings hat FUNK (1985) eine detaillierte Studie zur Subsidenzgeschichte des helvetischen Ablagerungsraumes in der Ostschweiz präsentiert.

So hat LEMCKE (1974) seine Ueberlegungen zu den "Vertikalbewegungen des vormesozoischen Sockels im nördlichen Alpenvorland vom Perm bis zur Gegenwart" gerade mit dieser Methode der Absenkdiagramme veranschaulicht. Er demonstriert die Konstruktion eines Absenkungsdiagrammes und geht auch auf die wesentlichsten damit zusammenhängenden Probleme ein. Auf einem geologischen Längsprofil durch die Erdölbohrungen des Molassebeckens von der Westschweiz bis nach Ostbayern wird gezeigt, welche zusätzlichen Informationen mit den Absenkdiagrammen gewonnen werden können.

Ausgehend von den Ergebnissen LEMCKES hat LAUBSCHER (1974) sozusagen als Ergänzung zur Fernschubhypothese eine kombinierte Betrachtung von vertikalen und horizontalen Bewegungen geliefert (basement uplift und décollement; siehe Fig. 2, Abschnitt 2.3.1.3).

Die postmolassischen Hebungen im Mittelland und im Jura werden da in einem einfachen Modell als Zusammenspiel von vertikalen Bewegungen im kristallinen Grundgebirge mit den horizontalen, eine positive Massenbilanz und deshalb generell Hebung verursachenden Schub während der Juraauffaltung dargestellt.

Diese Arbeiten LEMCKES und LAUBSCHERS werden unter anderen als Diskussionsbasis für die Interpretation der hier vorliegenden Untersuchung betrachtet. Um ein Bild vom Bewegungsablauf zu erhalten, welcher im Raum Nordschweiz zwischen dem Eozän und heute stattgefunden hat, muss über das ganze Gebiet ein zusammenhängendes Netz von geologischen Profilen gelegt werden (Beilage 1). Diese können dann mit Hilfe von Absenkdiagrammen dynamisiert und dreidimensional als Raum/Zeit-Schaubilder dargestellt werden (siehe 2.3.3).

2.3.1 Voraussetzungen

2.3.1.1 Die "obereozäne Peneplain"

Um für die Konstruktion der Absenkdiagramme eine einheitliche räumliche und zeitliche Ausgangsbasis zu haben, wird angenommen, die Folge der langen oberkretazisch-paläogenen festländischen Einebnung, deren Residuen als Siderolithikum (2.2.2.1) bezeichnet werden, sei eine ideale, ca. auf Meereshöhe liegende Peneplain gewesen. Diese Voraussetzung kann nicht schlüssig belegt werden, wird aber durch verschiedene Hinweise gestützt:

Die tektonische Aktivität am Südrand des mesoeuropäischen Schildes war während des ganzen Mesozoikums vergleichsweise sehr gering. Es können zwar unterschiedliche Subsidenzraten festgestellt werden (LEMCKE 1974), die Achse des Schwarzwald-Aarmassiv Hochs zeichnet sich schon früh (oberster Keuper) ab und ist bis in die Molassezeit hinein immer wieder als Hochzone nachweisbar (BüCHI et al. 1965a; HOFMANN 1955b etc.). Nach der wahrscheinlich mehrere Dutzend von Jahrmillionen andauernden festländischen Zeit des Siderolithikums, während welcher sich keine wesentlichen tektonischen Bewegungen nachweisen lassen, hat sich eine Peneplein herausgebildet, welche keine grossen topographischen Unterschiede mehr aufgewiesen haben dürfte.

Der Grundwasserspiegel lag im zentralen und östlichen Mittelland durchwegs höchstens einige Zehner von Metern unter der Oberfläche (PASQUIER & PERSOZ 1977: Fig. 3). Nehmen wir an, die Küste des nordalpinen Eozän-Meeres habe ca. 100 - 150 km südöstlich des heutigen Jurarandes gelegen und die SE-Neigung der damaligen Landoberfläche hätte nicht mehr als 0.05 % betragen, dürfen wir eine durchschnittliche Höhe der idealisierten "obereozänen Peneplain" im weiteren Untersuchungsgebiet von 50 bis höchstens 75 m ü.M. annehmen.

In der Folge schreitet die marine Transgression generell nach Norden vor, was entweder mit eustatischem oder isostatischem Meeresspiegelanstieg erklärt werden muss. Im letzteren Fall können wir mit generell leichter Subsidenz in weiten Teilen des Untersuchungsgebietes rechnen. Die Lage dieser Fastebene am Ende des Siderolithikums wird nun für Konstruktionen der Absenkungsdiagramme nivelliert und generell als Meeresniveau angenommen.

Damit erspart man sich viel Mühe und die Qualität der gewonnenen Ergebnisse wird zumindest im tieferen Teil der Molassesenke nicht beeinflusst. Als Datum dieser Fastebene vor den ersten deutlichen Bewegungen (= Zeitbasis der Absenkungsdiagramme) wird 45 Mio Jahre vor heute, also ausgehendes Mitteleozän (Lutet) angenommen (siehe auch stratigraphische Korrelationstabellen I-IV).

In einem Absenkdiagramm werden also die vertikalen Bewegungen eines Punktes der "obereozänen Peneplain" im Laufe der letzten 45 Mio Jahre dargestellt. Im Oberrheingraben beginnen diese Bewegungen schon im obersten Eozän (siehe Profil 8). Wo aber, wie z.B. in weiten Teilen des Tafeljuras, die ersten durch Erosion oder Sedimentation nachweisbaren Bewegungen erst im untern Miozän einsetzen, wird für die dazwischenliegende, nicht bezeugte Zeit tektonische Ruhe, d.h. Andauern des Peneplain-Zustandes angenommen. Somit beginnt jedes Absenkdiagramm auf Meereshöhe.

2.3.1.2 Der Meeresspiegel und seine Schwankungen

Die Meerestiefe wurde in erster Näherung nicht berücksichtigt. Da aber während der gesamten Zeit im ganzen Untersuchungsgebiet die marinen Bildungen nie über flachmarine, von Gezeitenströmen, litoralen Bildungen und brackischen Randbecken geprägte Verhältnisse hinauskamen, dürfte diese Vereinfachung sicherlich keine groben Fehler des Kurvenbildes bedingen.

Meeresspiegelschwankungen werden nicht berücksichtigt; dies ist wahrscheinlich eine der gröbsten Vereinfachung unserer Absenkdiagramme. Wie LEMCKE (1983) vermutet, müssen eustatische Schwankungen grossen Ausmasses stattgefunden haben, welche in weiten Gegenden des Untersuchungsgebietes das Kurvenbild z.B. der OMM drastisch hätten verändern können. Zum einen wären die Zyklen von Sedimentation und Erosion im Rahmen von $\pm$ 100 m allein durch Anstieg und Absinken des Meeresspiegels erklärbar, wobei sich der Untergrund passiv verhielt. Zum Andern müsste eine Ueberlagerung von Sedimentakkumulation und Meerespiegelanstieg respektive von Erosion und Meeresrückzug eine entsprechende Versteilung des Kurvenbildes zur Folge haben (z.B. PITMAN 1978).

Wie VAIL et al. (1977, 1979) im Detail ausführen, ist anhand eingehender Analysen der Diskordanzen in flachmarinen Schelfgebieten der offenen Ozeane aus weltweiten Korrelationen ein zuverlässiger Kurvenverlauf der eustatischen Meeresspiegelschwankungen, insbesondere fürs Tertiär rekonstruiert worden (Fig. 1). Ob sich dieser allerdings ohne weiteres auf die zum Teil fast

völlig abgeschlossenen Randbereiche der Paratethys anwenden lässt, bleibt zweifelhaft. ROEGL & STEININGER (1983: Figur 5) präsentieren in einer ausführlichen Arbeit zur Geschichte der Paratethys Regressions-Transgressionskurven für das Mittelmeer und die zentrale respektive östliche Paratethys, welche im Vergleich mit den globalen Zyklen von VAIL et al. (1977, 1979) für das untere und mittlere Miozän doch einen wesentlich anderen Verlauf zeigen (Fig. 1). Allerdings wird da von Trans- resp. Regressionszyklen gesprochen während VAIL et al. ausdrücklich von eustatischen Meeresspiegelschwankungen ausgehen. Dies bedingt zwar in isostatisch stabilen Regionen wie es z.B. passive Kontinentalränder, wo VAIL et al. ihre Daten beziehen, weitgehend sein dürften, keinen Widerspruch. Im instabilen Umfeld der alpinen Gebirgsbildung können sich isostatische und eustatische Meeresspiegelschwankungen aber derart überlagern, dass aus dem Bild der "coastal onlaps" entscheidend andere Kurvenverläufe abgeleitet werden.

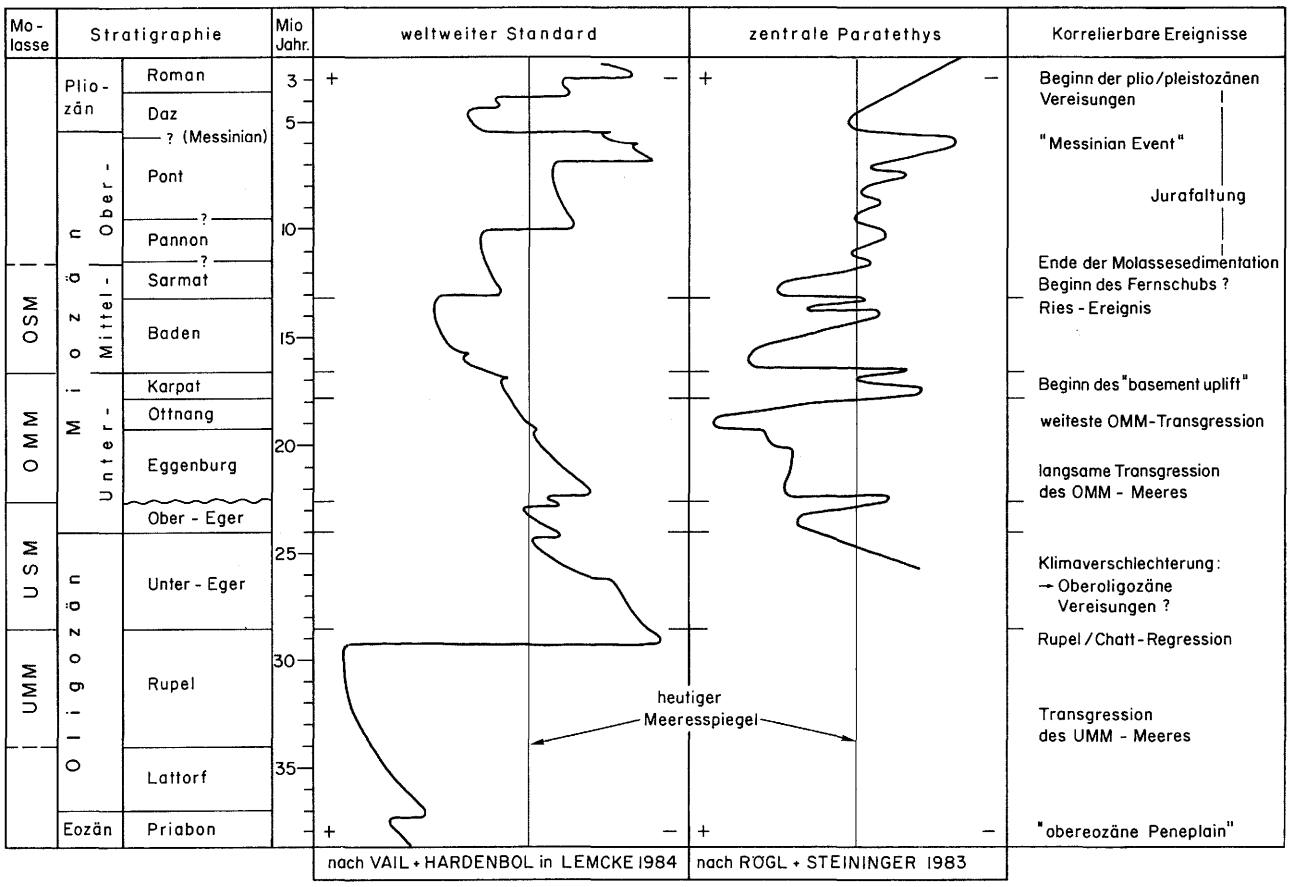


Fig. 1 : Meeresspiegelschwankungen seit dem Oligozän. Weltweiter Standard und Zentrale Paratethys.

Diese Ueberlegungen führen dazu, für unsere Arbeit in erster Näherung die eustatischen Meeresspiegelschwankungen nicht zu berücksichtigen und demnach jegliche Bewegung des Meeresspiegels als isostatisch zu betrachten. LEMCKE (1983, 1984) übernimmt für die bayerische Molasse die Kurven von VAIL et al., womit die Verhältnisse wahrscheinlich nicht schlecht getroffen werden (siehe Figur 1). Ein Vergleich dieser eustatischen Meeresspiegelschwankungen mit dem Verlauf der Sedimentation im schweizerischen Alpenvorland zeigt folgendes (siehe auch stratigraphische Tabellen I - IV):

- LEMCKE (1983: Fig. 1) korreliert den Meeresspiegelabfall an der Rupel/Eger-Grenze mit dem Ende der langsamen Transgression der UMM, welche mit den Bausteinschichten resp. Horwer Sandsteinen endet. Darüber folgt, praktisch durchwegs mit Diskordanzen, die USM; das Meer hat sich in kurzer Zeit (1 - 2 Mio Jahre) weit nach Osten zurückgezogen. Vor allem in der subalpinen Molasse folgt nun eine Zeit mit gewaltigen detritischen Ablagerungen, wo z.B. in der Ostschweiz über 4500 m USM abgelagert werden (FREI 1979:18). Das entspricht einer durchschnittlichen Akkumulations- resp. Subsidenzrate von ca. 0.7 mm/Jahr. Diese Zusammenhänge könnten durch erste massive Vereisungen im Bereich der sich stark hebenden Alpen (HANTKE 1982) und anschliessender Lieferung von fluvioglazialen Schottern ins Vorland erklärt werden. Tatsächlich lässt sich im Eger auch eine deutliche Abkühlung nachweisen (z.B. HOCHULI 1978) und die Meeresspiegelabsenkung fände ihre Erklärung auf einfachste Weise (Vereisung der Polkappen). Allerdings führen auch unvergletscherte Gebirge an ihrem Fuss mächtige und grobe detritische Schuttfächer.

- Auch die ausgeprägte Regression im Ober Eger ist weitherum unübersehbar. Die "oberaquitane Mergelzone" zeigt dieses Ereignis an und vor allem im Norden folgt eine relativ grosse Schichtlücke im Eggenburg. Deshalb wird auf praktisch allen Absenkdiagrammen ein gewisser Erosionsbetrag zwischen USM und Einsetzen der OMM berücksichtigt. So fehlt z.B. in weiten Teilen Süddeutschlands das gesamte Eggenburg/"Burdigal", womit dort zu dieser Zeit generell erosive Tendenzen vorgeherrscht haben dürften.

- Die folgende sukzessive Transgression kann als beginnendes uniformes Ereignis mit dem Einsetzen der OMM, d.h. der marinen Ueberflutung eines grossen Teils des Untersuchungsgebietes im Verlaufe des Eggenburgs zwar noch verglichen werden. Die Abfolgen von Sedimentation und Erosion während der oberen OMM (Ottnang und Karpat) sind aber mit den weltweiten eustatischen Meeresspiegelschwankungen nicht mehr erklärbar. Sie müssen vielmehr im Zusammenhang mit tek-

tonischen Vorgängen in den Alpen gesehen werden, welche sich nun bis weit ins Vorland auch regional bemerkbar zu machen beginnen. Die uniforme, langsame Transgression, welche weltweit ununterbrochen bis ins Sarmat andauert wird in der zentralen Paratethys und damit wohl auch im engeren Untersuchungsgebiet spätestens seit der ausgehenden OMM deutlich von isostatischen Hebungen überlagert (siehe z.B. LEMCKE 1984:383).

- Das Ende der Molassesedimentation im Sarmat könnte zwar noch mit der allgemein regressiven Tendenz Ende Mittel- und Anfang Obermiozän erklärt werden. Ob das Ende einer völlig kontinentalen Serie allerdings mit einer weltweiten eustatischen Regression in Zusammenhang gebracht werden darf, scheint eher zweifelhaft. Eine Absenkung der Erosionsbasis bedingt zwar stets eine Uebersteilung des Reliefs, was wiederum die Erosion beschleunigt, aber wir möchten, wie in Kapitel 2.4 und 3 noch näher zu erläutern sein wird, das Ende der Molassesedimentation doch eher mit orogenen Ereignissen in den Alpen und den einsetzenden Hebungen infolge Fernschubes in Beziehung bringen (siehe auch 2.2.2.3.A2).

Aus all diesen Erwägungen scheint uns eine Vernachlässigung der eustatischen Meeresspiegelschwankungen vertretbar, zumal wir uns nur während eines kleinen Teils des betrachteten Zeitabschnittes vom Obereozän bis heute in der Nordschweiz direkt am Meeresniveau orientieren können.

Generell sei festgehalten, dass mit unserer vereinfachten Methode keine eustatischen Meeresspiegelschwankungen erfasst werden, d.h. jegliche Transgression wie Regression als isostatisch zum Ausdruck kommt.

Auch FUNK (1985:Fig. 8), der die Subsidenzgeschichte des ostschweizerischen Helvetikums mit Akribie untersucht hat, gelangt zur Ueberzeugung, dass eine Vernachlässigung der Meeresspiegelschwankungen durchaus vertretbar ist.

2.3.1.3 Horizontale Bewegungen und die Jurafaltung

Weil in unserem Untersuchungsgebiet seit dem Eozän nicht nur vertikale Bewegungen sondern auch beträchtliche "horizontale" Schübe (Fernschub) stattgefunden haben, wie z.B. im Faltenjura und im westlichen Mittelland offensichtlich wird, setzen sich unsere konstruierten "Susidenzkurven" häufig aus zwei verschiedenen Bewegungen zusammen. Wo also nach dem mittleren Miozän - nachweislich oder auch vermutlich - ein solcher Fernschub beteiligt war, setzt sich die Kurve aus zwei sich überlagernden Komponenten zusammen; und zwar überlagert der Fernschub ("décollement") die vertikalen Bewegungen ("basement uplift") der betrachteten mittelmiozänen Landoberfläche stets im Positiven, d.h. nach oben weisenden Sinn (siehe Fig. 2: Δh): entweder handelt es sich um den nach NW aufgleitenden Molassekeil als Ganzes oder aber um die Auffaltung oder Aufschiebung von einzelnen mesozoischen Schichtpaketen. In erster, grober Näherung wollen wir mit dem Ende der Molassezeit (ca. 12 Mio Jahre) den Beginn der Bewegungen an der Oberfläche infolge Fernschubes ansetzen, d.h. vom ausgehenden Sarmat an resp. mit Beginn des Obermiozäns (siehe Tabelle A) wird unsere "Subsidenzkurve" allenfalls durch Fernschub nach oben angepasst.

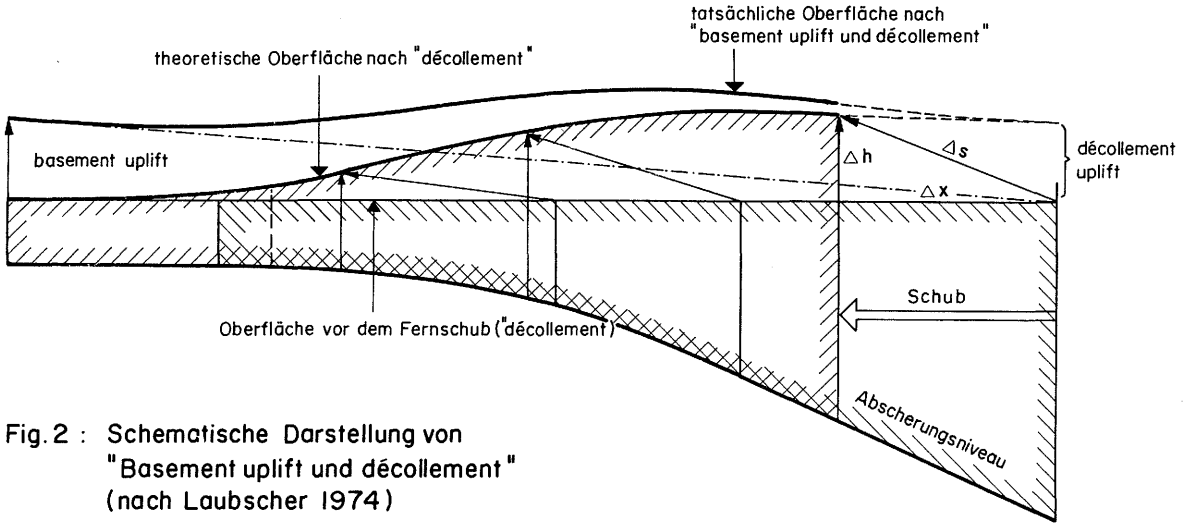


Fig. 2 : Schematische Darstellung von "Basement uplift und décollement" (nach Laubscher 1974)

Charakter und Dauer der eigentlichen Jurafaltung kann allein anhand der Absenkdiagramme nicht genauer diskutiert werden. Deshalb wird sie hier stark vereinfachend als kontinuierlicher (heute noch andauernder?) Prozess betrachtet, was im Absenkdiagramm als gerade Interpolation zwischen dem Ende der Molassezeit und heute zum Ausdruck gebracht wird. Wie weiter unten noch auszuführen sein wird, sprechen viele Anzeichen für dieses Bild. Für eine kurze und heftige Jura-"Hauptfaltungsphase" im Pliozän jedenfalls bestehen wenig Hinweise (siehe 2.4.3).

2.3.1.4 Zeitmarken

Die zeitliche Fixierung der verschiedenen, chronostratigraphisch nicht klar festlegbaren Einheiten wurde in den vorausgehenden Betrachtungen zur Stratigraphie (Kapitel 2.2) kurz diskutiert und regional korreliert (siehe Anhang, Tabellen I-IV). Um den direkten Vergleich der einzelnen Diagramme zu ermöglichen, wurden für alle Absenkdiagramme dieselben Zeitmarken verwendet. Dies führt natürlich zu groben Vereinfachungen und teilweise können so lokale Eigenheiten stark vernachlässigt werden. Im allgemeinen scheinen die damit gewonnenen Resultate aber im Kontext einen vernünftigen Eindruck vom Zusammenspiel der Bewegungen zu geben.

Im einzelnen seien folgende Zeitgrenzen für die Absenkdiagramme festgehalten:

- Die "Transgression" der USM im Eger erfolgt von West nach Ost und von intern nach extern heterochron, d.h. ist keine isochrone Zeitmarke. Ihr Ende im Ober-Eger (oberaquitane Mergelzone) aber kann idealisiert als isochron betrachtet werden (Wende Eger/Eggenburg = 22.5 Mio Jahre).

- Ebenso heterochron und mit generell von West nach Ost und intern nach extern jünger werdender Basis erfolgt die Ueberflutung durch die OMM. Ihre Basis wird im Bodenseeraum heute sogar ins "Helvet" gestellt (z.B. LEMCKE 1973, Beilage 2, Fig. 3). Nicht zuletzt aus graphischen Gründen wollen wir ihren Einsatz aber doch zumindest im obersten "Burdigal"/Ottnang belassen. Eine ziemlich isochrone Diskordanz zwischen unterer und oberer Abteilung der OMM im Helvet ist zumindest im engeren Untersuchungsgebiet vor allem durch grobe Konglomeratschüttungen und Aufarbeitung liegender Schichten belegt. Sie kommt in den Profilen stark vereinfacht als kurze Erosions-(= Hebungs)phase im Unterhelvet zur Geltung. Die obere Abteilung der OMM kann in erster Näherung in einen ersten (Oberott-

nang) und einen zweiten (Karpat) Zyklus aufgeteilt werden, welche in weiten Gebieten wiederum durch ein erosives Ereignis getrennt sind.

Diese stark vereinfachten Verhältnisse der OMM gelten nur für die Nord- und Nordostschweiz und können in Süddeutschland nicht mehr beobachtet werden. Die OMM klingt Ende Karpat aus.

Wir wollen also für die Zeit der OMM zwei isochrone Zeitmarken annehmen, nämlich eine Grenze zwischen unterer Abteilung und oberer Abteilung bei 19 Mio Jahren (Wende Eggenburg/Ottnang) und eine Grenze zwischen einem ersten und einem zweiten Zyklus der oberen OMM bei 17.5 Mio Jahren (Wende Ottnang/Karpat). Dies steht zum Teil im Widerspruch zu den in 2.2.2.3.A2 diskutierten Altern, liess sich aber v.a. aus darstellerischen Gründen nicht vermeiden.

- Das Ende der OSM wird, mangels näherer Kenntnis, als zeitgleich bei ca. 12 Mio Jahren vor heute, im ausgehenden Sarmat angesetzt.

2.3.1.5 Diskussion

Somit wurden unsere Absenkdiagramme unter sehr vereinfachten und stark generalisierten Voraussetzungen konstruiert. Dies ist auch nötig, denn um die Daten für weit über 100 Absenkdiagramme, welche im Laufe dieser Arbeit entworfen wurden, mit differenzierten Rahmenbedingungen unter einen Hut zu bringen, wäre die Ausarbeitung eines Computerprogrammes wenn nicht notwendig, so doch von grossem Vorteil.

Die Vernachlässigung der eustatischen Meeresspiegelschwankungen führt dazu, dass kleinräumige Bewegungen (± 100 m) gar nicht mit Sicherheit in ihrem richtigen Charakter zur Geltung kommen. Somit geben die entworfenen Subsidenzkurven nur einen groben Trend an, der allerdings mit zunehmender Mächtigkeit der Sedimente innerhalb eines einzelnen Zeitabschnittes an Aussagekraft gewinnt. So sind die hohen Absenkraten im "Aquitan" generell sicher nicht anzuzweifeln, die differenzierten Bewegungen zwischen oberem "Burdigal" und unterem Baden aber wohl eher eine sehr schematische Verallgemeinerung, die im Detail kaum mit Sicherheit nachgewiesen werden kann (siehe einzelne Schaubilder).

Im Folgenden sollte man sich klar darüber sein, dass die mit solch einfachen Mitteln konstruierten Absenkkurven und dann natürlich auch die Raum/Zeit-Diagramme blosse Trends plastisch veranschaulichen wollen.

Die genannten Absenkraten stellen im eigentlichen Sinne Akkumulationsraten dar, weil Ereignisse, welche sich im Sediment nach seiner Ablagerung bis zur endgültigen Lithifizierung ereignen, nicht berücksichtigt wurden (sog. "burial history"). Mit zunehmender Ueberlagerung findet Kompaktion statt, Volumen, Grösse, Inhalt und Dichte der Poren sowie die petrographische Zusammensetzung des Sedimentes steuern diesen Vorgang. Somit müssten die diagenetischen Vorgänge in der Ablagerung selbst in Raum und Zeit erfasst werden, um zusammen mit der Akkumulationsrate die eigentliche Subsidenzrate der Sedimentationsbasis (hier "obereozäne Peneplain") zu ermitteln. Die Erdölindustrie verfügt längst über eigentliche Spezialisten für solche und weiterführende Probleme, wobei dann allerdings die Informationen aus einem meist engmaschigen Netz von Bohrungen gewonnen werden können (z.B. GUIDISH et al. 1985).

2.3.2. Methodik

2.3.2.1 Prinzipielles

Bei LEMCKE (1974) und VAN HINTE (1978) wird das Prinzip der Konstruktion von Absenkdiagrammen eingehend diskutiert (siehe auch FUNK 1985). Figur 3 demonstriert den Aufbau eines für diese Arbeit zusammengestellten einfachen Datenblattes.

Die zweidimensionale Darstellung zeigt in der Horizontalen den Zeitmassstab in Mio Jahren, ①, in der Vertikalen die jeweilige Höhenlage des Beobachtungpunktes in Bezug auf seine zeitliche Ausgangsbasis, die "obereozänen Peneplain" (= ± Meeresniveau), ②.

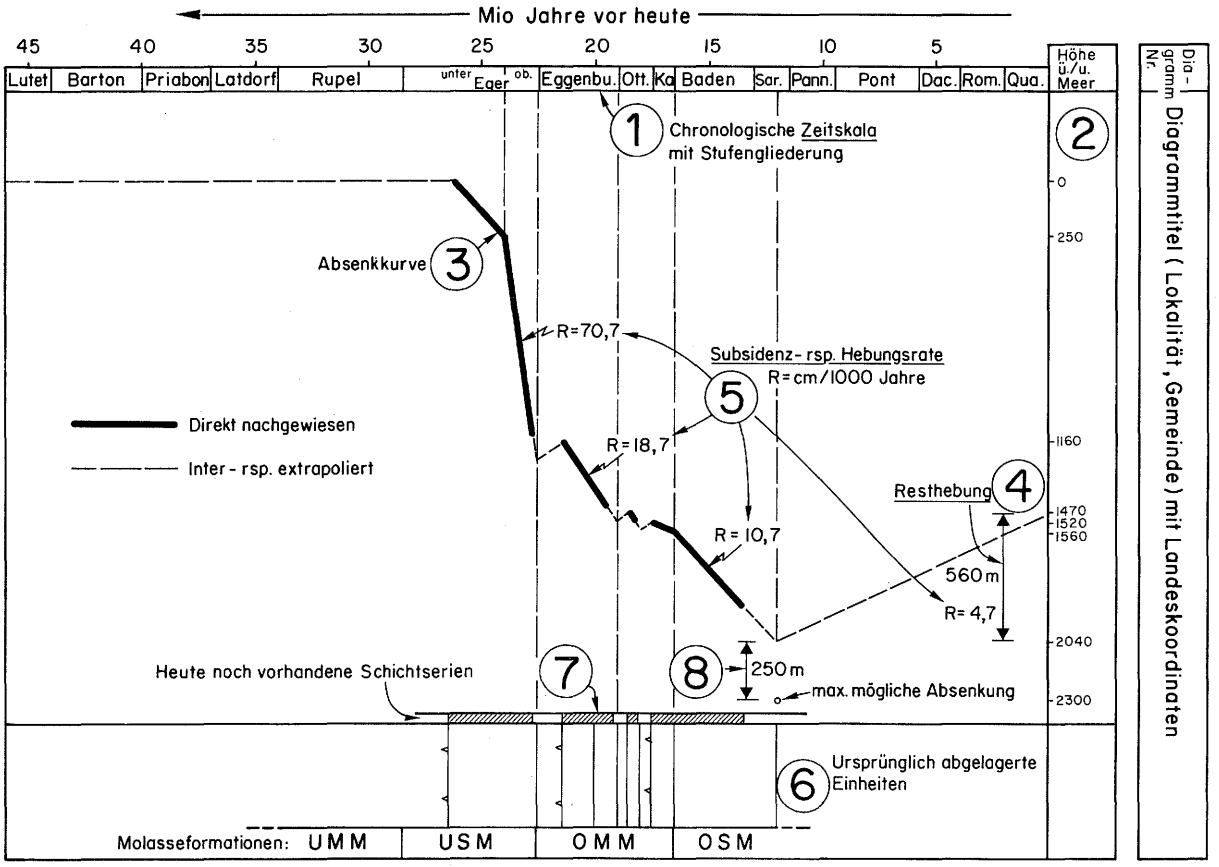


Fig. 3 : Beispiel zur Konstruktion eines Absenkdiagramms (Bohrung Küsnacht / ZH). Erklärung im Text

Allgemein gilt für den Kurvenverlauf: Erosion äussert sich als Hebung, Sedimentation als Senkung des Bezugshorizontes ("obereozäne Peneplain"), der Kurvenverlauf erscheint als entsprechende Zickzack-Linie, ③. Mit einem dicken Strich durchgezogene Abschnitte sind durch direkte Beobachtungen beweisbar, dünne Linien sind nur indirekt nachweisbar oder aus dem grösseren Zusammenhang abgeleitet.

Das gesamte Untersuchungsgebiet hat sich gegenüber der Lage am Ende der Molassesedimentation gehoben (siehe LAUBSCHER 1974); für jeden Beobachtungspunkt endet die Kurve also mit der sogenannten Resthebung, ④, welche in vom Fernschub nicht betroffenen Gebieten dem "basement uplift", d.h. reiner isostatischer Heraushebung entsprechen dürfte. Für grössere interpolierte Abschnitte wird jeweils eine sogenannte Absenkrate R, ⑤ (cm pro 1000 Jahre) angegeben; dasselbe gilt mit umgekehrten Vorzeichen für die Resthebung.

Die Kolonne Stratigraphie gibt einen Ueberblick über die einmal abgelagerten Schichten, ⑥, die Balken links daneben begleiten die heute noch erhaltenen Abschnitte am entsprechenden Beobachtungspunkt, ⑦.

Eine maximal mögliche Absenkung vor der einsetzenden generellen Hebung im Mio-/Pliozän wäre gleich der seit Ende OMM (Ende Karpat) abgelagerten Mächtigkeit der OSM-Sedimente. Damit bliebe die Ablagerungsfläche aber weiter auf Meeresniveau, was für die durchwegs kontinentale OSM unrealistisch ist. Eine ungefähre Höhenlage des zentralen Entwässerungsstromes der OSM (Glimmersandrinne) wird in der Ostschweiz bei ca. 150 m ü.M. angenommen (HANTKE 1984:5). Eine grob rekonstruierte jeweilige Höhenlage der OSM (BUERGISSER 1980:82ff, Fig. 4-31) erscheint somit als Differenz zwischen maximal möglicher und tatsächlicher Absenkung, ⑧

2.3.2.2 Beispiel

Figur 4 zeigt als Beispiel das Absenkdiagramm der Bohrung Lindau/ZH. Die Absenkung der "obereozänen Peneplain", für deren Geschichte bis zum Beginn der Molassesedimentation keine Anhaltspunkte existieren, beginnt ungefähr im ausgehenden Oligozän mit dem Einsetzen der USM und steigert sich im Ober-Eger zu einem Maximum mit einer Absenkrate von ca. 0.5 mm/Jahr. Ende Ober-Eger kommt diese Bewegung ziemlich rasch zum Stillstand (sicher übertrieben dargestellt) und bis weit ins Eggenburg hinein erfolgt keine Ablagerung, ja es wird angenommen, der oberste Teil der USM (ca. 40 m) sei wieder erodiert worden (die Kurve steigt deshalb an). Mit der

Transgression der OMM im mittleren (?) Eggenburg senkt sich der Untergrund wieder und es werden ca. 260 m Glaukonit- und Muschelsandsteine abgelagert. Am Ende der unteren OMM (Unter-Ottnang) erreicht das Meer seine weiteste Ausbreitung und zieht sich dann rasch wieder zurück; ca. 60 m der abgelagerten Sedimente werden wieder erodiert. Aus darstellerischen Gründen erscheint diese weiteste Transgression hier an der Wende Eggenburg/Ottnang, obwohl sie eigentlich jünger ist. Im Ottnang erfolgt erneut eine Absenkung (obere Abteilung der OMM): ca. 80 m Napfnagelfluhen werden abgelagert, wovon rasch ca. die Hälfte wieder erodiert wird. Danach beginnt mit einer (vorerst noch marinen) Nagelfluhschüttung Ende Ottnang/Anfang Karpat der jüngste Subsidenzzyklus des Molassebeckens, welcher an der Wende unteres/mittleres Miozän in die Ablagerung der OSM übergeht.

Bis jetzt konnten wir uns stets am Meeresniveau orientieren, ab dem Karpat herrschen aber nur noch terrestrische Verhältnisse. So dürfte die Subsidenz während der OSM nicht mehr gleich der Gesamtmächtigkeit der abgelagerten Sedimente gewesen sein; wir müssen also einen entsprechenden Abzug in Rechnung stellen. Dieser ist gleich der Lage in m ü.M. auf welcher sich die Sedimentationsoberfläche am Ende der Molasseablagerung (vor ca. 12 Mio Jahren) befindet. Bei Lindau dürften dies ca. 200 m gewesen sein (siehe HANTKE 1980, 1984:5; BUERGISSER 1980).

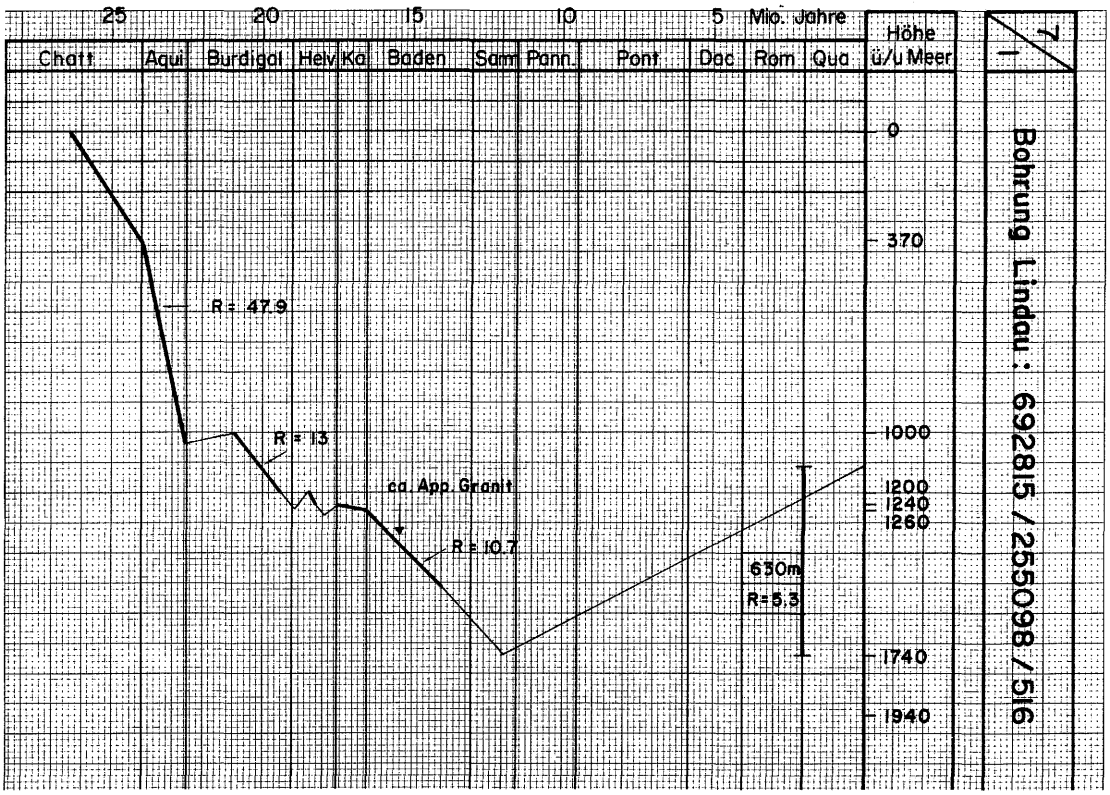


Fig. 4: Beispiel Bohrung Lindau/ZH

Für die postmolassische Zeit haben wir, abgesehen von den rezenten Präzisionsnivellements, keine Anhaltspunkte mehr für eine Gliederung der nun folgenden Hebung auf das Niveau von heute. Es wird deshalb einfach interpoliert und es bleibt eine Resthebung von ca. 630 m, welche hier kaum wesentlich von einer horizontalen Komponente beeiflusst worden sein dürfte, also allein dem Aufstieg des kristallinen Grundgebirges zuzuschreiben ist. Wahrscheinlich müsste davon noch ein gegenüber dem mittleren Miozän um max. 100 m tieferer Meeresspiegel abgezogen werden (Vereisung der Polkappen).

2.3.3 Das Raum/Zeit-Schaubild

2.3.3.1 Allgemeines

Haben wir auf einem geologischen Profil eine Anzahl einzelner Punkte mit Absenkdiagrammen als zweidimensionale Darstellung dynamisiert, so können wir diese entlang der Profillinie zu einem dreidimensionalen Blockdiagramm zusammenhängen. Dies ergibt uns ein sogenanntes Raum/Zeit-Schaubild; wir haben das ganze Profil dynamisiert (siehe 2.3.4). Figur 5 zeigt Aufbau und innere Zusammenhänge eines solchen Raum/Zeit-Schaubildes. Um das Vorgehen im einzelnen in concreto zu zeigen, wird dies an einem Beispiel demonstriert.

2.3.3.2 Beispiel

Zur Konstruktion eines Raum/Zeit-Schaubildes muss die gesamte Geologie, insbesondere die Stratigraphie des betrachteten Zeitabschnittes möglichst detailliert und im regionalen Zusammenhang studiert werden. Es genügt meist nicht, einzelne Punkte und deren nähere Umgebung zu analysieren und zu interpretieren. Grundlage unserer Betrachtungen soll deshalb ein geologisches Profil sein, welches dann in einzelne stratigraphisch fassbare Einheiten aufgegliedert werden muss.

Als Demonstrationsbeispiel für die Erarbeitung der Raum/Zeit-Blockdiagramme dient Profil Nr. 4 (Fig. 12), das sich vom Klettgau nach SSE bis Zürich und zur Bohrung Küsnacht hinzieht (siehe Beilagen 5 und 6). Eine Ueberhöhung des Massstabes ist für unsere Zwecke unvermeidlich, weil nur so geringmächtige, aber wichtige Einheiten graphisch auch noch erfasst werden können. Für die Entwürfe wurde der Massstab 1:50'000/10'000 gewählt.

Um eine grobe Vorstellung von den Lagerungsverhältnissen vor der Jurafaltung zu erhalten, wird das geologische Profil als Erstes auf einem gut datierbaren und möglichst weit verbreiteten Horizont gestreckt. Dies geschieht in unserem Beispiel zur Zeit des zweiten alpinen Napfkomglomerates und der einsetzenden Graupensandsedimentation im Karpat (siehe Tabelle IV). Die Wahl dieses häufig als "Oberhelvet" bezeichneten Zeitabschnitts zur paläogeographischen Rekonstruktion hat vor allem folgende Gründe:

- Aeltere Leithorizonte wurden als Folge von untermiozänen Bewegungen (siehe 2.4.3.2) in weiten Bereichen erodiert, so dass sie nicht mehr für regionale Rekonstruktionen zur Verfügung stehen (z.B. Oberaquitane Mergelzone, Muschelagglomerat, erster "Helvetischer" Sedimentatonszyklus).

- Als letzte marine Ablagerung ist das oberste Glied der OMM die jüngste räumliche Orientierungsebene von genügender Ausdehnung. Weil die Sedimentation ohne stratigraphische oder tektonische Diskordanz in die OSM übergeht, bildet diese Oberkante der OMM eine ideale Bezugsfläche zur Analyse der nachfolgenden Deformation ihres Verbreitungsgebietes (siehe LEMCKE 1972:31, 73:28, 75:108, 84:382; LAUBSCHER 1974:533).

Beilage 5 zeigt die paläogeographische Rekonstruktion für das Profil 4. Eine Interpretation dieser Darstellung wird in Kapitel 2.3.4.7 gegeben. Die Rekonstruktionen wurden, vor allem im Bereich, wo heute das Tertiär völlig fehlt (z.B. im östlichen Faltenjura), aufgrund von Modellvorstellungen der kinematischen Geschichte entworfen (siehe 2.3.4. und 2.4.). Hier geschieht also die entscheidende Interpretation, welche sich dann natürlich auch im Kurvenverlauf der Absenkdiagramme niederschlägt.

Als Nächstes müssen die unterscheidbaren stratigraphischen Einheiten einzeln rekonstruiert werden (Beilage 6). Dies geschieht graphisch mittels der aus dem geologischen Profil oder der palinspastischen Rekonstruktion (Beilage 5) gemessenen Mächtigkeiten, welche auf einer paläogeographisch gestreckten, d.h. ungefähr die Distanzen während unserer Zeitbasis ("obereozäne Peneplain") darstellenden Profillinie aufgetragen werden. Als schwierigste und oft sehr spekulative Aufgabe bleibt nun noch die Abschätzung der jeweils vor Ablagerung der nächstjüngeren Einheit erodierten Mächtigkeiten jeder Formation. Im Prinzip wurde stets ein möglichst einfaches, die vorhandenen Kenntnisse linear extrapolierendes Bild gezeichnet. Weil aber das Tertiär in unserem Untersuchungsgebiet durch zahlreiche Diskordanzen geprägt ist, bleibt hier ein breites Feld der relativen Ungewissheit. Charakteristische Unregelmäs-

sigkeiten kommen durch die 5-fache Ueberhöhung oft übertrieben zum Ausdruck.

Prinzipiell werden drei Arten der Erosion unterschieden:
- eine frühe, syn- bis postgenetische Phase vor Ablagerung der nächst jüngeren Einheit,
- eine jüngere, intramolassische Erosion, welche nach Eindeckung mit höheren Schichten, aber vor dem Ende der Molassezeit gewirkt hat,
- eine postmolassische, im Mittelland wahrscheinlich weit überwiegend plio-/pleistozäne Abtragung.

Ergänzend wurde das liegende Mesozoikum (als "obereozäne Peneplain") mit in diese Aufgliederung einbezogen.

Nun kann man an möglichst aussagekräftigen Punkten die Absenkdiagramme erarbeiten und diese dann zum dreidimensionalen Raum/Zeit-Schaubild zusammenstellen. Die Staffelung der einzelnen "Subsidenzkurven" erfolgt prinzipiell auf einer idealisierten geraden Profilspur, wobei der Winkel zwischen Zeit- und Profil-Achse je nach den graphischen Bedürfnissen der einzelnen Darstellungen 45 - 70° betragen kann. In unserem Beispiel (Profil 6) beträgt dieser Winkel ca. 60°.

2.3.3.3 Möglichkeiten und Grenzen der Anwendung

Auf diesen Raum/Zeit-Schaubildern soll die Dynamik der "obereozänen Peneplain" ("Tertiärbasis") mithin also des mesozoischen Untergrundes zum Ausdruck kommen. Im Bereich rein vertikaler Bewegungen paust sich darin indirekt auch die Dynamik des kristallinen Untergrundes ab. Generell gilt (siehe Fig 5):

- Die a-Achse zeigt die Entwicklung der einzelnen Punkte des Profils im Laufe der Zeit (Absenkdiagramm, Zeitachse),
- in Richtung der b-Achse verbinden Isochronen ("Linien gleicher Zeit") altersäquivalente Punkte der verschiedenen Absenkdiagramme miteinander (Profilachse).
- Die c-Achse gibt die jeweilige Höhenlage der "Tertiärbasis" (= "obereozäne Peneplain") über resp. unter einem über die ganze Zeitspanne hinweg als konstant angenommenen Meeresspiegel an.

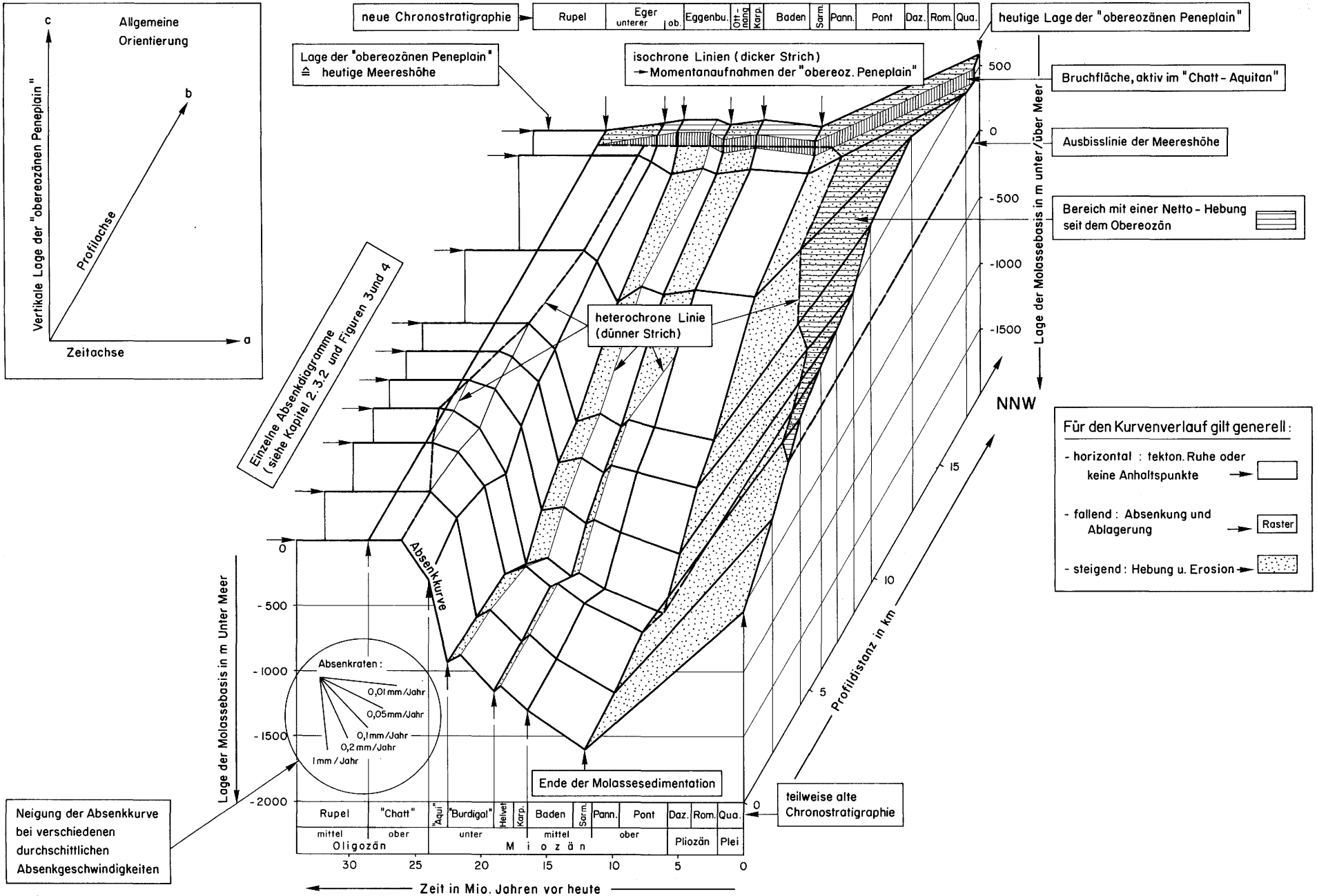


Fig. 5: Schema zum Aufbau eines Raum / Zeit - Schaubildes

Somit ergeben sich gemäss Randbedingungen im Kapitel 2.3.1. generell Felder der Subsidenz, welche Zeiten der Ablagerung verkörpern und Felder der Hebung, welche Phasen der Erosion bedeuten. Einzig im NW (SE-Rand von Mesoeuropa, TRUEMPY 1980) kann sich während der OSM die Juranagelfluh auch während Hebung ablagern (eigentlich "Zwischenlagern"), wobei sich natürlich gleichzeitig das Hinterland noch schneller heben muss (siehe Fig. 9). Das Resultat dieser tertiären Dynamik, nämlich der heutige Zustand des Profils, kann in drei qualitativ unterscheidbare Abschnitte aufgeteilt werden:

1. Ein Bereich mit einem Netto-Hebungsbetrag seit der Zeitbasis, nämlich der "obereozänen Peneplain", welche hier über dem Meeresspiegel liegt (siehe Fig. 5).
2. Ein Bereich mit einem Netto-Hebungsbetrag seit der "vindobonen Peneplain", nämlich dem Ende der Meeressedimentation (OMM). Diese entspricht der Hebung seit dem Beginn genereller isostatischer Hebungstendenzen der Alpen und ihres Vorlandes en bloc (LEMCKE 1984: 383).
3. Ein Bereich mit Netto-Hebung seit der "sarmatischen Peneplain", d.h. seit dem Ende der Molasse-Sedimentation. Sie entspricht generell der Resthebung und setzt sich aus "basement uplift" und "décollement" zusammen (Fig. 2).

Weil mit diesen Raum/Zeit-Schaubildern nur die vertikalen Bewegungskomponenten erfasst werden können, hat deren Anwendungsgebiet seine Grenzen. In Bereichen, wo keine wesentliche horizontale Einengung stattgefunden hat, ist ihre Aussagekraft natürlich am grössten (Tafeljura, Oberrheingraben, Nordostschweiz). Da aber unser Untersuchungsgebiet sich auch über Teile des Faltenjuras erstreckt, müssen die Darstellungen in diesen Gebieten differenzierter betrachtet werden.

Generell gilt, dass das Blockdiagramm entlang einer gestreckten Profillinie, d.h. mit abgewickelten Distanzen gezeichnet wird. Punkte, welche sich während der Jurafaltung nach NW horizontal verschoben haben, bleiben in unserer Darstellung geographisch an Ort und Stelle. Ihre durch Auffaltung oder Ueberschiebung vermehrte Hebung kommt allerdings trotzdem zum Ausdruck.

So kann denn die Ursache der progressiven Verformung von Isochronen im Laufe der Zeit ohne zusätzliche Informationen nicht klar beurteilt werden. Besonders interessant werden nun Vergleiche von Zeiten mit und Zeiten ohne horizontale Bewegungen innerhalb desselben Raumes. Die weiteren speziellen Zusammenhänge und die Resultate dieser Raum/Zeit-Darstellungen sollen im nächsten Kapitel diskutiert werden.

2.3.4 Ergebnisse

Beilage 1 zeigt eine Uebersicht über die im Massstab 1:50'000/10'000 bearbeiteten Profile. Die Profile B und C werden als schematische geologische Profile gezeigt, Profil B ist westlich von Brugg zudem aufgegliedert in die einzelnen unterscheidbaren stratigraphischen Formationen. Im folgenden werden zuerst die Längsprofile A, B und C (Figur 6 und Beilagen 2 und 3) und dann die Querprofile von Ost nach West (Figur 9 bis Figur 17, siehe auch Beilagen 4 und 5) kurz kommentiert:

2.3.4.1 Profil A: Bohrung Ruppoldsried - Bohrung Dingelsdorf (Fig. 6)

Dieses nördlich der sogenannten "Trog- oder Muldenachsen" des Molassebeckens (LEMCKE 1973: Abb. 6), also im externen Bereich verlaufende Längsprofil durch den östlichen Teil des schweizerischen Molassebeckens zeigt recht ausgeglichene Verhältnisse, was allgemein parallel zum Streichen auch zu erwarten ist. Vom Beginn der Molassesedimentation an sind die Bewegungstendenzen des Untergrundes über die Zeit durchwegs miteinander vergleichbar. Es fallen jedoch folgende Unregelmässigkeiten auf:

- Im Berner Seeland (Bohrung Ruppoldsried) setzt die Sedimentation deutlich früher, wahrscheinlich schon zur Zeit der oberen UMM (SCHLANKE et. al. 1978:424) ein als weiter im Osten. Dies kann gut damit erklärt werden, dass der westliche Teil von Profil A noch im Bereich der südlichen Verlängerung des Oberrheingrabens und der werdenden Raurachischen Senke gelegen hat, wo Subsidenz früher einsetzte. Es wäre denkbar, dass diese deutliche Grenze als rheinisch (NNE - SSW)-streichende nach W gerichtete Abschiebung einen Ausläufer der oligozänen Rheingraben-Bruchtektonik darstellt (imaginärer Ostrand). Dieselbe Störung wird übrigens auch von Profil 7 (Fig. 16) überquert. Klar kommt auch zum Ausdruck, wie hier während der unteren bunten Molasse (Tab. I/6), also im oberen "Chatt", die Absenkung = Akkumulation einen wesentlich grösseren Betrag erreicht, als während der oberen bunten Molasse, d.h. im "Aquitan". Oestlich der Bohrung Altishofen sind die Verhältnisse gerade umgekehrt, die Ablagerung setzt zögernd erst im Verlaufe des "Chatt" ein. Dies bedeutet, dass die Hauptabsenkung während der USM im Gebiet des verlängerten Oberrheingrabens während des "Chatt", also im ausgehenden Oligozän stattfand, in der Ost- und Nordschweiz aber erst im unteren Miozän ("Aquitan").

Dabei hängt natürlich vieles von der unsicheren Grenzziehung "Chatt"/"Aquitan" ab, welche einerseits mit den Hinweisen von ZIMMERMANN et al. (1976) und andererseits mit sedimentpetrographischen Vergleichen einigermassen abgeschätzt werden kann (siehe auch RIGASSI 1977; MAURER 1983). Eine persistierende Aarmassiv-Schwarzwald-Schwelle kann allenfalls zwischen dem Gebiet der Bohrungen Pfaffnau und Boswil festgestellt werden.

- Während der OMM sind die Verhältnisse ziemlich ausgeglichen, obwohl im Westen die Absenkung tendenziell grösser und die Sedimentation lückenloser zu sein scheint (siehe auch 2.2.2.3.A2). Eine deutliche Grenze zwischen Raurachischer Senke und einem höherliegenden östlichen Teil ist nicht mehr gegeben. Die Absenkung des Untergrundes vollzieht sich im Streichen des Molassetroges ziemlich homogen.

- Die OSM scheint eine Zeit gleichmässiger Subsidenz gewesen zu sein, wovon die Zeugen im Westen allerdings vollständig erodiert wurden. Die Kurven beruhen hier auf Vergleichen mit alpenrandnahen Gebieten (Napf) und den Verhältnissen im Osten. Im Bodenseegebiet östlich der Bohrung Herdern setzt im Mittelmiozän (wahrscheinlich schon früher, siehe BüCHI et al. 1976:32) eine bis in jüngste Zeit aktive Bruchtektonik ein (SCHMIDLE 1931; HOFMANN 1956c:30; SCHREINER 1974:152ff; siehe auch Profile C und 1, Beilagen 3 und 4). Bruchflächen erscheinen im Raum/Zeit-Diagramm als senkrecht schraffierte Flächen, welche im Verlauf der tektonischen Aktivität immer grösser werden. Der Bodensee-Graben zeigt heute im Bereich der Profile A und C eine totale Vertikalversetzung von ca. 400 m.

- Deutliche Tendenzen sind aus einem Vergleich der Lage des Untergrundes zu Beginn der OSM mit seiner heutigen Höhe ablesbar. Die Netto-Hebung (= Höhenlage über Meer, siehe auch LEMCKE 1974: Abb. 6) seit der ausgehenden OMM bis heute beträgt zwischen Zürich und Berlingen durchwegs kaum mehr als 100 m; bei Dingelsdorf, das auf der Ostschulter des Bodenseegrabens liegt, aber ca. 400 m. Westlich von Zürich steigt dieser Betrag über Pfaffnau-Süd 1 (ca. 700 m) bis nach Ruppoldsried (ca. 1000 m) rapide an. Dies kann zweifellos auf eine Kombination von "decollement and basement uplift" im Sinne LAUBSCHERS (1974:Fig. 3) zurückgeführt werden (siehe auch Fig. 2).

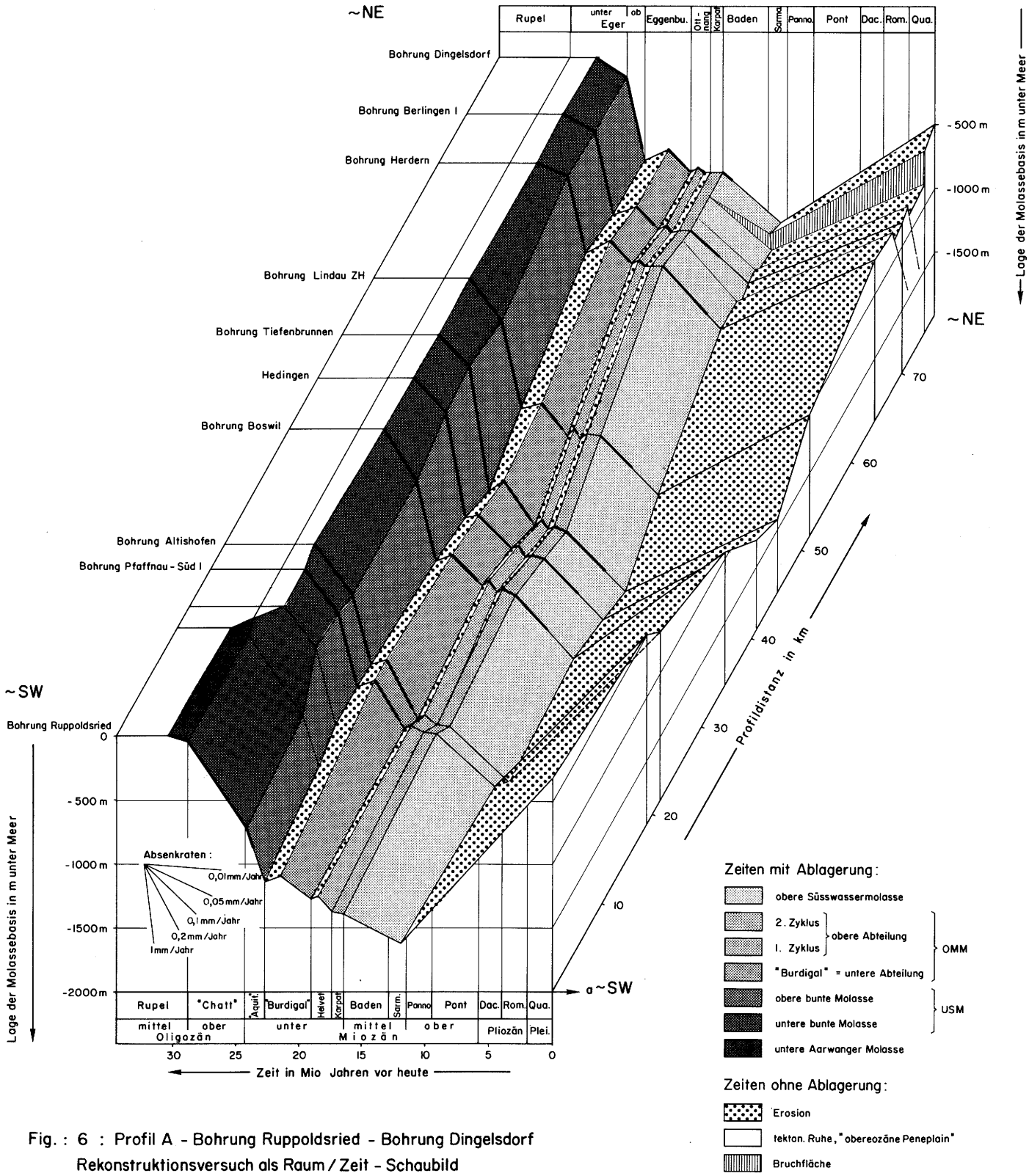


Fig. : 6 : Profil A - Bohrung Ruppoldsried - Bohrung Dingelsdorf
Rekonstruktionsversuch als Raum / Zeit - Schaubild

Jedenfalls sind die postmolassischen Hebungen westlich des Kantons Zürich wesentlich grösser als im Osten, was zwangslos mit dem zunehmenden Fernschub erklärt werden kann (heraufgleitender Molassekeil, siehe auch LAUBSCHER 1974:Fig. 5).

2.3.4.2 Profil B: Laufenbecken - Tafeljura - Brugg (Beilage 2, siehe auch Tabelle III)

Dieses Profil zeigt einen Querschnitt durch den Tafeljura. Er wurde von der oligozänen Rheingraben-Bruchtektonik zerlegt, von der jungtertiären Jurafaltung, abgesehen vom Laufenbecken, aber nicht mehr betroffen.

Ein E - W-Profil durch das Laufenbecken lässt eindeutig die Grabenstruktur erkennen, in deren zentralem Teil die ältesten Tertiärablagerungen noch ins Rupelian (Septarienton) gehören. Die randlichen Zonen aber werden von nach Westen wie nach Osten auskeilenden, nach extern immer jünger werdenden "chattischen" Sedimenten bedeckt. Das Laufenbecken ist als verlängerter Ostabschnitt des südlichen Oberrheingrabens ein Teil der nördlichen Raurachischen Senke (Baumberger 1927b:534ff, Tafel XIX; BITTERLI 1945; FISCHER 1965). Der Fehren-Bruch kann stark vereinfacht als südliche Fortsetzung der östlichen Rheingraben-Flexur betrachtet werden (siehe auch HERZOG 1956:357). Die östlichsten Ausläufer dieser Senke werden in Form von geringmächtigen Süsswasserbildungen (Delémontien) in der Gegend von Arboldswil gefunden. Auch die geringmächtigen oligozänen (?) Sedimente südlich von Bennwil und um Waldenburg im Faltenjura können allenfalls als Folge der Subsidenz im weiteren Umfeld der Rheingraben-Tektonik betrachtet werden (HAUBER 1960a:27). Ihre paläogeographische Situation ist noch nicht genauer untersucht worden.

Weiter im Osten fehlen Ueberreste dieser sowohl vom Oberrheingraben wie vom Molassebecken her transgredierenden oberoligozänen Ablagerungen, so dass angenommen werden muss, der heutige Tafeljura sei westlich von Wölflinswil wohl von der paläogenen Tektonik erfasst worden, zugleich aber, im Gegensatz zu Oberrheingraben und Raurachischer Senke, einem anhaltend erosiven Regime unterworfen gewesen, was generell auf Hebungen in diesem Gebiet hinweisen dürfte. Der Abschnitt Schneidermatt - Wölflinswil dürfte im engeren Bereich der sogenannten Aarmassiv-Schwarzwald-Schwelle liegen (z.B. BüCHI et al. 1965a:36) oder des "Grundgebirgssporns von Säckingen" (VONDERSCHMITT & TSCHOPP 1953:27).

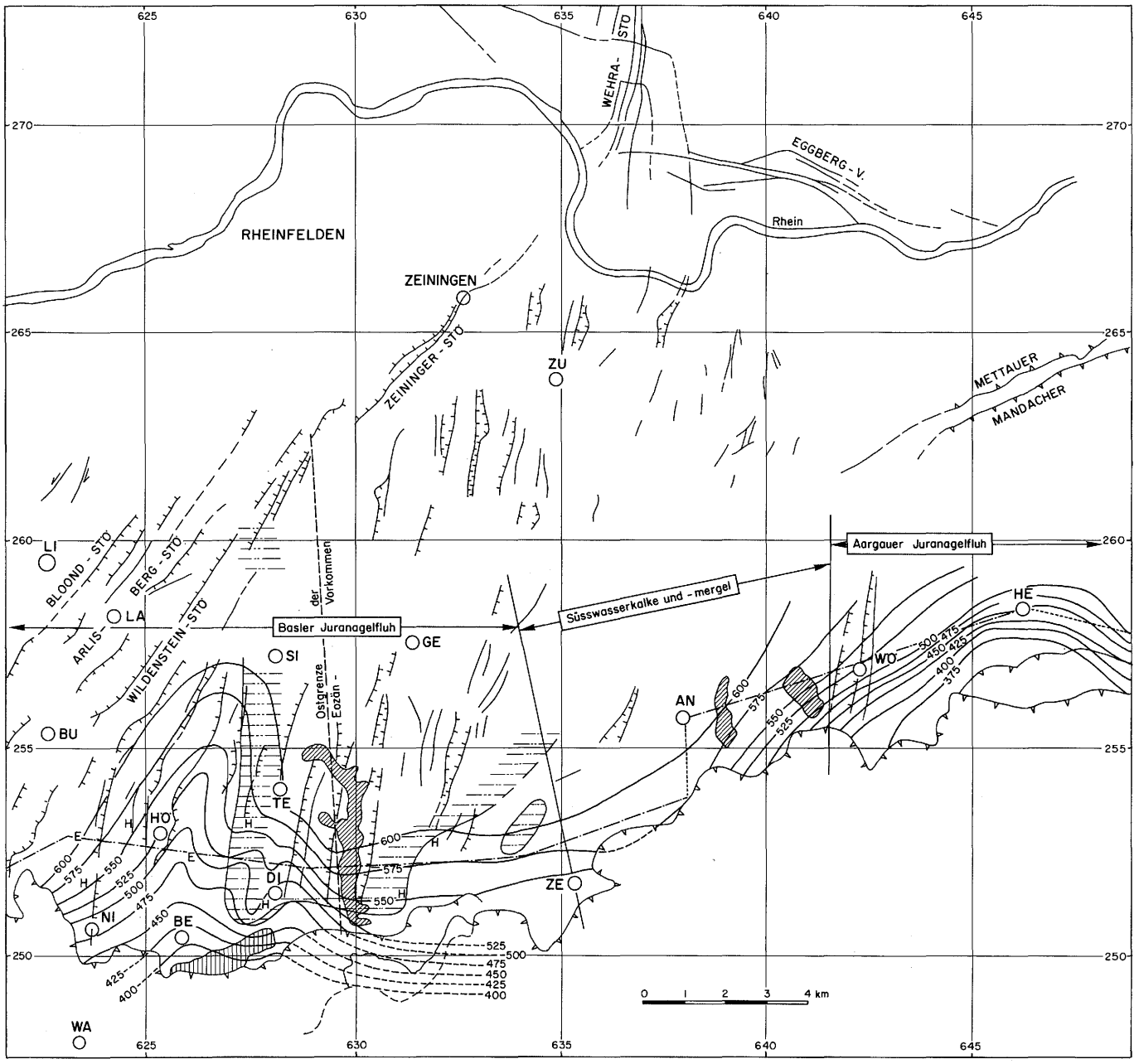
Das mesozoische Substrat wird hier noch im Eozän (oder früher?) bis ins Argovien hinunter erodiert (z.B. Diegten), während das Tertiär weiter im Westen zum Teil auf Kimmeridge liegt (siehe auch HAUBER 1960b:665). Bei Brugg finden wir das Siderolithikum wieder über ca. 60 m Sequan und weiter gegen Osten wird der Malm, wahrscheinlich durchwegs von Eozän bedeckt, immer mächtiger und vollständiger (siehe Profil C, Beilage 3; LEMCKE 1974 Fig. 2; BüCHI et al. 1965a:34).

Der zentrale Tafeljura ist aber offensichtlich auch noch im Oligozän eine aktiv sich hebende Hochzone gewesen, fehlt doch zwischen Diegten-Tenniken und dem zentralen Aargauer Tafeljura jede Spur von dem hier mit grösster Wahrscheinlichkeit einmal abelagerten Eozän.

Bis ins späte Untermiozän wurde die Bruchschollen-Landschaft der Zeininger-Zone (siehe Fig. 7) sukzessive eingeebnet ("vindobone Peneplain"). Transgressiv erfolgt darüber die flachmeerische Ablagerung des "Muschelagglomerates" im unteren "Helvet". Die ältesten Schichten der Molasse s.l. ("Muschelagglomerat" und "albsteinartige Bildungen") liegen auf Argovien oder Sequan, zum Teil sogar auf Dogger. Nach dem mittleren "Helvet" ("vindobone Peneplain") setzten wieder Hebungstendenzen ein und in der Folge finden wir auf dem Tafeljura nur noch kontinentale Sedimente (z.B. STUMM 1964; GSELL 1968). Ein zentrales Gebiet hebt sich durch nur geringmächtige Süsswasserkalke und -mergel von den westlich wie östlich liegenden Bereichen ab, wo zum Teil beträchliche Mengen von fluvioterrestrischer Juranagelfluh abgelagert werden (STUMM 1964).

Die Basler Juranagelfluh wurde grosso modo im Gebiet des Zeininger-Bruchfeldes als einer hypothetischen Senke abgelagert. Zudem lassen sich zwischen Diegten und Hölstein zwei nach S verlaufende Rinnen verfolgen (HAUBER 1960a:37). Reaktivierung der oligozänen, rheinischen Brüche im Laufe des Mittelmiozäns kann nirgends eindeutig nachgewiesen werden; es ist jedoch anzunehmen, dass die Rinnenbildung den Grabenzonen folgte (STUMM 1964:183).

Im Wölflinswiler-Graben liegen offenbar Reste der Aargauer Juranagelfluh (Geol. Spez. Karte Nr. 121), so dass angenommen werden muss, dieser Graben sei mit oder nach den Schüttungen im mittleren Miozän noch einmal bewegt worden. Für diese Zusammenhänge siehe Figur 7; im weiteren MÜHLBERG 1914k; HAUBER 1960a, b; FEHLMANN & RICKENBACH 1962; STUMM 1964; GSELL 1968 etc.



LEGENDE: Auflagerung des mittleren Miozäns (OSM s.l.) auf:

E	Eozän		Unteres Miozän, "Helvet"
	Malm	H	"Helvet" in Relikten
	Dogger		Oligozän, "Delémontien"

Spur von Profil B

Grabenbrüche

Auf-, Überschiebung

500 Höhenlinie der Auflagerungsfläche

Ortsnamen: AN = Anwil; BE = Bennwil; BU = Bubendorf; DI = Diegten; GE = Gelterkinden; HE = Herznach; HÖ = Hölstein; LA = Lausen; LI = Liestal; NI = Niederdorf; SI = Sissach; TE = Tenniken; WA = Waldenburg; WÖ = Wölflinswil; ZE = Zeglingen; ZU = Zuzgen.

Fig. 7: Auflagerung des mittleren Miozäns auf den Tafeljura zwischen Bözberg und dem Waldenburger - Tal. (ergänzt nach STUMM 1964)

2.3.4.3 Profil C: Brugg - Irchel - Schienerberg - Bodanrücken (Beilage 3)

Die Fortsetzung von Profil C östlich Brugg zieht von der Hochzone des Tafeljuras schräg hinein in den nördlichen Teil des ostschweizerischen Molassebeckens.

Die Schichten des liegenden Malm werden nach Osten zusehens vollständiger und mächtiger. Das Kimmeridge (Malm γ bis ε) beträgt am Bodanrücken ca. 300 m (Bohrung Dingelsdorf 320 m), bei Eglisau ca. 170 m (CADISCH 1959), in der Bohrung Weiach noch ca. 90 m und keilt in der Gegend von Brugg aus (prämolassische Erosion). An der Basis des Tertiärs ist das Siderolithikum wahrscheinlich durchgehend erhalten geblieben (Brugg, Endingen, Bohrungen Weiach, Eglisau, Herdern, Berlingen, Dingelsdorf etc.). Dies bedeutet, dass sich die Unterschiede zwischen dem Tafeljura als relativ stabilem, langfristig generell in Hebung begriffenem Bereich und dem südöstlich daran anschliessenden Mittelland als eher zur Subsidenz neigendem Gebiet schon während der Bildung des Siderolithikums nachweisen lassen.

Die "Transgression" der Molasse setzt wahrscheinlich im ausgehenden Oligozän mit der Schüttung der granitischen Sandsteine ein, deren Hauptteil aber sicher im untersten Miozän abgelagert wurde (z.B. BüCHI et al. 1965b). Wie die noch nicht endgültig ausgewerteten seismischen Untersuchungen der NAGRA zeigen, wird die Struktur der Malmoberfläche zwischen Brugg und dem Irchel allerdings nicht so einfach sein, wie sie auf Beilage 3 nur schematisch dargestellt wurde. Im Abschnitt Freienwil - Niederweningen dürfte unser Profil eine den Lägern vorgelagerte, flache Aufschiebung queren, welche wahrscheinlich die Hauptverwerfung des Permokarbontrog-Südrandes markiert (siehe MUELLER et al. 1984: Profil 1).

Wie auf den Querprofilen (Fig. 8 - 16) noch im einzelnen zu sehen sein wird, wurde nach der Ablagerung des ersten Zyklus der oberen OMM dieser und wohl überall auch ein Stück der liegenden unteren Abteilung wieder erodiert, was auf tektonische Aktivitäten (Hebungen) während des Ottnangs im Gebiet des Profils C hinweist (siehe auch Querprofile, insbesondere Beilage 4 und Fig. 14). Dieses Phänomen deckt sich gut mit der vielerorts beobachteten Bildung von beckenparallelen Hochstrukturen (z.B. Albsteinschwelle; BüCHI 1965b:103) zu dieser Zeit. Somit liegt das obere "Helvet" oder das Karpat transgressiv direkt auf unterer OMM, und geht ohne Hiatus langsam über in die OSM s.l. Die Ablagerungen des ersten Zyklus der oberen OMM, mittleres Helvet oder oberes Ottnang, fehlen hier also sekundär (Austernnagelfluhen, Baltringer- und sandige Deckschichten).

Darüber liegen die Reste der Oberen Süsswassermolasse s.l., welche im Osten, abgesehen von oberen Teilen des Schienerberges, aus Glimmersanden besteht. Westlich des Irchel aber findet man eine feindetritische Mischfazies zwischen radial vom Hörnlifächer und axial von Osten geliefertem Material (siehe auch 2.2.2.3).

Als breiter Grabenbruch erscheint die ungefähr SE - NW streichende und deshalb unser Profil ca. im rechten Winkel schneidende Verlängerung des Bodensees. Dieses Bruchmuster gehört zur grossen Störungszone Lenzkirch - Bondorf (siehe HUBER & HUBER 1984), deren engerer Bereich in unserem Profil im Westen von der Schienerbergstörung und im Osten von der Mindelsee-Verwerfung begrenzt wird (z.B. SCHREINER 1974:166).

Das mächtige Quartärbecken unter dem Zeller-See wird auf wiederholte glaziale Erosion zurückgeführt, indem die von den Alpen abfliessenden Eismassen schon früh durch auch im Quartär noch aktive Senkung des Bodenseegrabens entlang dieser Bruchzone kanalisiert wurden (HOFMANN 1982: Fig. 17b; SCHREINER 1974:170; PAVONI 1984). Die westlichen Brüche zwischen Trüllikon und Schlattingen können nicht direkt beobachtet werden, sind aber aus dem Zusammenhang plausibel. Etwas weiter nördlich, am E-Cholfirst, zieht allerdings eine ostvergente Abschiebung durch (SCHREINER 1974; HÜBSCHER 1961K). Im Gebiet zwischen Trüllikon und Schlattingen müsste auch eine allfällige Fortsetzung der Randenverwerfung zu suchen sein, welche ebenfalls zu diesen herzynisch streichenden, zumindest seit der ausgehenden OMM aktiven Bruchzone gehört.

2.3.4.4 Profil 1: Bohrung Kreuzlingen - Hegau - Hochranden (Beilage 4, Fig. 8 + 9)

SCHREINER (1974) hat in den Erläuterungen zum Blatt Konstanz 1:50'000 der geologischen Karte von Baden-Württemberg eine ausgezeichnete Beschreibung des Hegaus und besonders der tertiären Sedimente vorgelegt, wobei auch die Vielfalt der tektonischen Phänomene eingehend beschrieben wird. Die folgenden Ueberlegungen stützen sich deshalb zumindest nördlich des Unterseegebietes weitgehend auf die Arbeiten von SCHREINER (1961ff).

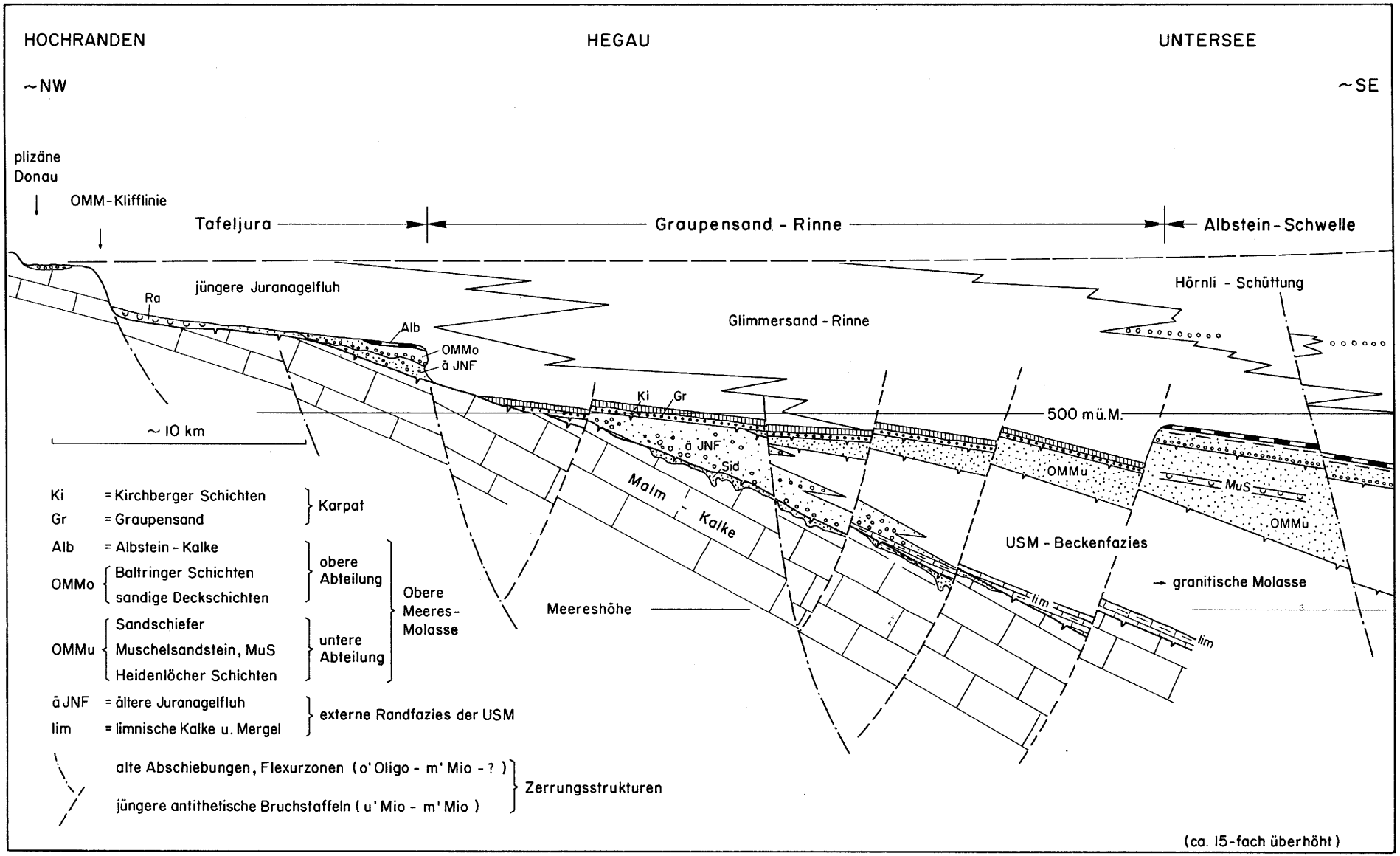


Fig. 8: Stratigraphie und Tektonik im Gebiet von Profil I
am Ende der Molassesedimentation, ohne Vulkanismus.
Interpretiert nach Schreiner 1974 und Beilage 4.

Zwischen dem Hochranden und Kreuzlingen ist das mesozoische Substrat recht gut bekannt und kann deshalb auch einige Hinweise auf den Ablauf der tektonischen Geschichte dieses Gebietes geben (z.B. Figur 8). Der liegende Malm dürfte etwa bis in die Gegend der Thermalwasserbohrung Singen (SCHREINER 1967) ziemlich vollständig sein (Schwammkalke des weissen Jura ζ), wobei Bolustone bei Kreuzlingen und Berlingen, nicht aber bei Singen angetroffen wurden.

Im Untersee-Gebiet setzt über den siderolithischen Bildungen ("obereozäne Peneplain") im "Chatt" (BüCHI et al. 1965b) die Subsidenz und damit die Ablagerung der USM ein. Diese "Transgression" wird, wie Beilage 4 zeigt, nach Nordwesten generell jünger. Sie wird an der Basis von feindetritischen, zum Teil kohligen und limnischen Kalken dominiert (BüCHI 1965b; SCHREINER 1974:47). Die USM (granitische Molasse) verzahnt sich zwischen Hilzingen und Beuren am Ried mit der von NW gelieferten älteren Jura-Nagelfluh, welche auf einer unregelmässigen, von Rinnen geprägten Erosionsfläche zum Teil weit in den Malm hinuntergreift (SCHREINER 1965:Abb. 29, 31). Die Schüttung ist ohne Zweifel auf eine Hebung des Hinterlandes (Schwarzwald) zurückzuführen, währenddem sich das Molassebecken senkte. Eine entsprechende "Scharnierzone" oder "Kippungsachse" wäre im Verzahnungsbereich der beiden Schüttungen zu suchen. Tatsächlich kann man südöstlich Blumenberg eine während des "Aquitans" synsedimentär aktive, flexurartige Bruchzone feststellen (Randflexur), wo dann später auch während der OSM Bewegungen nachgewiesen werden können (Verlängerung der Immendinger Flexur; SCHREINER 1974; siehe auch Fig. 8).

Nordwestlich dieser Flexur reicht die weiteste Transgression der unteren Abteilung der OMM (Randengrobkalk) auf einer intramolassisch erosiv überprägten Fläche auf unterem Malm über das Aitrachtal hinaus bis zu einer weiter im Nordwesten gelegenen Klifflinie (z.B. LEMCKE 1984: Abb. 14). Beckenwärts liegt zum Teil mit einem ausgeprägten Basiskonglomerat die untere OMM ("Burdigal") auf "oberaquitanen" Mergeln der USM. Sie setzt sich hier aus den liegenden, gröbersandigen Heidenlöcherschichten und den hangenden Sandschiefern (+ Flammenmergel) zusammen, im mittleren Teil oft durchsetzt von Muschelsandsteinlagen.

Im Bereich der nachmaligen Graupensandrinne werden diese Sande während der oberen OMM grösstenteils wieder erodiert. Diese Rinnenbildung (Grobsandzug z.T., siehe WERNER 1966) entlang dem äusseren Bereich des Molassebeckens (Graupen- und Glimmersandrinne) kann schematisch mit einer leicht zu Grabenbildung neigenden Zerrungstektonik erklärt werden (siehe Figur 8).

Südlich dieser Rinnenzone liegt die obere Abteilung der OMM, wiederum mit einer groben Basisbildung (Baltringer Schichten, alpines Konglomerat), über den "unterhelvetischen" Sandschiefern. Sie reicht über Bodmansand und Deckschichten bis in die terrestrischen Exsudationskalke des Albsteins (Oberottnang, evtl. auch Karpat; siehe NäGELE 1962).

Im NW reichen die marinen Lagen des Ottnang und Karpat nur noch bis in die Gegend der Flexur bei Blumenfeld. Weiter extern finden wir noch Reste von Helicidenmergeln und albsteinartigen Bildungen. Die Ablagerungen des Karpat beschränken sich sogar auf einen breiten, rinnenartigen Bereich (Graupensandrinne), welcher im Südosten von der Hochzone des Albsteins begrenzt wird. Diese ganze, differenzierte Situation soll, als Ergänzung zu Beilage 4, die Figur 8 veranschaulichen.

Grob verallgemeinernd kann die sukzessive Zergliederung des Ablagerungsraumes im externen Molassebecken während des Untermiozäns als Folge von beckenparallelen Zerrungsstrukturen gesehen werden; eine gewisse Grabenbildung, wie sie auch weiter westlich beobachtet wird, deutet auf "Setzungserscheinungen" über instabilen Zonen im mesozoischen (oder paläozoischen?) Untergrund.

In einer letzten grossen Subsidenzphase wird die OSM (Hörnlischuttfächer) radial von den Alpen her geschüttet, axial erfolgt die Sedimentation der Glimmersande und von NW kommt als Erosionsprodukt des sich hebenden Schwarzwaldes die jüngere Juranagelfluh hinzu. Interessant ist hierbei ein deutliches Progradieren des Hörnli-Schuttfächers nach NW, vor allem zur Zeit der Konglomeratstufe und der jüngsten OSM, was sich auf verstärkte tektonische (Hebungs-)Aktivität im Alpenraum zurückführen lässt. Die Interferenzzone zwischen den radialen Schüttungen von Alpen und Schwarzwald kann als eine Art Scharnierzone (Schwächezone?) zwischen zwei sich isostatisch verschieden verhaltenden Gebieten bezeichnet werden. Als topographisch tiefste Lage dient sie der Entwässerung des nördlichen Alpenvorlandes nach Westen (Glimmersand-Stromsystem; siehe HOFMANN 1969).

Zwischen Blumenfeld und Kreuzlingen verläuft das Profil durch die Bruchfelder des Boden- resp. Untersees, deren Aktivität wahrscheinlich im ausgehenden Untermiozän einsetzt und zum Teil bis heute andauert (siehe Seismotektonik). Eine Netto-Hebung seit dem Zustand zur "obereozänen Peneplain" = Zeitbasis der Darstellung wird typischerweise nur im Nordwesten, im Bereich der Juranagelfluh registriert, wo seit Beginn der Molassesedimentation tendenziell eher Hebung als Senkung stattgefunden hat. Heute liegt die ehemals durchgehend auf ± 0 m gelegene "obereozäne Peneplain" bei Kreuzlingen um -1200 m, unter dem Schienerberg bei ± 0 m und im

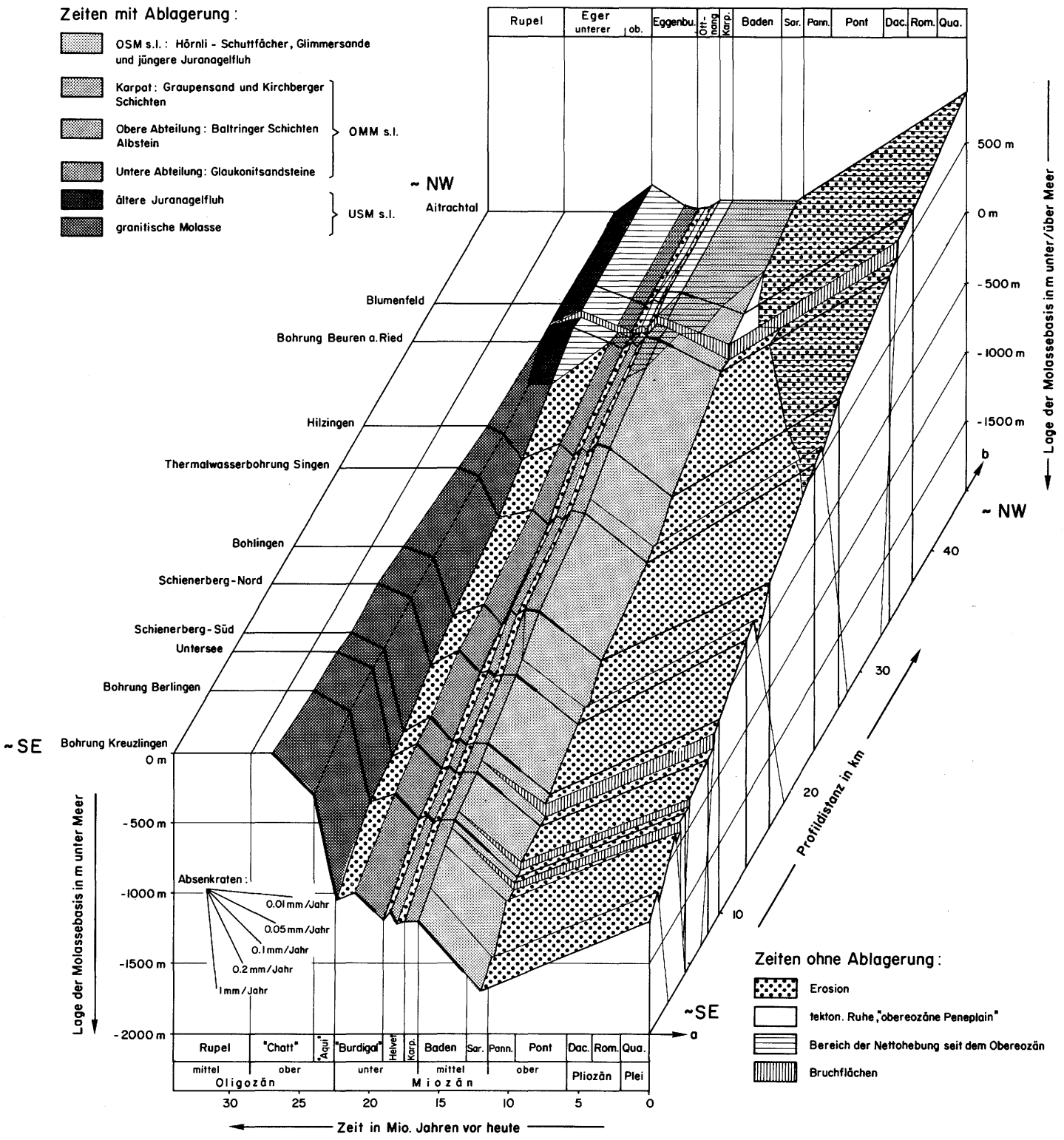


Fig. 9 : Profil I - Hochranden - Hegau - Bohrung Kreuzlingen
Rekonstruktionsversuch als Raum/Zeit - Schaubild

Aitrachtal bei ca. +850 m ü.M., dies ergibt zwischen dem Hochranden und dem Unterseegebiet ein durchschnittliches Gefälle von ca. 4 %. Fig. 9 soll diese Bewegungen als Raum/Zeit-Diagramm plastisch darstellen.

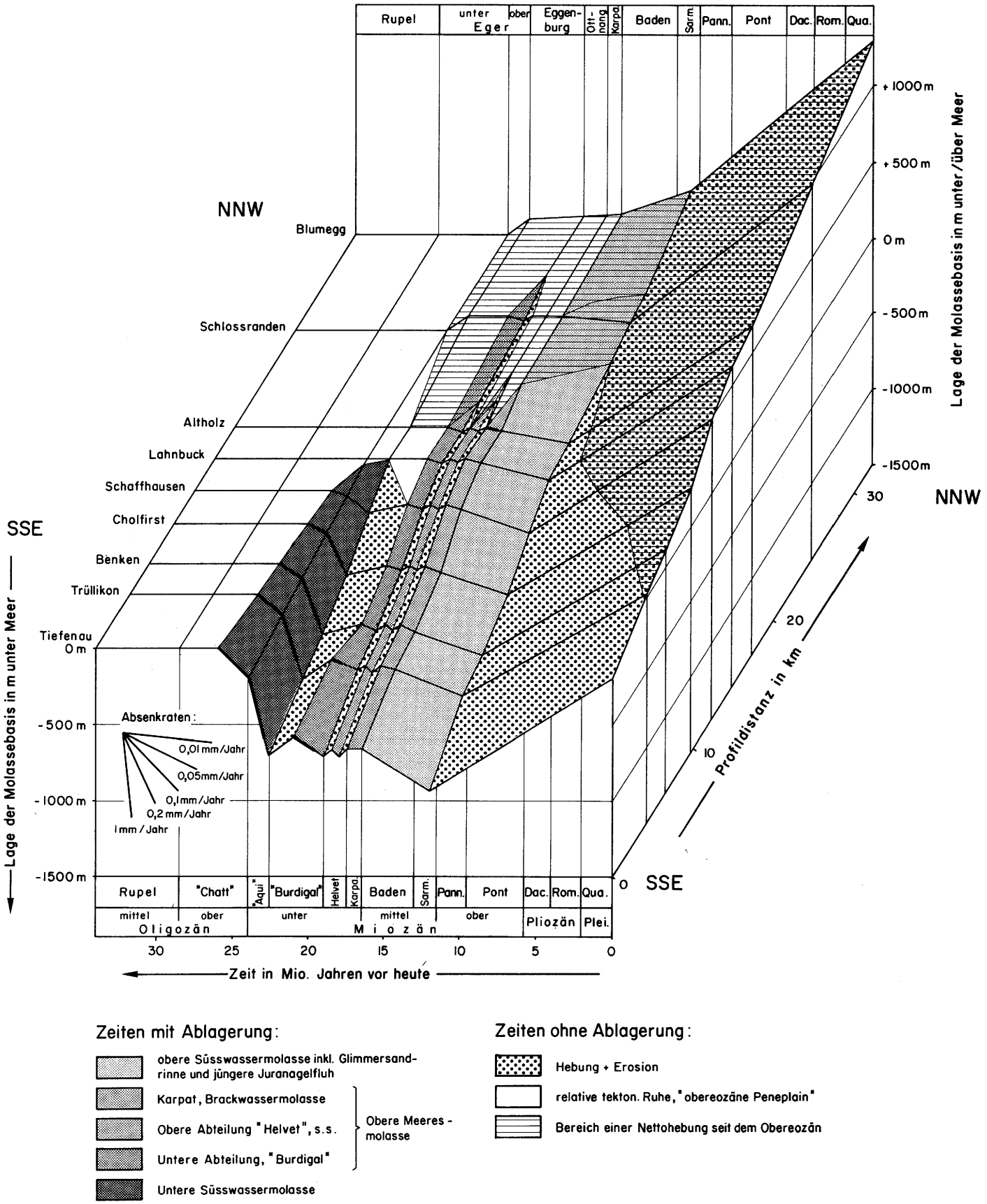
2.3.4.5 Profil 2: Thurtal - Schaffhausen - Hochranden (Fig. 10)

Profil 2 zeigt prinzipiell ein ähnliches Bild wie Profil 1 (Fig. 9). Im Laufe des unteren Miozäns lässt sich zwischen Cholfirst und Lahnbuck eine deutliche, zum Molassebecken hin abfallende Randflexur nachweisen. An ihr keilen sowohl die USM wie auch die Transgressionen der oberen Abteilung der OMM aus, sie kann also als synsedimentär aktiv betrachtet werden (Nordrand des Permokarbontroges?).

Obwohl hier keine Ueberreste einer älteren Juranagelfluh nachgewiesen wurden, dürfen wir annehmen, dass synchron zur Absenkung im Becken der Tafeljura im externen Bereich gehoben wurde und einem erosiven Regime unterlag. Beim Schlossranden und der Blumegg steigen deshalb die Kurven an, während sie südöstlich der Randflexur bei Schaffhausen absinken (Fig. 10).

Die berühmte Klifflinie des OMM-Meeres im untern Ottnang (Randengrobkalk) liegt allerdings noch weiter im NW am Fuss des Blumbergs, wobei diese weiteste Meerestransgression wiederum, wie in Profil 1, auf deutlich erosiv überprägtem Malm ohne Siderolithikum aufliegt (externe "vindobone Peneplain").

Der Bereich einer Netto-Hebung seit der "obereozänen Peneplain" greift relativ weit ins Molassebecken hinein (bis ca. nach Trüllikon); wir befinden uns hier im Gegensatz zu Profil 1, welches ungefähr im Grabenbruch des Bodensees verläuft, offenbar eher auf einer strukturellen postmolassischen Hochzone.



Zeiten mit Ablagerung:

- obere Süsswassermolasse inkl. Glimmersandrinne und jüngere Juranagelfluh
- Karpat, Brackwassermolasse
- Obere Abteilung "Helvet", s.s.
- Untere Abteilung, "Burdigal"
- Untere Süsswassermolasse

} Obere Meeresmolasse

Zeiten ohne Ablagerung:

- Hebung + Erosion
- relative tekton. Ruhe, "obereozäne Peneplain"
- Bereich einer Nettohebung seit dem Obereozän

Fig. 10 : Profil 2 - Thurtal - Schaffhausen - Hochranden
Rekonstruktionsversuch als Raum / Zeit - Schaubild

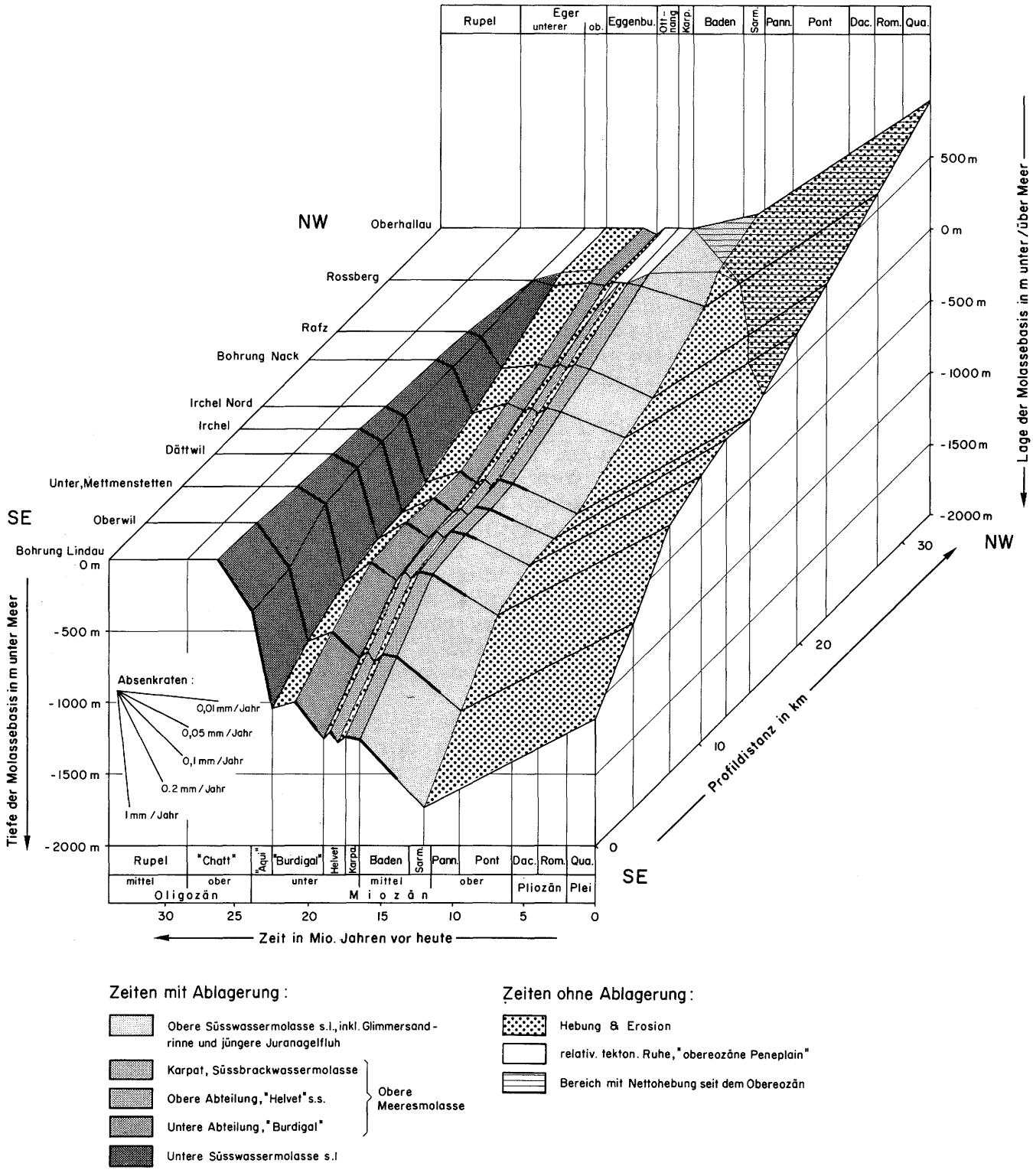
2.3.4.6 Profil 3: Bohrung Lindau/ZH - Irchel - Klettgau (Fig. 11)

Von der wiederum sehr schön sichtbaren externen Randflexur des Molassebeckens in der Gegend des Rossbergs, wo sowohl USM als auch die obere OMM auskeilen, reicht dieses Profil schon ziemlich weit ins Molassebecken hinein. Die nach SE stetig zunehmende Subsidenz während der granitischen Molasse im obersten Oligozän und im "Aquitan" beträgt ca. 30 km von der Randflexur entfernt bei der Bohrung Lindau schon über 1000 m, was einem durchschnittlichen Gefälle von ca. 2° oder 3.3 % entspricht.

Bis zum Ende des unteren Miozäns nimmt die Tertiärauflage eine charakteristische Struktur an: ein relativ flacher Abschnitt Mettmenstetten - Dättwil - Irchel wird sowohl im NW (vom Irchel bis zum Rossberg, wie auch im SW (von Mettmenstetten bis zur Bohrung Lindau) von steileren Bereichen flankiert. So gewinnt man den Eindruck, als wäre ein ca. 8 km breites Segment der regelmässig zum Beckeninnern abfallenden Tertiärauflage gegenüber einer direkten Ideallinie (Gerade) zusätzlich abgesackt; der Verlauf der "obereozänen Peneplain" präsentiert sich leicht S-förmig. Dieses wichtige Phänomen wird in Kapitel 2.4.3 noch genauer beleuchtet. Jedenfalls ist deutlich, dass das Molassebecken seit dem ausgehenden "Burdigal" durch zwei gestaffelte Randflexuren extern abgegrenzt wird (siehe auch BRANDENBERGER 1925: Fig. 1; VON BRAUN 1953: Fig. 1).

Ein S-förmiger Verlauf der ehemaligen "obereozänen Peneplain" erscheint heute gegenüber dem Ende der OMM noch ausgeprägter; ob dies bloss auf weitergehende differentielle Senkung und Hebung oder aber Ueberprägung durch einen geringen Horizontalschub zurückgeführt werden kann, muss vorderhand offen bleiben. BENDEL (1923) jedenfalls glaubt leichte Falten zu erkennen und auch aus der Kartierung von WEBER (1928) ist eine beckenparallel über den Irchel streichende Antiform gut ableitbar (siehe auch BUECHI 1958b).

Die Zone mit einer Netto-Hebung seit der "obereozänen Peneplain" reicht wiederum ca. 10 km über die Randflexur beim Rossberg nach SE ins Molassebecken hinein (wie bei Profil 2).



Zeiten mit Ablagerung :

- Obere Süsswassermolasse s.l., inkl. Glimmersand-rinne und jüngere Juranagelfluh
- Karpat, Süssbrackwassermolasse
- Obere Abteilung, "Helvet" s.s.
- Untere Abteilung, "Burdigal"

} Obere Meeresmolasse

- Untere Süsswassermolasse s.l

Zeiten ohne Ablagerung :

- Hebung & Erosion
- relativ. tekton. Ruhe, "obereozäne Peneplain"
- Bereich mit Nettohebung seit dem Obereozän

Fig. II : Profil 3 - Bohrung Lindau/ZH - Klettgau
Rekonstruktionsversuch als Raum/Zeit - Schaubild

2.3.4.7 Profil 4: Bohrung Küsnacht - Bohrung Weiach - Klettgau (Beilagen 5 + 6, Fig. 12)

Für Profil 4 wird die Konstruktion eines Raum/Zeit-Diagrammes im Detail gezeigt, was im Kapitel 2.3.3.2 kurz besprochen wurde. Das Profil reicht von der deutlich fassbaren nordwestlichen Randflexur zwischen Eck/Bergöschingen und Birnberg fast 40 km ins Molassebecken hinein, wo bei der Bohrung Küsnacht vom Beginn der Subsidenz (ca. mittleres "Chatt") bis zum Ende der Molassesedimentation eine gesamte, nur von zwei kurzen Erosionsphasen unterbrochene Absenkungsrate von ca. 2.6 km verzeichnet wird. Hier kann im "Aquitan" eine maximale mittlere Absenkung von annähernd 1 mm pro Jahr ermittelt werden (siehe auch Tabelle 2, Abschnitt 3.1.1.1).

Die Subsidenz während der USM erfolgt noch weitgehend gleichförmig, indem sie von der Randflexur gegen das Beckeninnere über den gleichen Zeitraum stetig zunimmt. Im unteren Miozän aber bildet sich (analog zum Bild von Profil 3, Fig. 11) zwischen Hofstetten und dem Stadlerberg eine Depression des idealen Verlaufs der Isochronen aus. Ein Vergleich der Struktur der Tertiärauflage während der ausgehenden OMM mit späteren Zuständen zeigt die progressive Verformung im Abschnitt zwischen Müliberg und Neerach, welche als östliche Fortsetzung der Lägern angesehen werden kann.

Ob sich diese Differenzierung im Untergrund als erste frühe (untermiozäne) Faltung der nach Osten ausklingenden Lägern interpretieren lässt, bleibt jedoch mehr als zweifelhaft. Vielmehr dürfte es sich um ein Einsinken der mesozoischen und tertiären Sedimente an reaktivierten, altangelegten Störungen über dem heute bekannten Permokarbontrog handeln. Dessen Südrand fällt vermutlich ungefähr mit der Lage der Lägernstruktur zusammen (siehe Beilage 5, palinspastische Rekonstruktion), was auch aus den seismischen Untersuchungen der NAGRA deutlich hervorgeht (siehe MÜLLER et al. 1984, Beilage 2, Profil 1).

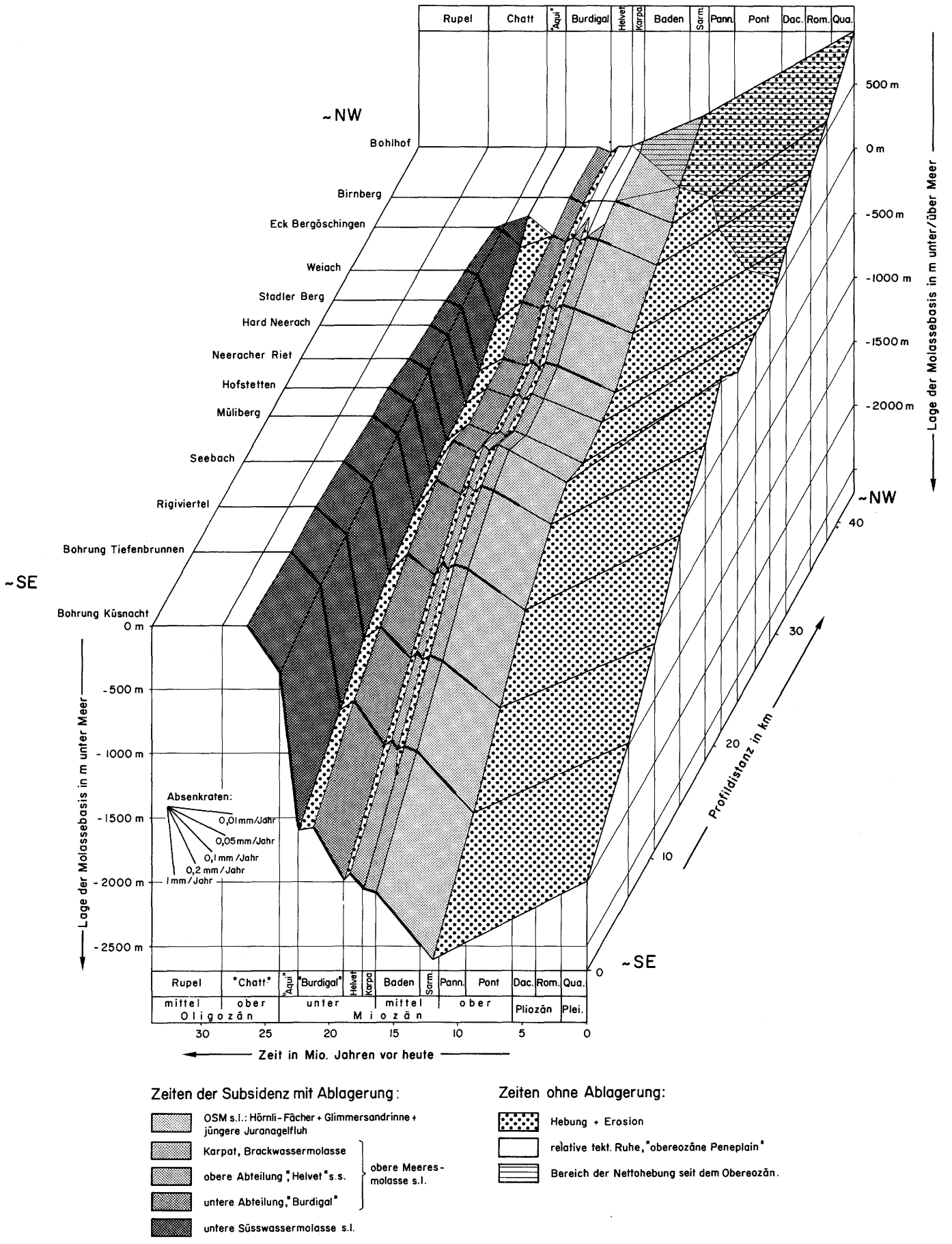


Fig. 12 : Profil 4 - Bohrung Küsnacht - Klettgau
Rekonstruktionsversuch als Raum / Zeit - Schaubild

Dieses Einsinken muss man sich nicht als Folge von Kompaktion sondern als Subsidenz infolge Grabenbildung durch generelle Zerrungstektonik vorstellen (siehe auch Fig. 21 und 22), wie das ja auch in den Profilen 1 - 3 zur Geltung kommt. Der "postaquitan" leicht S-förmige Kurvenverlauf zeigt wiederum deutlich zwei Randflexuren.

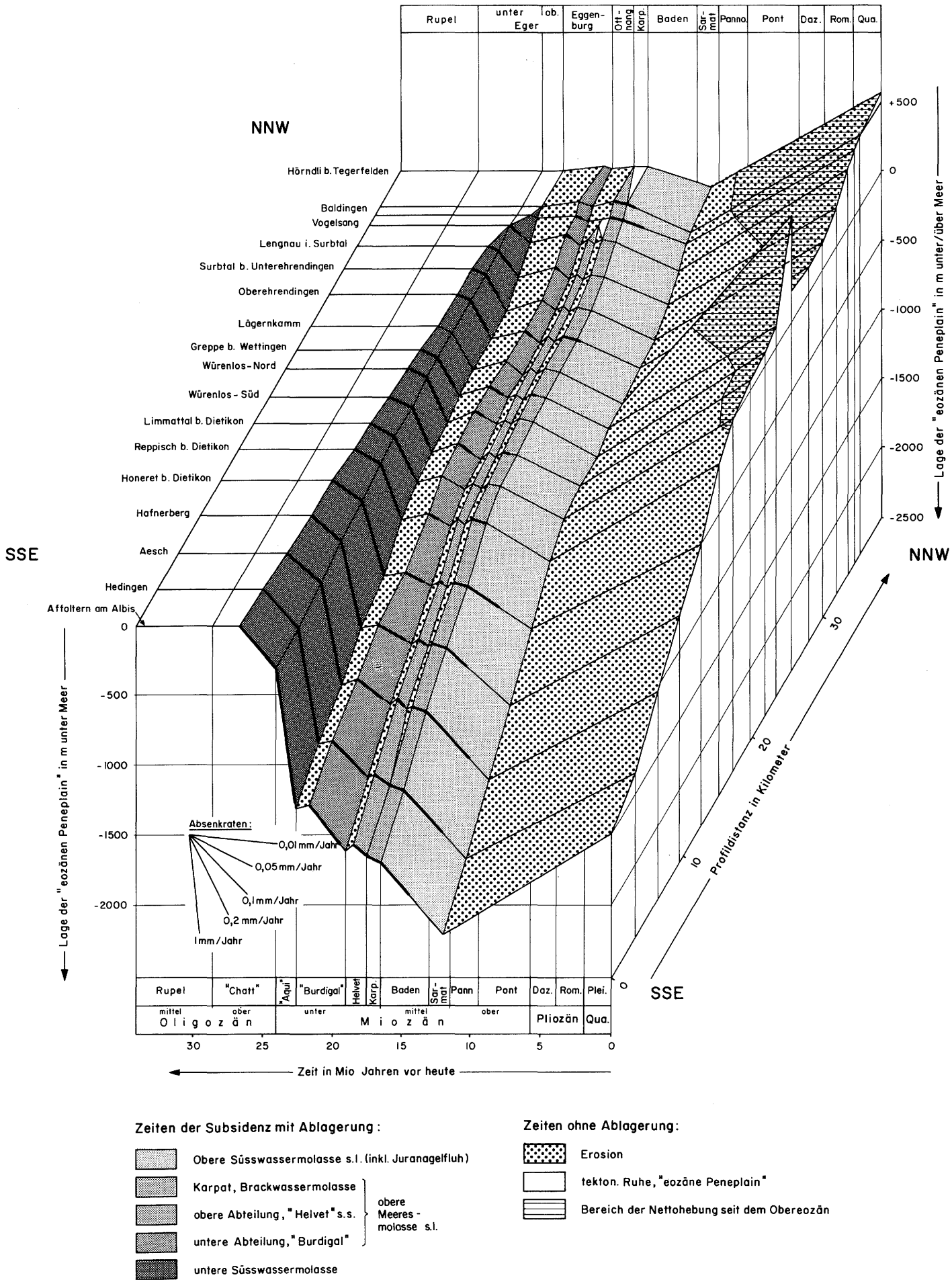
Eine Tendenz zu differentiellen Bewegungen in diesem Gebiet scheint schon im Paläogen zu bestehen, ist hier doch unter den siderolithischen Bildungen vom liegenden Mesozoikum prämolassisch deutlich weniger erodiert worden als im SE und NW (siehe Beilage 6: liegendes Mesozoikum).

Eine Netto-Hebung seit der Zeitbasis (= "obereozäne Peneplain") reicht von der Randflexur nicht mehr so weit ins Molassebecken hinein, wie in den Profilen 2 und 3. Dies könnte besagen, dass Profil 4 in einem Bereich verläuft, wo die regionale, postmolassische Grundgebirgshebung nicht mehr so gross ist wie weiter im Osten. Zwischen den Profilen 4 und 1 scheint also eine obermiozän-pliozäne Hochstruktur von + NW nach + SE zu ziehen, was auf Profil A (Bohrungen Herdern und Berlingen) ebenfalls erahnt werden kann (SSW-Schulter des Bondorf-Bodensee-Grabens). Insgesamt könnten hier Höhenlinienpläne sowohl auf die Tertiätbasis wie auch auf die Basis der OSM (siehe LEMCKE 1984: Abb. 10 und 14) mehr Klarheit schaffen.

2.3.4.8 Profil 5: Affoltern/Albis - Lägern - Zurzach (Fig. 13 und 14)

In diesem NNW-SSE-Profil sind generell ähnliche Tendenzen verfolgbar, wie in den Profilen 1 - 4. Weil aber die Informationen gerade im wichtigen Abschnitt über die Lägern doch recht lückenhaft sind, ergibt sich ein mit relativ vielen Unsicherheiten behaftetes und deshalb nicht sehr aussagekräftiges Bild. Der S-förmige Verlauf der Tertiärauflage kann nicht mehr als ganz so typisch bezeichnet werden, obwohl sich zwischen Würenlos und dem Surbtal doch im Laufe des Miozäns auch eine gewisse Verflachung ausbildet, die sowohl extern wie auch intern von steileren Zonen (Randflexuren) begrenzt wird. Das Phänomen kann analog zu Profil 4 interpretiert werden.

Zwischen Baldingen und Vogelsang liegt die Endinger Flexur, welche sich schon im "Aquitan" als deutliche externe Grenze der USM auszeichnet (siehe VON BRAUN 1953; Kapitel 2.4.1).



Zeiten der Subsidenz mit Ablagerung:

- Obere Süsswassermolasse s.l. (inkl. Juranagelfluh)
- Karpat, Brackwassermolasse
- obere Abteilung, "Helvet" s.s.
- untere Abteilung, "Burdigal"

} obere Meeres-molasse s.l.

- untere Süsswassermolasse

Zeiten ohne Ablagerung:

- Erosion
- tekton. Ruhe, "eozäne Peneplain"
- Bereich der Nettohebung seit dem Obereozän

Fig. 13 : Profil 5 - Affoltern/Albis - Lägern - Baldingen
Rekonstruktionsversuch als Raum / Zeit - Schaubild

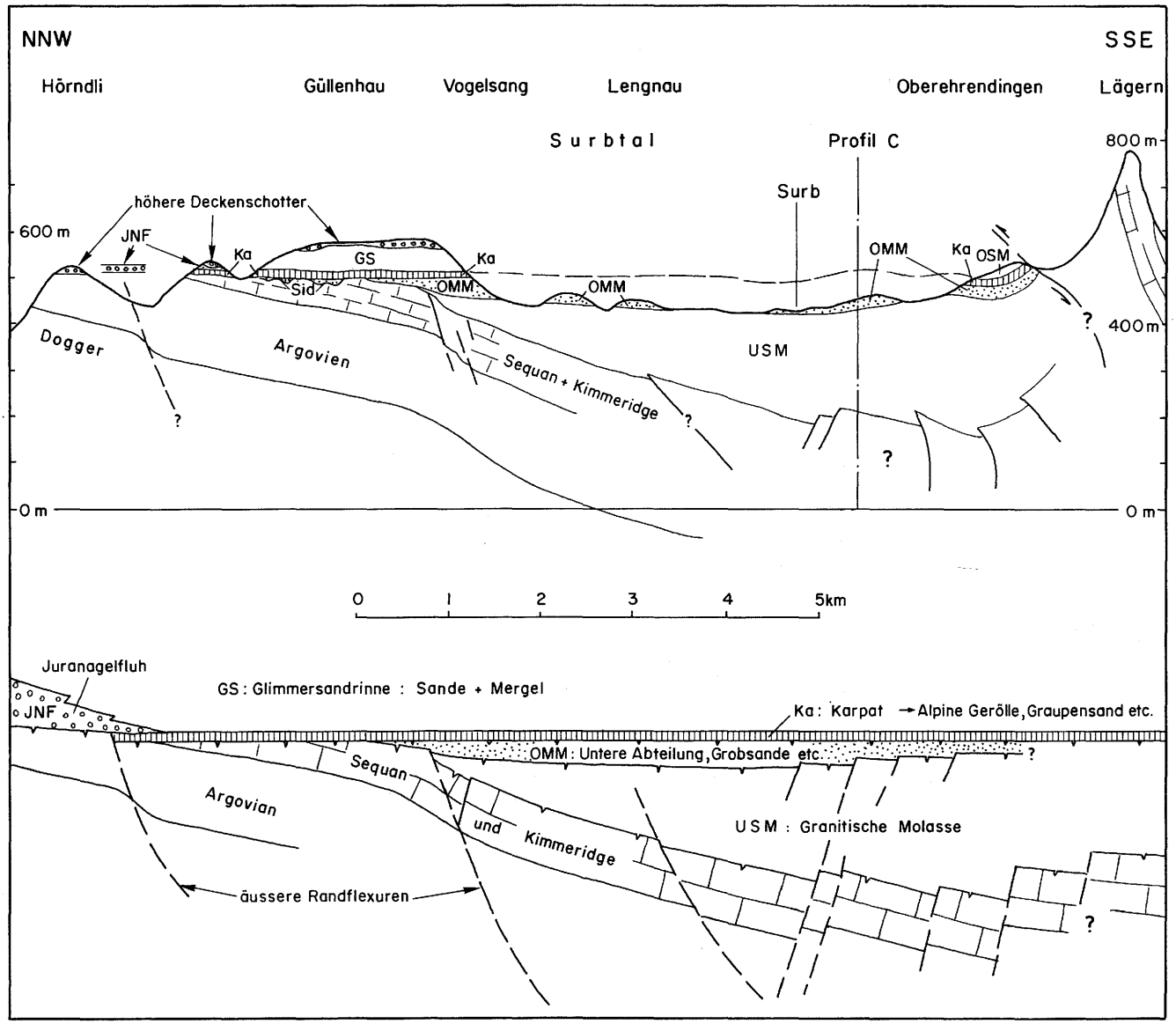


Fig. 14 : Geologischer Überblick von Profil 5 nördlich der Lägern und interpretierte Rekonstruktion der Lagerung während dem mittleren Miozän (OSM s.l.).

Die Entwicklung der OMM spielt sich nach prinzipiell demselben Muster ab wie es für Profile 1 - 4 typisch ist. Jedenfalls unterscheiden sich die Faziestypen der "oberburdigalen bis unterhelvetischen" OMM nördlich (Grobsande und Grobkalke) und südlich (Napfschüttungen, Muschelsandsteine) der Lägernzone schon deutlich (BüCHI & HOFMANN 1960; siehe auch 2.2.2.3.A). Demzufolge dürfte sich die Hochzone im Bereich der heutigen Lägern im Laufe der OMM entwickelt haben.

Der postmolassische Zusammenschub beträgt hier an den Westlägern schon mindestens 1.5 km. Die südliche Flanke der Lägern wird weit über ihre Umgebung emporgehoben, was die Netto-Hebung seit der eozänen Peneplain natürlich verfälscht, d.h. zur vertikalen Hebung aufgrund von "basement-uplift" trägt eine durch horizontales "decollement" bedingte Aufschiebung zur Hebung unseres Zeithorizontes bei.

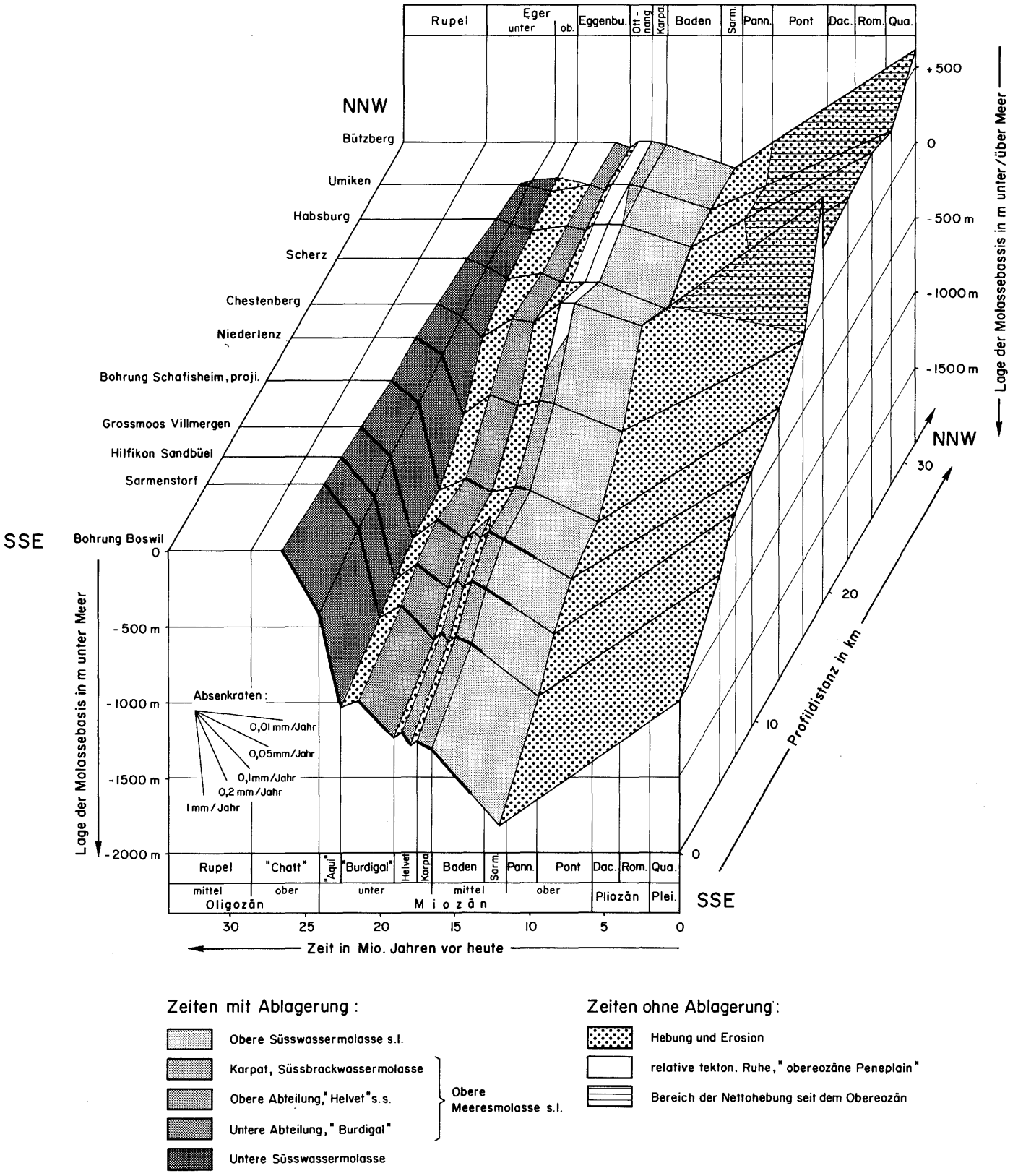
2.3.4.9 Profil 6: Bohrung Boswil - Chestenberg - Bützberg (Fig. 15)

Für die Rekonstruktion des Profiles 6 (Fig. 15) waren die Informationen abschnittweise recht unterschiedlich. Nördlich der Habsburg und südlich des Chestenberges sind sehr detaillierte Angaben vorhanden (MüHLBERG 1904K, 1905; BüCHI 1958c; JäCKLI 1966; GYGI 1961 unpubliziert; HOFMANN & GYGI 1961; NEFF-Schlussbericht 1980 etc.). Dazwischen sind die Zusammenhänge nicht ganz klar. Jedenfalls ergibt sich ein von den klaren Strukturen östlich der Limmat/Aare-Linie abweichendes Bild. Soweit überhaupt eine durchgehende Rekonstruktion machbar ist, lässt sich folgendes feststellen:

- Während der USM erfolgt über das ganze Profil uniforme, nach intern zunehmende Absenkung mit einem Auskeilen der Sedimente an einer nordwestlichen Randflexur bei Umiken. Es ist zwar auch denkbar, dass die Ablagerungen der granitischen Molasse noch weiter nach Nordwesten transgredierten, nur wären uns dafür keine Anhaltspunkte mehr überliefert.

  Jedenfalls ergibt sich zwischen Umiken und Riniken eine Flexurzone, welche möglicherweise über den Bruggerberg mit der Siggenthaler Antiform zusammenhängt (siehe HALDIMANN et al. 1984); über ihr Alter kann allerdings nichts näheres gesagt werden.

- Im Laufe der OMM wird der bis zum Ende des "Aquitan" noch weitgehend uniform nach SSE fallende Untergrund in zwei S-förmige Flexuren oder Knickzonen (PAVONI 1958) umgestaltet. Eine externe Depression bildet sich zwischen dem Aarelauf und dem Chestenberg, eine



Zeiten mit Ablagerung:

- Obere Süsswassermolasse s.l.
- Karpat, Süssbrackwassermolasse
- Obere Abteilung, "Helvet" s.s.
- Untere Abteilung, "Burdigal"

} Obere Meeresmolasse s.l.

- Untere Süsswassermolasse

Zeiten ohne Ablagerung:

- Hebung und Erosion
- relative tekton. Ruhe, "obereozäne Peneplain"
- Bereich der Nettohebung seit dem Obereozän

Fig. 15 : Profil 6 - Bohrung Boswil - Chestenberg - Bützberg
Rekonstruktionsversuch als Raum/Zeit - Schaubild

interne südlich des Chestenberges zwischen Lenzburg und Villmergen. Während die untere Abteilung der OMM im unteren Helvet als weiteste Meerestransgression wahrscheinlich noch das gesamte Gebiet bis weit in den Tafeljura hinein überflutet (MUEHLBERG 1905), keilt der erste Zyklus der oberen Abteilung schon bei Villmergen aus (BüCHI 1958c). Der zweite, karpatische Zyklus ist bis an den Fuss des Chestenberges verfolgbar. Jedenfalls muss die differentielle Hebung des Chestenberggebietes bis zum Ende der unteren Abteilung der OMM nach HOFMANN & GYGI (1961) schon so weit fortgeschritten gewesen sein, dass das gesamte bis dahin abgelagerte Tertiär wieder erodiert werden konnte: Ein wahrscheinlich "oberstburdigales" (unter-helvetisches?) Strandkonglomerat liegt dort direkt auf Malm. Aufgrund von Vergleichen mit den Verhältnissen weiter im Osten müsste diese Bildung allerdings als jünger und der oberen Abteilung der OMM angehörend betrachtet werden. Es ist unwahrscheinlich, dass sich hier schon im "Burdigal" so massive Hebungen ereigneten, während davon weiter östlich kaum etwas zu verspüren ist. Im Ottnang und Karpat allerdings entstehen entlang alpin streichenden Brüchen ausgeprägte Hochzonen (Albstein; siehe auch BüCHI et al. 1965b).

- Jeweils über den SE-Kanten dieser beiden Depressionen (im Gebiet der Bohrung Schafisheim und bei Scherz) bildeten sich während dem Zusammenschub im Obermiozän/Pliozän zwei deutliche Falten aus. Die nördliche, der Chestenberg, nahm dabei den grössten Teil der Verkürzung auf. Die südliche Falte zeigt sich als sanfte Antiklinale mit Kulmination wenig südlich Schloss Lenzburg (siehe auch MüLLER et al. 1984: Beilage 3, Profil 3). Zwei weitere Antiklinalen folgen 2 km resp. 3 km weiter südlich mit einem Antiklinalanstieg von rund 50 m (JäCKLI 1966:21, Tafel II). Die externen Falten nördlich des Chestenberges können wohl als eine Art Vorfalten verstanden werden (?).

In Profil 4 (Fig. 12, Beilagen 5 und 6) wird klar, wie die untermiozän angelegten, beckenparallelen (?) Strukturen die Anlage und den Verlauf des später erfolgenden Faltenwurfes während dem Zusammenschub vorbestimmt haben.

2.3.4.10 Profil 7: Bohrung Pfaffnau - Oberer Hauenstein - Basler Tafeljura (Fig. 16)

Profil 7 soll als Versuch gewertet werden, mit sehr lückenhaften Angaben doch noch ein zusammenhängendes Bild erreichen zu wollen. Dafür ist es unumgänglich, die Rekonstruktion nach einem von den weiter östlich gewonnenen prinzipiellen Zusammenhängen bestimmten Modell vorzugehen.

Gerade die Gegend um Aarwangen hat wegen der hier besonderen Ausbildung der Molasse (Oelsande, Wynauer Kalk) schon früh die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gezogen (z.B. MÜHLBERG & NIGGLI 1913; HEIM & HARTMANN 1919; ERNI & KELTERBORN 1948). Später wurde die Region im Zusammenhang mit den Erdölbohrungen bei Pfaffnau und Altishofen erneut detailliert untersucht (VONDERSCHMITT & TSCHOPP 1953; SCHUPPLI 1957; HOFMANN 1968a; MAURER et. al. 1982 etc.). Etwas weiter im Osten (bei Olten - Aarburg und Umgebung), sind über die Struktur und Bedeutung der BORN-Antiklinale in Beziehung zum Faltenjura ebenfalls schon etliche geologische Arbeiten publiziert worden (HEIM & HARTMANN 1919; KEHRER 1922; GOLDSCHMID 1965 etc.). Auch nicht publizierte seismische Profile tragen zur Kenntnis dieser Gegend wesentlich bei. Trotzdem besteht noch ein beträchtlicher Spielraum für eine genetische Interpretation dieses Gebietes. Folgendes scheint aber gesichert zu sein:

- Wir befinden uns im Bereich des östlichen Faltenjuras; die Dislokation durch Fernschub des oberen Mesozoikums und des Tertiärs beträgt zwischen den Bohrungen Pfaffnau-Süd und dem autochthonen Basler Tafeljura (Lampenberg) ca. 8 km (Modell LAUBSCHER 1965:265, ergänzt durch eigene Rekonstruktionen). Dieser Zusammenschub kommt allerdings in Beilage 5 nicht zur Geltung, weil es sich gemäss Bedingungen im Kapitel 2.3.2 hier um abgewickelte Distanzen, d.h. eine palinspastische Rekonstruktion vor der Jurafaltung handelt.

- Die Basis der tertiären Sedimente ist bei den Bohrungen Pfaffnau (ca. mittleres "Chatt") jünger als an der Aare bei Aarwangen-Wynau (Wolfwil), wo der Wynauer Kalk als basales "Chattien" (MAURER et al. 1982:383) oder allenfalls als oberstes Ruppel (SCHLANKE et al. 1978:424) betrachtet werden kann. Wie auch die Verhältnisse im Profil A (Fig. 6) zeigen, kann hier eine zwischen der Bohrung Pfaffnau und Wolfwil mit rheinischem Streichen durchziehende Abschiebung postuliert werden, die als östlicher Rand einer imaginär verlängerten Raurachischen Senke betrachtet werden muss. Diese Störung wird aber in

Fig. 16 nicht dargestellt; es wird einfach interpoliert.

- Die "Aarwanger Molasse" des tieferen "Chatt" ist sowohl bei Pfaffnau 1 wie im NNW bei Bärenwil nicht mehr vorhanden. Wir können also annehmen, dass dazwischen im unteren "Chatt" ein aktives Senkungsgebiet lag, welches in seinem Zentrum von ca. 200 - 300 m mächtigen älteren Sedimenten (Wynauer Kalk und Aarwanger Blättermolasse) gefüllt worden war. Im mittleren Chatt hat die USM mit der bunten Molasse das ganze Gebiet bis zu einer imaginären äussern Randflexur nahe dem heutigen externen Ueberschiebungsrand des Faltenjuras erreicht.

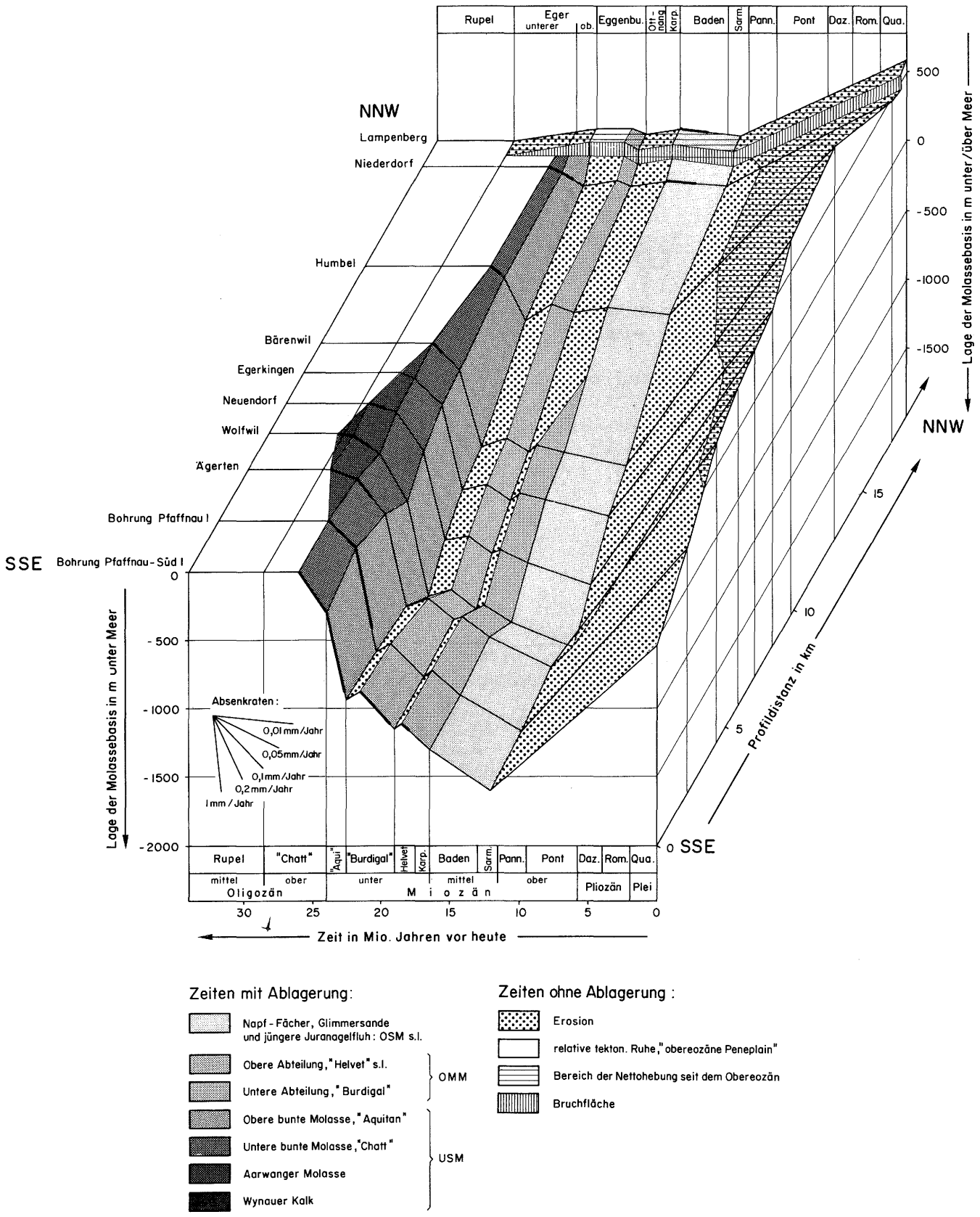
- Diese Depression bei Aarwangen-Wynau (siehe auch BüCHI und SCHLANKE 1977: Abb. 5) zeichnet sich in den Mächtigkeiten der jüngeren USM-Schichten (Kalksandsteinserie, obere bunte Molasse) nicht mehr ab, was bedeuten würde, dass die Senkungzone nicht mehr aktiv war. Die "oberchattische", "aquitane" und auch "burdigale" Absenkung des Molassebeckens ist hier also gleichmässig, mit alpenwärts stetig zunehmenden Beträgen erfolgt.

Die Informationen für eine Rekonstruktion der Verhältnisse während der OMM und vor allem der OSM sind so spärlich, dass keine sicheren Aussagen gemacht werden können. Nachstehendes wäre in Erwägung zu ziehen:

- Die Meeres-Transgression erfolgte über das ganze Gebiet bis weit in den Basler Tafeljura hinein (über Lampenberg hinaus, Tenniker Muschelagglomerat etc.; STUMM 1964).

- Der Faziesbereich der Juranagelfluh reichte bis unter die heutige Randüberschiebung nach SE (siehe Fig. 7). Die Glimmersandrinne, deren Ueberreste weiter im Westen ja noch gefunden werden können (HOFMANN 1969: Fig. 1; ANTENEN 1973:114f.), muss also im Bereich der heutigen Jurafalten nach SW gezogen sein. Weiter wird der Verzahnungsbereich zwischen axialer Glimmersandrinne und radialem Napfschuttfächer während der OSM ca. zwischen Bärenwil und Humbel angenommen.

Eine Interpretation dieser Verhältnisse aufgrund der im Osten gewonnenen Erkenntnisse, wo kein Zusammenschub die ursprünglichen Strukturen zerstört hat, ergäbe für Profil 7 (Fig. 16) folgendes Bild: Eine "Scharnierzone" zwischen stabilem Tafeljura und sich einsenkendem Molassebecken ist generell entlang der oberoligozän-untermiozänen Randflexur oder der mittelmiozänen Glimmersandrinne denkbar. Demnach wäre sie für Profil 7 (Fig. 16) in der Gegend um Humbel zu suchen, welche ursprünglich, um die hier vermuteten ca. 6.5 km Zusammen-



Zeiten mit Ablagerung:

- Napf-Fächer, Glimmersande und jüngere Juranagelfluh: OSM s.l.
- Obere Abteilung, "Helvet" s.l. } OMM
- Untere Abteilung, "Burdigal" } OMM
- Obere bunte Molasse, "Aquitan" } USM
- Untere bunte Molasse, "Chatt" } USM
- Aarwanger Molasse } USM
- Wynauer Kalk } USM

Zeiten ohne Ablagerung:

- Erosion
- relative tekton. Ruhe, "obereozäne Peneplain"
- Bereich der Nettohebung seit dem Obereozän
- Bruchfläche

Fig. 16 : Profil 7 - Bohrung Pfaffnau - Oberer Hauenstein - Basler Tafeljura
Rekonstruktionsversuch als Raum / Zeit - Schaubild

schub nach SSE zurückversetzt, in der Gegend um Egerkingen, also ungefähr am heutigen Südfuss der Juraketten gelegen wäre.

Aus Profil 7 (Fig. 16) sind also wohl gewisse Anhaltspunkte zu gewinnen, ein blosser Vergleich mit den ungestörten Strukturen im Osten zeigt aber, dass die heute noch erhaltenen Reste der tertiären Ablagerungen bei weitem nicht mehr ausreichen, um ein sicheres Bild der tektonischen Vorgänge vor dem Zusammenschub zu rekonstruieren.

2.3.4.11 Profil 8: Südlicher Oberrheingraben - Laufenbecken (Fig. 17)

Um eine Verbindung vom jurassischen Tertiär zum Oberrheingraben herzustellen, wurde das N - S-Profil von Allschwil bei Basel bis ins Laufenbecken an die Faltenjura-Randüberschiebung beim Langenfluhgewölbe gezeichnet. Die Darstellung soll folgende Strukturen und Bewegungsabläufe zum Ausdruck bringen:

- Im Oberrheingraben (Allschwil 2, Neuwiller, Benken) beginnt die Subsidenz mit der Ablagerung von obereozänen Süsswasserkalken und ersten Bruchbewegungen (Konglomerate) schon an der Wende Mittel- Obereozän. Sie verläuft vorerst langsam und wenig spektakulär.

- Im unteren Oligozän beschleunigt sich die Subsidenz im Oberrheingraben rasch, während in der südlich anschliessenden Zone der zukünftigen Blauen-Kette eine gewisse Hebung stattfindet: ca. 100 m der Malmunterlage werden hier erodiert. Dies könnte den vielerorts beobachteten Hebungen an Grabenrändern infolge grossräumiger antithetischer Schollenkippungen entsprechen.

- Im Laufe des Rupel greift die Transgression mit dem basalen Meeressand (siehe Tabelle II) vom Oberrheingraben auf das gesamte Gebiet über. Die Bohrung Wahlen im südlichen Laufenbecken erfasste an der Basis noch einige Meter fragliches Rupelien (BRIANZA et al. 1983:272). FISCHER (1965: Fig. 8) zeigt, wie die Ueberflutung von Norden her sukzessive noch im Rupel bis ins Delsbergerbecken fottschreitet. Die NNE - SSW-streichende Bruchstufe zwischen Neuwiller und Benken entspricht dem Abbruch der Hochscholle von Basel und ist hier anstatt in mehreren Stufen als eine diskrete Fläche vereinfacht dargestellt. Es herrscht allgemeine Absenkung, die wahrscheinlich im oberen Chatt mit der Bildung von ausgedehnten Süsswasserbildungen ausklingt (Tüllinger Süsswasserkalk). Auch die Bruchaktivität kommt wahrscheinlich noch im Chatt zum Stillstand.

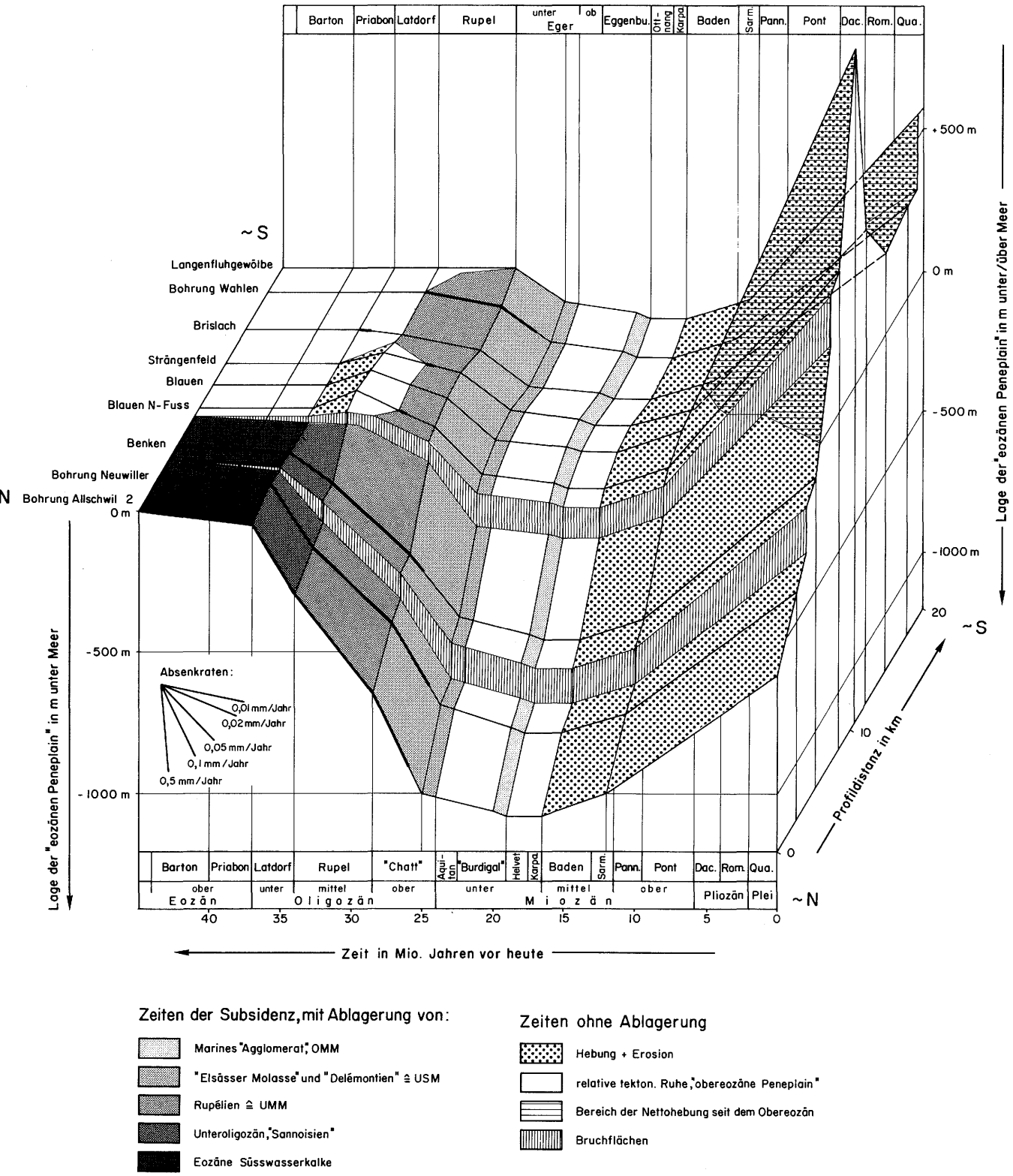


Fig. 17 : Profil 8 - Südlicher Oberrheingraben - Laufen - Becken
Rekonstruktionsversuch als Raum / Zeit - Schaubild

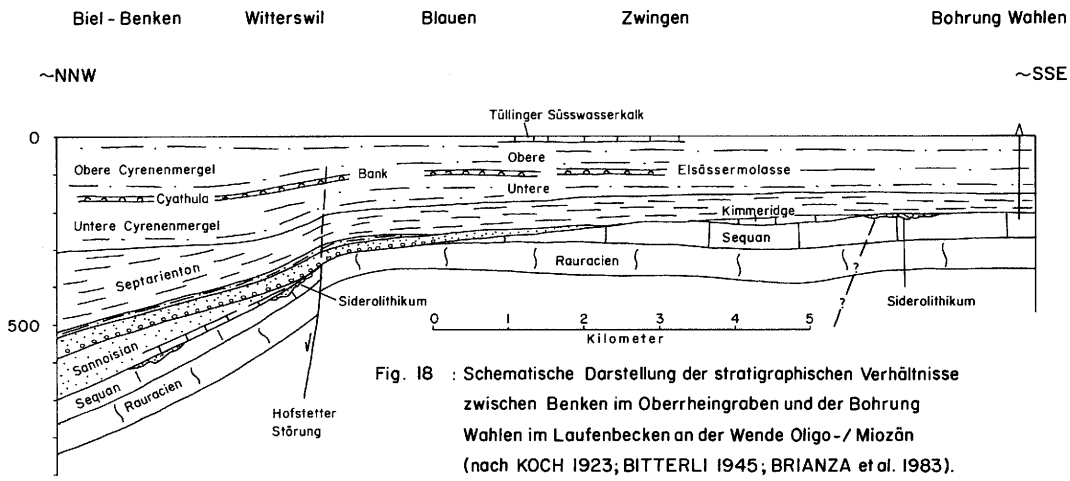


Fig. 18 : Schematische Darstellung der stratigraphischen Verhältnisse zwischen Benken im Oberrheingraben und der Bohrung Wahlen im Laufenbecken an der Wende Oligo-/ Miozän (nach KOCH 1923; BITTERLI 1945; BRIANZA et al. 1983).

- Im Norden des Blauens verläuft die Hofstetter Störung (Fig. 18), die schon sehr früh als Abschiebung gegen den Rheingraben gewirkt haben muss. Im NW dieser Störung findet man Sequan (mit siderolithischen Resten) als liegendes Mesozoikum, südlich der Störung aber transgrediert der Meeressand direkt auf Rauracien (BITTERLI 1945: Tafel 2; siehe auch Fig. 18).

- Nach der ersten grossen Subsidenzphase folgt im Oberrheingraben und der angrenzenden raurachischen Senke bis zum Ende des unteren Miozäns eine kaum dokumentierte ruhige Zeit. Die aus Süden und Osten erfolgende Ueberflutung der weitesten OMM-Transgression im unteren "Helvet" (Muschelagglomerat) erreicht wahrscheinlich knapp den Jurarand (FISCHER 1965; Bildung der "vindobonen Peneplain").

- Es darf angenommen werden, dass sich das Gebiet spätestens zu Beginn der Juranagelfluschüttungen langsam zu heben beginnt. Weil nur wenig reliktische Zeugen dieser mittelmiozänen Hebungsphase zu finden sind, können keine genaueren Angaben über allfällige ehemalige Akkumulation von Juranagelfluh-Massen im Gebiet des Oberrheingrabens und des Laufenbeckens gemacht werden.

- Die im Unteroligozän sich bildende Flexur der "obereozänen Peneplain" im Gebiet nördlich der Blauen-Kette bleibt über die ganze Zeit erhalten, und während der Jurafaltung bildet sich in eben diesem Gebiet unter Zusammenschub von ca. 1 - 1.5 km die Blauen-Kette aus (KOCH 1923; BITTERLI 1945; FISCHER 1965).

2.4 Sedimentation und Tektonik in der Nordschweiz und angrenzenden Gebieten

2.4.1 Allgemeines

Ueber die tektonische Geschichte der Nordschweiz und angrenzender Gebiete sind, gerade auch im Zusammenhang mit der Vorgeschichte und Auffaltung des Juragebirges, schon viele und kontroverse Abhandlungen verfasst worden. Es kann hier nicht die Rede davon sein, diese Fülle wissenschaftlicher Forschung zu erfassen. Vielmehr soll, ausgehend von den in Kapitel 2.3 gewonnenen Ergebnissen, eine Zusammenfassung der tektonischen Vorgänge in der Nordschweiz s.l. gegeben werden. Dabei stehen nicht so sehr die Strukturen selbst und ihre genaue Analyse, Geometrie etc. im Vordergrund, sondern vornehmlich ihr Zusammenspiel mit Ablagerung resp. Erosion der tertiären Sedimente. Wo keine Ablagerungen vorhanden sind, könnten unter Umständen geomorphologische Untersuchungen zu wichtigen Zeugen tektonischer Aktivitäten werden (z.B. PAUL 1951; MOSER 1958; AUBERT 1975 etc.).

Im folgenden wollen wir uns also weitgehend darauf beschränken, die durch stratigraphische, sedimentologische und geomorphologische Beobachtungen ableitbaren Bewegungen während des Tertiärs zu rekonstruieren. Dabei handelt es sich überwiegend um vertikale Bewegungen (Krustenverstellungen und -verbiegungen), welche sich an der Oberfläche, oft gedämpft durch die mesozoischen Sedimente, in der Regel nur indirekt abzeichnen (Akkumulation resp. Erosion).

Daneben müssen aber auch die horizontalen Bewegungen im Zusammenhang mit der Jura-Ueberschiebung (epialpine Phase TRÜMPY's 1980) in die prinzipiellen Ueberlegungen zu einer groben Abschätzung der quantitativen Parameter einbezogen werden.

Dass dabei im Rahmen einer sochen Arbeit vieles unerwähnt bleiben muss oder nur kurz gestreift werden kann ist selbstverständlich. Ebenso klar soll sein, dass gewisse grobe Vereinfachungen und unbefriedigend belegbare Daten zu Spekulationen führen müssen, welche aber unumgänglich sind, wenn am Ende nicht nur qualitative sondern auch quantitative Aussagen gemacht werden sollen (siehe z.B. TRÜMPY 1973b, 1980 etc; HSU 1979 etc.).

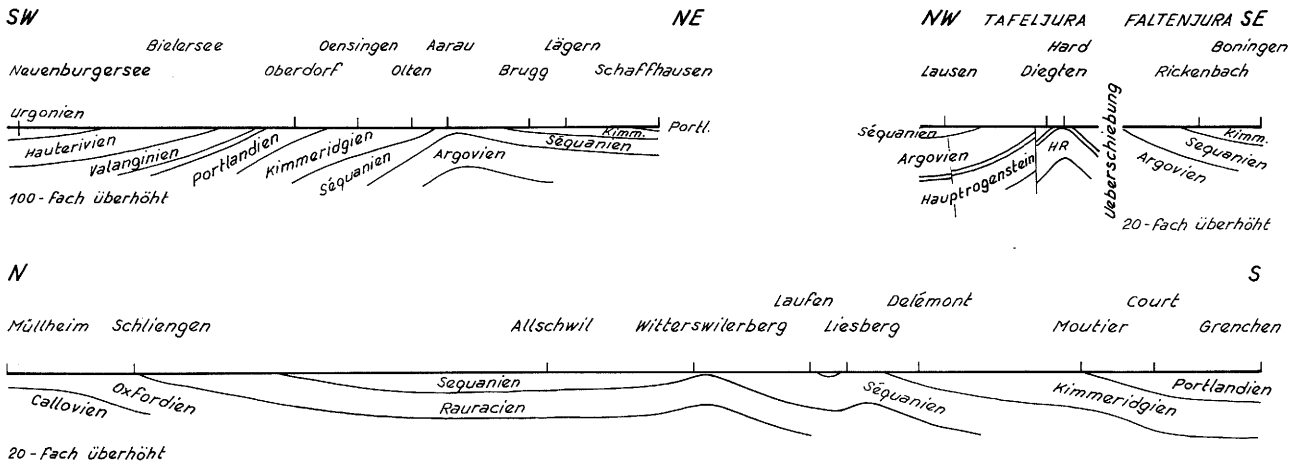
Die Abfolge der Ereignisse wird chronologisch gegliedert.

2.4.2 Paläogen

2.4.2.1 Paläogene Bewegungen bis zum Obereozän ("obereozäne Peneplain")

Während des Siderolithikums (siehe 2.2.2.1), d.h. der Ausbidlung der "obereozänen Peneplain" (siehe 2.3.1.1), haben sich in der Nordschweiz s.l. keine bedeutenden tektonischen Bewegungen abgespielt. Dennoch können vielerorts zwischen dem liegenden Mesozoikum und dem terrestrischen "Eozän" (Siderolithikum) deutliche Diskordanzen festgestellt werden (HAUBER 1960b; LEMCKE 1974: Fig. 2; SCHREINER 1974: Abb. 8; LINIGER 1925:3ff; PASQUIER & PERSOZ 1976; siehe auch Profile B und C, Fig. 19). Diese Phänomene, welche sich in der "obereozänen Peneplain" als leichter "Faltenwurf" abzeichnen, können mit einem weitläufigen frühen (sicher eozänen, vielleicht auch älteren) leichten Zerbrechen (Zerrung) der Kruste erklärt werden (z.B. LAUBSCHER 1961:264ff). Im übrigen deuten schon die mesozoischen Faziesgrenzen auf alte, meist jurassisch (oder rheinisch) streichende Strukturen im Untergrund hin (z.B. schwäbische/keltische Fazies).

Fig. 19 : Auflagerungsverhältnisse der eozänen Bildungen im nordschweizerischen Juragebirge (nach Hauber 1960b).



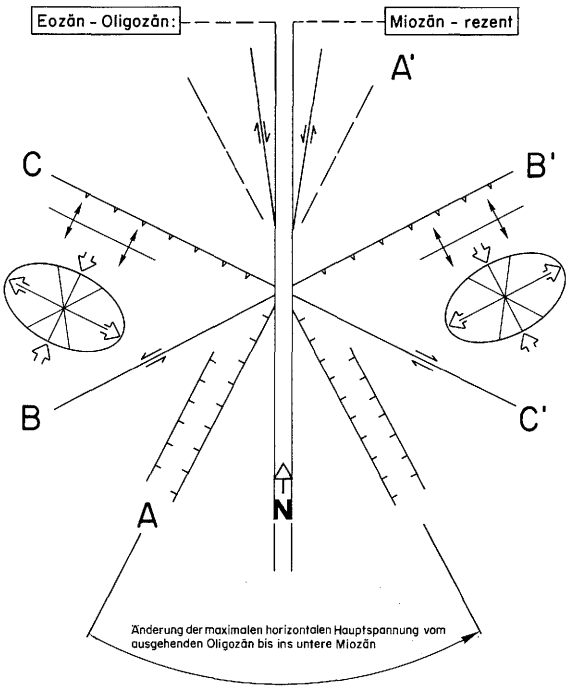
Offensichtlich stellt der östliche Tafeljura schon im Eozän eine stabile, generell in Hebung begriffene Hochzone dar, wo die "obereozäne Peneplain" bis in den Dogger hineinreicht (siehe Fig. 19; STUMM 1964). Siderolithische Bildungen findet man nach SE bis an den Nordrand des Aarmassivs; dies führt zur Vorstellung einer schon sehr früh entwickelten Hochzone Aarmassiv - Schwarzwald (z.B. BüCHI et al. 1965a:36; BüCHI & SCHLANKE 1977: Abb. 2). Sowohl westlich wie auch östlich dieser vermutlichen Hochzone liegt im Jura das Siderolithikum und damit die "obereozäne Peneplain" mit zunehmender Entfernung vom Rand des Tafeljuras auf immer jüngeren Schichten des Malms, westlich einer Linie Biel - Thun sogar auf Kreide (siehe Fig. 19; BüCHI et al. 1965a: Fig. 17; Profil C etc).

Insgesamt können für die Zeit bis zum Ende des Siderolithikums (Obereozän) im weiteren Untersuchungsgebiet weiträumige Verbiegungen und auch leichtes Zerbrechend der Kruste diagnostiziert werden; fortwährender Reliefausgleich durch stetige Verwitterung und Erosion verhindern aber die Entstehung eines Reliefs, so dass sich die Landschaft als eigentliche Fastebene (Peneplain) präsentiert.

2.4.2.2 Paläogene Bewegungen seit dem Obereozän

Im folgenden handelt es sich um die Bewegungen, welche nach der Ausbildung unserer Bezugsfläche für die Absenkdiagramme, der "obereozänen Peneplain", stattgefunden haben. Diese Bezugsfläche hat selbstverständlich einen weitgehend künstlichen Charakter. Weil unsere Betrachtungen aber in erster Linie vom Zusammenhang zwischen Ablagerungen und tektonischen Vorgängen ausgehen, ist es sinnvoll, da Grenzen zu ziehen, wo der Charakter dieser Ablagerungen sich grundlegend ändert. Wir wollen also für unsere Zwecke im oberen Eozän eine einheitliche Grenze zwischen siderolithischer Einebnungsphase mit dem "Endprodukt" "obereozäne Peneplain" und der folgenden, mehr und mehr von den Vorgängen im alpinen Orogen bestimmten Zeit ziehen. In diese Zeit fällt auch der Beginn der alpinen Hauptfaltungsphase, und es setzt nach der paläozänen Restauration sowohl von NW (Oberrheingraben), wie von SE (nordalpine Tertiär-Flysche, Flyschmolasse und darüber die Molasse s.str.) kräftige Subsidenz und Sedimentation ein (z.B. TRüMPY 1980). Im wesentlichen handelt es sich um die Vorgänge im Oligozän.

Die paläogene Tektonik der Nordschweiz s.l. steht zuerst vorwiegend im Zusammenhang mit den Ereignissen im und um den Oberrheingraben. Strukturen mit alpinem Streichen (SW - NE) spielen ausserhalb des Molassebeckens nur eine untergeordnete Rolle. Eine sozusagen natürliche Trennung von paläogener und neogener Tektonik ergibt sich aus der gut dokumentierten Tatsache, dass die maximale horizontale Hauptspannungsrichtung, das Paläo-Stressfeld, im Laufe vom Oberoligozän zum unteren Miozän von einer SSW - NNE-Richtung in eine SSE - NNW-Richtung gedreht hat, was zwangsläufig auch eine Aenderung der Orientierung daraus resultierender Strukturen impliziert (siehe z.B. ILLIES 1975a; ILLIES et al. 1979, 1981; Fig. 20).



A - A' : Rheinisches Streichen (SSW - NNE)
B - B' : Alpines oder jurassisches Streichen (WSW - ENE bis SW - NE)
C - C' : Herzynisches Streichen (ESE - WNW bis SE - NW)

Fig. 20: Horizontale Hauptspannungen und damit verbundene Strukturelemente im Tertiär der Nordschweiz; Schematische Synopsis.

A. Rheinische Elemente

Der Oberrheingraben im weiteren Sinne und seine südliche Fortsetzung, die Raurachische Senke, treten im Oligozän der NNW-Schweiz als wichtigste Strukturen hervor. Im folgenden werden wir also von einer rheinischen Ausrichtung dieser paläogen angelegten, SSW - NNE-streichenden Strukturen sprechen.

Die Geschichte des Oberrheingrabens und seines Rahmens ist gut bekannt und bedarf keiner weiteren Ausführungen (z.B. ILLIES et al. 1981). In der Raurachischen Senke wurden die Flexuren, welche entlang sich durch das Mesozoikum durchpausender Brüche des Grundgebirges entstanden, oft als frühe Falten interpretiert. Wie SUTER

(1978) schön zeigt, können die Querfalten des Delsbergerbeckens auf rheinisch streichende (während der Jurafaltung reaktivierte) Störungen zurückgeführt werden. Vor allem antithetische Bruchstaffeln, wie sie entlang von Grabenbrüchen entstehen, haben die Tendenz, an der Oberfläche Faltung vorzutäuschen (siehe auch LAUBSCHER 1961:254ff).

Von Westen ziehen ungefähr W - E-streichende Brüche als breit angelegt Transformzone zwischen Bresse- und Oberrheingraben in die Nordschweiz hinein (z.B. BERGERAT et al. 1981; HEGELE 1984: Abb. 4, 30). Unter anderen lässt sich die Mt. Terri-Linie als Struktur dieser Transformzone interpretieren (LAUBSCHER 1961:Fig. 1). Sie setzte sich möglicherweise bis weit in die Ostschweiz hinein fort.

Frühe Gewölbe wie z.B. die Landskronkette oder das Adlerhof-Gewölbe (HERZOG 1956: Fig. 2; LAUBSCHER 1982:106) scheinen durch solche E - W-streichende Strukturen im Untergrund vorbestimmt zu sein.

Das "faisceau oligocène" von AUBERT (1958) dürfte sich als ehemals rheinisch streichender Westrand der südlichen Raurachischen Senke interpretieren lassen, welcher im Laufe der Jurafaltung in seine heutige, SW - NE-streichende Lage rotiert wurde.

Als westliche Grenze des nordschweizer Tafeljuras kann die nach SSW verlängerte Rheintalflexur (Fehren-Bruch, siehe Profil B, Beilage 2) gesehen werden. Die Hauptbewegung an diesem Bruch fällt offensichtlich ins obere Mittel- und ins Oberoligozän. Die südliche Verlängerung des Laufenbeckens dürfte im östlichen Delsbergerbecken zu suchen sein, wo die Sedimentation ebenfalls erst im Rupelian einsetzt. Das zentrale Delsbergerbecken zwischen Develier- und Vicques-Linie allerdings ist in seiner Anlage älter; wir finden hier bis zu 130 m mächtige limnische und evaporitische Ablagerungen, sog. Gelberden (Systeme de Bourogne; SUTER 1978).

Genese und Interpretation der den südlichen Rheingraben im Osten begleitenden, oligozänen Bruchfelder Dinkelbergscholle und Zeininger Zone werden z.B. bei LAUBSCHER (1982) oder HEGELE (1984) eingehend erläutert. Das Zeininger Bruchfeld (Basler Tafeljura, siehe Fig. 7) wurde zwar im Paläogen in Bruchschollen zerlegt, blieb aber über die ganze Zeit eine Hochzone, wo keine oligozänen Sedimente nachgewiesen werden können (siehe Profil B, Beilage 2). Oestlich des höchstwahrscheinlich ebenfalls oligozänen Grabenbruches von Wölflinswil (GSELL 1968:110) können rheinisch streichende Strukturen nicht mehr mit Sicherheit als paläogenen Alters betrachtet werden (siehe Schreiner 1974:168ff).

Als erste echte tertiäre Faltungen infolge Kompression werden in der Nordschweiz Adlerhof-Gewölbe und Mettauer Störung interpretiert (LAUBSCHER 1982:106; WILDI 1976:489).

B. Beckenparallele, alpin oder jurassisch streichende Elemente

Westlich einer imaginär verlängerten Zeininger Zone (oberer Hauenstein - Oensingen - Herzogenbuchsee) befindet sich das Molassebecken während dem "Chatt" in seiner stärksten Subsidenzphase (siehe Figur 6). Generell nimmt die Subsidenz im westlichen Moalssebecken von wenigen hundert Metern am Jurarand (subjurassische Zone) bis auf einige tausend Meter in der subalpinen Molasse zu (z.B. SCHUPPLI 1952, 1957). Dies bewirkt eine Abbiegung des Basements in Richtung Alpen (siehe MUGNIER 1984:41), was unter mechanischen Gesichtspunkten (Zerrung in der Oberkruste) fast zwangsläufig zu alpin oder jurassisch streichenden, (antithetischen?) Strukturen führen muss (siehe Fig. 21). Sie reichen offensichtlich, wie oben schon angedeutet, bis weit in den heutigen zentralen und westlichen Faltenjura hinein.

In der Gegend von Aarwangen - Wynau setzte gegenüber den weiter südöstlich gelegenen Gebieten der Bohrungen Pfaffnau und Pfaffnau-Süd wesentlich früher die oligozäne Ablagerung ein (siehe Profil 7; Fig. 16). Dies mag dadurch erklärbar sein, dass wir im Profilverlauf von SE nach NW zwischen der Bohrung Pfaffnau und den Aufschlüssen bei Wynau eine rheinisch streichende nach Westen abfallende Flexur überqueren (E-Flanke der Raurachischen Senke). Damit gelangen wir von einer östlich gelegenen Hochzone, wo die Sedimentation der USM später einsetzte in eine westlich anschliessende, tiefere Lage, wo schon im untersten "Chatt", allenfalls im obersten Rupel die Ablagerungen langsam einsetzten (SCHLANKE et al. 1978). Dies wäre dann ein verlängertes Element der östlichen Zeininger Zone (siehe auch HEGELE 1984: Abb. 30, 32).

Zusammenfassend können die paläogenen Strukturen also als Folge eines progressiven Zerbrechens des kristallinen Untergrundes im alpinen Vorland betrachtet werden. Dabei dringen rheinische Elemente von Nord und alpine von Süd vor und bewirken so vor allem im Bereich des zentralen und westlichen Juras eine Vergitterung der Strukturen. Neben sich senkenden und zerbrechenden Bereichen, wo Sedimente akkumulieren, bleiben stabile, zum Teil ebenfalls zerbrechende Hochzonen bestehen (östlicher Tafeljura, östliches Mittelland). Das ganze Szenarium kann auf generelle Zerrungstektonik zurückgeführt werden; Falten infolge kompressiver Ereignisse sind im Untersuchungsgebiet während des Paläogens nur

am Südrand des Schwarzwaldes nachweisbar. Während die rheinisch streichenden Brüche noch weitherum verfolgt werden können - sie wurden während der Jurafaltung im Deckgebirge oft als sinistrale Horizontalverschiebungen reaktiviert (décrochement) -, sind alpin streichende Brüche im Jura kaum mehr direkt nachzuweisen, weil sie in der Regel als Auf- und Ueberschiebungen reaktiviert worden sind.

2.4.3 Neogen bis zum Ende der Molassezeit

Die tektonischen Erscheinungen, soweit sie heute noch einigermassen sicher nachvollziehbar sind, werden vor der obermiozän-pliozänen Jurafaltung vor allem von zwei Erscheinungen dominiert. Zum einen dauert die Subsidenz im Molassebecken generell an, ja erreicht im "Aquitan" erst ihren Höhepunkt, zum andern wechselt die horizontale Hauptspannungsrichtung im Laufe des unteren (und mittleren?) Miozäns von einer NNE - SSW in eine NNW - SSE-Richtung. Damit zusammenhängende tektonische Erscheinungen sollen in Figur 20 und 21 schematisch veranschaulicht werden.

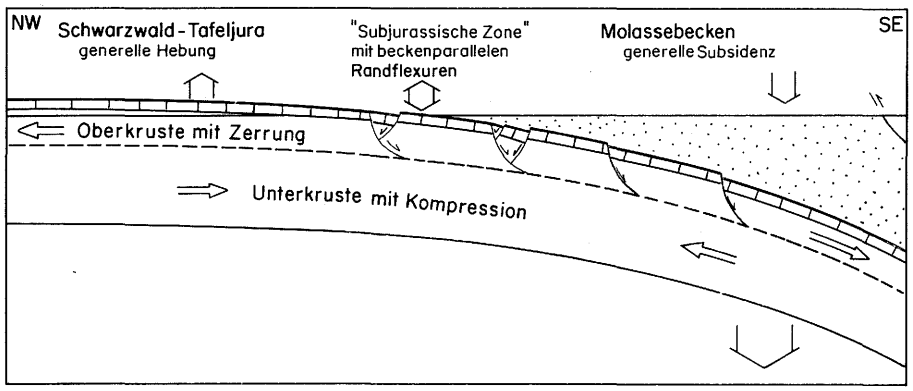


Fig. 21: Schematische Darstellung einer Abbiegung der Kruste gegen die Alpen und damit zusammenhängende Erscheinungen

Figur 20 gibt einen idealisierten Ueberblick über die während der verschiedenen horizontalen Hauptspannungsrichtungen vorherrschenden Bewegungen. Klar ersichtlich ist, wie alt angelegte, paläogene Strukturen im Neogen mit verändertem Charakter reaktiviert werden können. Insbesondere sind neogene sinistrale Horizontalverschiebungen an Elementen paläogen aktiver, rheinisch streichender Grabenbrüche typisch (siehe auch 2.4.4). Es ist wahrscheinlich, dass die Situation vom ausgehenden Oligozän bis zum mittleren oder oberen Miozän allmählich geändert hat, so dass insbesondere während des unteren und vielleicht auch mittleren Miozäns das Paläostressfeld irgendwo zwischen den beiden gezeigten

Werten der Figur 20 gelegen hat. Des weiteren ist zu berücksichtigen, dass auch mesozoisch, vor allem aber auch paläozoisch angelegte Strukturen reaktiviert worden sind. So sind wichtige paläozoische, herynisch streichende Elemente im Schwarzwald mit Sicherheit im Neogen als dextrale Horizontalverschiebungen reaktiviert worden (z.B. HUBER + HUBER 1984; ILLIES 1981: Fig. 3).

Figur 21 zeigt skizzenhaft die generelle Situation während der Subsidenz des Molassebeckens, wo im Interferenzbereich Molassebecken/stabiles Vorland (sogenannte subjurassische Zone) die Zerrungsstrukturen des Untergrundes im Zusammenspiel von zerbrechendem mesozoischen Deckgebirge und gleichzeitig darüber sich ablagernden Sedimenten deutlich abzeichnet. Analoge Strukturen sind sicherlich auch unter interneren Bereichen des Molassebeckens zu suchen, allein, die nach SE stetig mächtiger werdenden tertiären Sedimente erschweren ihre Ergründung entscheidend (siehe z.B. BETZ & WENDT 1983).

2.4.3.1 Unterstes Miozän: "Aquitan"

Das untere Miozän ist eine sehr bewegte Zeit und kann als eigentlicher Schlüsselabschnitt zum Verständnis der tektonischen Vorgänge in der Nordschweiz s.l. bezeichnet werden.

Mit dem Beginn der Aenderung des Paläostressfeldes im ausgehenden Oligozän klingt die Subsidenzgeschichte des südlichen Oberrheingrabens und der raurachischen Senke allmählich aus. Im Gegensatz dazu erreichen die Ablagerungen des "Aquitans" zwischen Karlsruhe und Mainz im Oberrheingraben eine maximale Mächtigkeit von ca. 1500 m, was vermuten lässt, dass dort, nördlich des Kaiserstuhls, die rascheste Absenkung im untersten Miozän, also synchron zum Molassebecken erfolgt ist (ILLIES 1975a: Fig. 1). Vielleicht sind auch im südlichsten Oberrheingraben allenfalls einmal abgelagerte untermiozäne Sedimente in der Folge ganz einfach vollständig wieder erodiert worden. Die plio-pleistozänen Schotter liegen hier nämlich durchwegs auf oligozänen Sedimenten.

Im Molassebecken allerdings scheint die Absenkung ohne wesentlichen Hiatus im Miozän ziemlich gleichförmig weiterzugehen. Spätestens mit der schlecht datierbaren Paläogen/Neogen-Wende setzt nun auch im nord- und nordostschweizerischen Molassebecken eine kräftige Subsidenz ein (siehe Profile 1 - 7). Die "aquitane" Absenkung erreicht wahrscheinlich Werte bis zu 1 mm/Jahr (z.B. Bohrung Küsnacht).

Die Abbiegung des Untergrundes Richtung Alpen geht weiter und vielerorts werden vor allem im äusseren Randbereich des Molassebeckens SE-vergente Flexuren (Randflexuren) beobachtet. In diesem Zusammenhang stehen auch die in den Querprofilen zum Ausdruck gebrachten scheinbaren Setzungen infolge Zerrung über heute gut lokalisierbaren Permokarbontrögen der Nordschweiz (siehe Fig. 8; MÜLLER et al. 1984, Beilage 2, Profil 2). Als typische Erscheinungen dieser Randflexuren im kristallinen Untergrund können die in der Arbeit von VON BRAUN (1953) dargestellten Phänomene gelten, z.B. der Weilergraben-Bruch oder die Weiach-Rheinsfelden-Flexur, welche auch in Profil 6 (Fig. 15) zu sehen sind (Bohrung Weiach als wichtiger Beweis). Auch in den Profilen 1 und 2 (Fig. 8 - 10; Beilage 4) sind diese möglicherweise schon im obersten Oligozän synsedimentär aktiven Randflexuren gut sichtbar. Sie können, besonders im Hochrheingebiet, mit dem Nordrand des Permokarbontroges korreliert werden, wo die alten Randbrüche möglicherweise als Abschiebungen reaktiviert worden sind.

Allenfalls als Ausgleichsbewegung findet extern dieser Randflexur im Tafeljura - Südschwarzwald zumindest im Osten eine deutliche Hebung und die Schüttung der älteren Juranagelfluh statt (Figur 9 und Beilage 4; Tabelle IV).

Bis zum Ende des "Aquitans" klingt die starke Absenkungsphase im Molassebecken ab (oberaquitane Mergelzone). Wahrscheinlich sind damit gebietsweise Hebungen verbunden, welche einen kleinen Teil der USM wieder wegerodieren. Viele Beobachtungen deuten auf einen Hiatus zwischen USM und der OMM-Transgression hin (VON BRAUN 1953:149, 154; BÜCHI et al. 1965b:91; SCHREINER 1974 etc.), welche zumindest im Osten mit einem groben Transgressionskonglomerat einsetzt.

2.4.3.2 Spätes Untermiozän: "Burdigal" und "Helvet"

Das späte Untermiozän ist die Zeit der oberen Meeresmolasse; zum letzten Mal finden wir marine Verhältnisse im Schweizerischen Alpenvorland. Die Basis der OMM muss stark heterochron sein, und dies nicht nur von intern nach extern, wo sie generell jünger wird, sondern auch von Westen, wo sie praktisch mit der Basis des "Burdigal" beginnt (BERGER 1983), nach Osten, wo das "Burdigal" in weiten Gebieten überhaupt fehlt (z.B. LEMCKE 1973: Beilage 2, Figur 3) und die OMM direkt mit "helvetischen" Sandsteinen über die USM transgrediert. Hier gilt also generell: je externer und nordöstlicher, desto zögernder und unbedeutender die Subsidenz.

Wie die weiteste Transgression der OMM im unteren "Helvet" zu beweisen scheint, herrscht zu dieser Zeit im Untersuchungsgebiet wieder eine weitgehend ausgeglichene Topographie ("vindobone Peneplain"). Die tektonischen Bewegungen beschränken sich auf eine mehr oder weniger differenzierte Subsidenz im Molassebecken (und die eventuell damit verbundenen Bruchstrukturen). Wie RÖGL & STEININGER (1983) zeigen, wäre um diese Zeit auch ein Höchststand des Meeresspiegels in der zentralen Paratethys erreicht gewesen (siehe auch Fig. 1), womit marine Ablagerungen des Tertiärs sogar weite Teile des Tafeljuras und der Schwäbischen Alb überfluten.

Während im schwäbisch-bayerischen Bereich die Ablagerungen der OMM und damit die Subsidenz des Molassebeckens kontinuierlich bis in den Aussüssungszyklus der karpatischen Süssbrackwassermolasse weitergeht (LEMCKE 1984), finden wir im schweizerischen Gebiet deutliche Diskordanzen zwischen einer unteren ("Burdigal" und "Unterhelvet") und oberen ("Oberottnang" und "Karpat") Abteilung (siehe 2.2.2.3.A2).

In der Folge der weitesten OMM-Transgression scheinen in der Nordschweiz s.l. Bewegungen stattzufinden, welche nicht mehr mit einfacher Subsidenz erklärbar sind. Während im zentralen Molassebecken (Profil A, Fig. 6) offenbar mit kleinen Unterbrüchen die Ablagerung (und damit Subsidenz) bis in die OSM weitergeht, findet man im randlichen Bereich (subjurassische Zone) immer kräftigere Spuren intramolassischer Erosion, Omission und Winkeldiskordanzen (VON BRAUN 1953:154ff; BüCHI & HOFMANN 1960; SCHREINER 1974; ANTENEN 1973 etc.). Es beginnen sich beckenparallele Hochzonen abzuzeichnen, die nur aufgrund von Hebungen entstanden sein können. Sedimentäre Winkeldiskordanzen zwischen Ablagerungen der oberem OMM und liegenden Molasseschichten zeigen dies eindeutig:

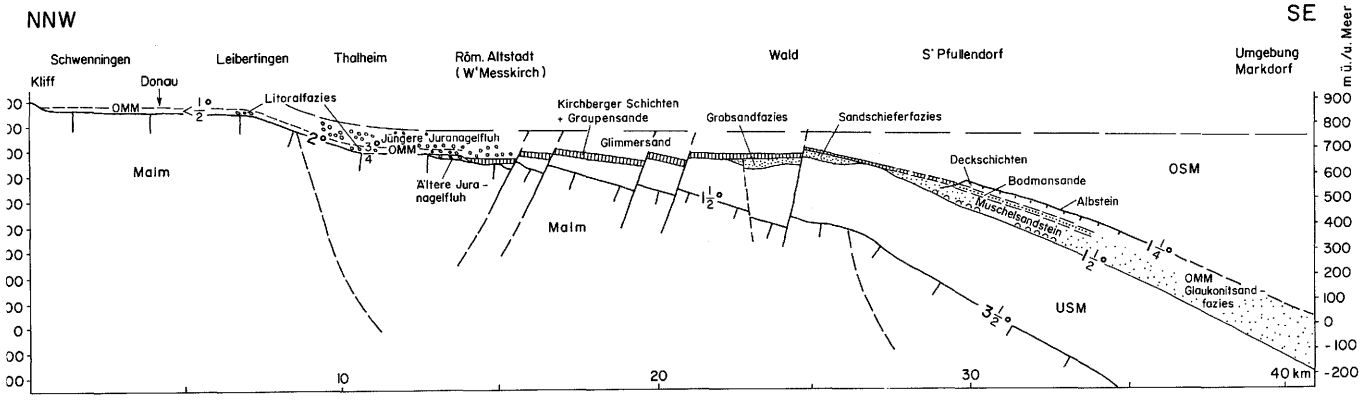
- Am Süd-Kestenberg fehlt scheinbar die ganze USM, obwohl sie weiter im Norden noch erhalten ist, was nur mit einer post-"aquitanen", wahrscheinlich "frühhelvetischen", oder auch "Burdigalen" Heraushebung dieses Gebietes erklärt werden kann (HOFMANN & GYGI 1961, siehe Profil 6, Fig. 15). Dass es sich dabei allerdings um eine frühe "Auffaltung" des Chestenberges handelt, ist mit einer einfachen Transgressionsdiskordanz allein nicht zu beweisen. Auf ähnliche "helvetische" Hebungsvorgänge im Gebiet Dottikon - Mägenwil weist schon BüCHI (1958c:283f) hin.

- Im Hochrheingebiet beobachtet VON BRAUN (1953:Fig. 1) einen "intrahelvetischen" Hiatus, indem dort Ablagerungen des unteren "Helvet" (Turritellenkalk, geröllführende Sande) nur noch als Erosionsreste unter den darübertransgredierenden Austernnagelfluhen des obe-

ren "Helvet" (mit aufgearbeiteten Komponenten des tieferen "Helvet") liegen. Demzufolge werden auch "intravindobone" Bewegungen vor dem Oberhelvet postuliert.

- Für das nordwestliche Bodenseegebiet im Raum Singen - Stockach - Messkirch berichtet HAUS (1950, 1952) im Detail über mögliche "intrahelvetische" Bewegungen im "labilen subjurassischen Gebietsstreifen", welcher ungefähr mit dem Grobsandzug/Graupensandrinne zusammenfällt.

- SCHREINER (1974: Abb. 16) zeigt, wie an der alt angelegten Immendinger Flexur das "Unterhelvet" mit einer Winkeldiskordanz auf Malm übergreift, wobei sich Bewegungen an der Flexur bis ins mittlere Miozän (jüngere Juranagelfluh) hinein nachweisen lassen, wo sie dann ausklingen (siehe auch Profil 1, Figur 8 und 9, Beilage 4).



ig. 22 : Schematisierter, stark überhöhter Schnitt durch Grobsandzug - Graupensandrinne vom OMM - Kliff bei Schwenningen in den Molassetrog bei Markdorf (nach WERNER 1966)

- WERNER (1966) präsentiert eine detaillierte, auf über 70 Flachbohrungen (Aufzeitbohrungen für Seismik) und genaue Untersuchungen von Tagesaufschlüssen basierende Analyse des "unter-" bis vielleicht "mittelhelvetischen" Grobsandzuges zwischen Stockach und Rengetsweiler. Er weist hier zweifelsfrei eine ca. beckenparallel streichende, 10 - 12 km breite Grabenstruktur nach, deren Einsenkung als synsedimentäres Ereignis ins "Unterhelvet" fallen dürfte. Deutliche Diskordanzen sowohl zur liegenden USM wie auch zu den hangenden, karpatischen Kirchberger Schichten werden auch in Oberflächenaufschlüssen beobachtet. Gegen das Molassebecken wird diese Einsenkung von der schon seit langem bekannten Hochzone des Albsteins abgegrenzt, deren Innenrand wiederum als deutliche (innere) Randflexur, d.h. eigentlicher Abbruch zum rasch sich vertiefenden Molassebecken hin hervortritt (siehe Figur 22).

- Aehnliche Verhältnisse beobachtet SCHREINER (1966a): Abb. 2) im Hegau zwischen Höwenegg und Bodanrücken. Im Bereich dieser Grobsandzug/Graupensandrinne-Grabenstruktur herrscht deutlich ein Muster von antithetischen Abschiebungen vor, welches, wie in Figur 8 schematisch dargestellt wird, wohl extern am Aussenrand der Graupensandrinne wie auch am Innenrand der Albsteinschwelle offensichtlich von thetischen, alt angelegten Abschiebungen (Randflexuren) begleitet wird. Der weitere Rahmen, vor allem im tieferen Untergrund, und die spezifischen Gründe für diese während dem oberen Untermiozän spielenden differentiellen Einsenkungen im subjurassischen Bereich bleiben weitgehend Gegenstand von Spekulationen (siehe Figur 21). Das allgemeine Erscheinungsbild der Strukturen kann allerdings gut auf generelle Extension senkrecht zum Streichen zurückgeführt werden.

Im Westen sind ebenfalls Hinweise auf diese untermiozäne Bruchtektonik mit Hebungserscheinungen im Interferenzbereich von Molassebecken und Tafeljura zu finden:

- ANTENEN (1973) beschreibt die Transgression des "Helvet" (polygene Nagelfluh) über das "Burdigal" (graue Molasse mit Muschelsandsteinen, Turritellenbrekzien) in der Mulde von Tavannes als diskordantes Vorgreifen von erodierenden Meeresarmen in die gehobenen und schräggestellten liegenden Sandsteine.

- Auch in der Mulde von Court wird von SCHLAICH (1934) transgressives Aufarbeiten der liegenden Glaukonitsandsteine (graue Molasse) des "Burdigal" durch das "Helvet" (polygene Nagelfluh) beobachtet.

- Ebenso erwähnt LINIGER (1925) im östlichen Delsbergerbecken diskordante Lagerung von "helvetischer" polygener Nagelfluh über Delémontien. Ob es sich hier allerdings um die "unterhelvetische" weiteste Meerestransgression handelt oder tatsächlich um mittelhelvetische Nagelfluhen mit alpinen Geröllen, kann nicht entschieden werden. Im übrigen sieht LINIGER in diesen Nagelfluhen auch einen Anteil von Vogesenmaterial (Porphyrite, Buntsandstein, Hauptrogenstein). Dies könnte ein Hinweis auf im ausgehenden Untermiozän einsetzende aktive Hebungen in Schwarzwald und Vogesen sein, in deren Gefolge dann die vorwiegend mittelmiozäne Schüttung der jüngeren Juranagelfluh erfolgte. Typisch für die obere Abteilung der OMM ist also ein erosives Uebergreifen auf ihr Substrat in den äusseren Randzonen und gleichzeitig die schon im "Burdigal" und unteren "Helvet" (Grobsand, Randengrobkalk, Muschelsandsteinrinnen) sich abzeichnende Ausbildung von beckenparallelen Faziesstreifen. Hebungen, Senkungen und Segmentierung durch Bruchtektonik mit jurassischem Streichen sind vor allem im externen Randbereich unverkennbar.

2.4.3.3 Mittleres Miozän

Diese veränderte Situation bleibt auch während des mittleren Miozäns bestimmend (OSM s.l.). Das Molassebecken tritt in eine letzte, beschleunigte Phase der Subsidenz (LEMCKE 1984:383ff); als "Beckenfazies" werden radial von den Alpen geschüttete Konglomerate, Sandsteine und Mergel abgelagert (OSM s. str.). Zwar fehlen genaue Bezugshorizonte (Meeresspiegel), aber die generell ähnliche Situation wie während der USM ist offensichtlich; die Absenkgeschwindigkeiten allerdings bleiben wesentlich hinter den Werten aus dem "Aquitan" zurück.

Das mesoeuropäische Vorland (Tafeljura, Alb, Schwarzwald, Vogesen etc.) tritt mit Ende Untermiozän gesamthaft in eine anhaltende Hebungsphase (jüngere Juranagelfluh), wobei Hebungsbetrag und damit auch - Geschwindigkeit vom Tafeljura in den Schwarzwald und die Vogesen stetig zunehmen. Kristallingerölle in der Basler Juranagelfluh lassen frühe Erosion von kristallinen Gesteinen erkennen. Sie erfolgte wahrscheinlich am Ostrand der Dinkelbergscholle (Wehra-Störung), welche zu dieser Zeit vermutlich als Abschiebung mit sich hebendem Ostflügel aktiv war.

Der subjurassische Bereich dient weiterhin als eine Art Scharnierzone zwischen sich hebendem Vorland und sich senkendem Molassebecken, der Entwässerung des schweizerischen und süddeutschen Alpenvorlandes von Osten nach Westen (Glimmersand-Stromsystem; siehe Fig. 8, 9 und Beilagen 4 - 6).

Hinweise auf sedimentäre Diskordanzen zwischen Ablagerungen des mittleren Miozäns und liegenden Schichten findet man im Jura und im subjurassischen Gebiet: BUXTORF 1916: Fig. 1; BENDEL 1923: Profil 6; HAUBER 1960a:37, Tafel III; BARTHOLET 1964:85f, Tafel IV; STUMM 1964:199, Abb. 10; SCHREINER 1966:343ff etc.

Ein antithetisches Bruchmuster wie im "Helvet" (Fig. 8) ist zwar nicht mehr so offensichtlich nachweisbar, auch die Aktivität an den grösstenteils alt angelegten tethischen Abschiebungen (Randflexuren) scheint auszuklingen. Viele lokale Beobachtungen implizieren aber ein weitergehendes beckenparalleles Zerbrechen. Erste Aufwölbungen oder Aufschiebungen lassen sich im mittleren Miozän zwar postulieren, aber bis heute liegen dafür keine stichhaltigen Beweise vor (z.B. Sprüssel-Gewölbe). Die Basler Schule von BUXTORF (z.B. LINIGER 1925; KOCH 1923) postulierte für diese Zeit eine erste Vor- und Hauptphase der Jurafaltung.

Neben diesen Strukturen mit alpinem oder jurassischem Streichen findet man zunehmend auch deutliche Spuren einer sogenannten herzynischen, d.h. ca. SE - NW ausgerichteten Bruch(Graben-)Tektonik:

- BüCHI (1956:289ff) beobachtet schon während der ganzen OMM mehrere Phasen aktiver Grabeneinsenkung im Gebiet des unteren Alpen-Rheintales östlich von St. Gallen. Auch im Bünz-/Reusstal kann ein im Verlauf der OMM aktiver, ca. SE - NW verlaufender Graben rekonstruiert werden (BüCHI 1958c: Fig. 3).

- Auf dem Tafeljura bildet sich von Ost nach West eine deutliche, ebenfalls SE - NW bis S - N ausgerichtete Segmentierung aus. Tiefer gelegene Abschnitte sind mit zum Teil recht mächtigen (im Hegau bis 300 m, SCHREINER 1966a, 1965) Konglomerat-, Sandstein- und Mergellagen angefüllt (jüngere Juranagelfluh). Auf dazwischenliegenden Hochzonen findet man dagegen nur spärliche Reste von mittelmiozänen Ablagerungen (siehe Fig. 7 und Beilage 2). Am deutlichsten kommt dieses Muster wieder im Hegau/Randen-Gebiet zur Geltung, wo in der Grabenzone nordöstlich der Randenverwerfung (Grossstruktur Lenzkirch - Bonndorf - Bodensee) mächtige Juranagelfluhen abgelagert werden. Randlich aber, auf den Höhen des Schaffhauser Randen, sind nur wenig Reste davon zu finden. Offensichtlich wurde hier eine im Laufe des Mittelmiozäns entstehende Gra-

benzone (Kirchberger Schichten um 240 m versetzt') rasch mit Abtragungsschutt aus dem Deckgebirge des Schwarzwaldes angefüllt, während laterale Hochzonen weitgehend frei davon blieben (HOFMANN 1956b:30).

Die Bildung des SE - NW-streichenden Grabens in der Verlängerung des Bodensees über den Hegau in den Schwarzwald hinein muss also, gerade im Hegau, vorwiegend ins Mittelmiozän fallen. BüCHI et al. (1976:32) vermuten aufgrund von stratigraphischen Befunden aus Tiefbohrungen (Konstanz, Kreuzlingen und Dingelsdorf), dass eine grabenartige Einsenkung des nordwestlichen Bodensees schon während der OMM nachweisbar ist (siehe auch BüCHI 1956).

Im Unterseegebiet werden die Schienerberg-Verwerfung als West- und die Mindelseestörung als Ostgrenze des engeren Bereichs dieses Grabens angesehen (siehe Profil C, Beilage 3).

Man beobachtet also während des mittleren Miozäns der Nordostschweiz eine Vergitterung von jurassisch streichenden, unter- bis mittelmiozänen und grösstenteils antithetisch gestaffelten Brüchen (siehe Fig. 23; Profil 1, Beilage 4) mit einem breiten, mehr oder weniger senkrecht zu ihnen stehenden, auf die Alpen zuziehenden, herzynisch streichenden Bodensee-Rheintalgraben. In diesem Bruchfeld liegen auch die von ca. 16 - 7 Mio Jahren vor heute aktiven Hegau-Vulkane.

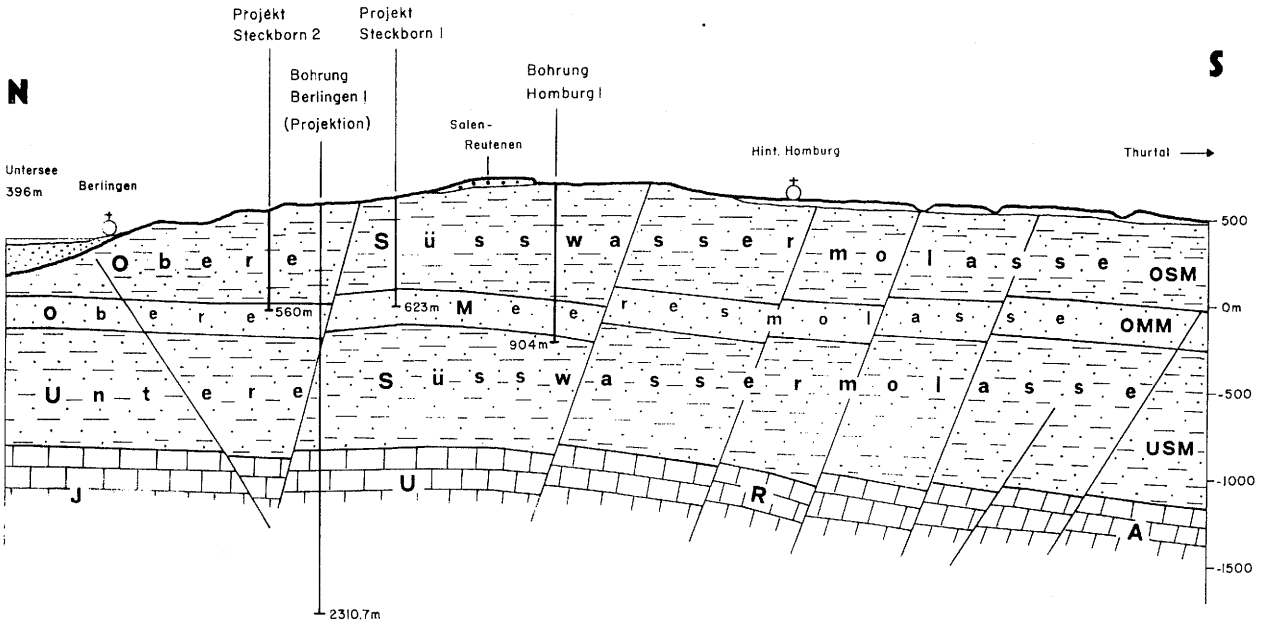


Fig. 23: Profil durch den thurgauer Seerücken aufgrund der neuesten Sondierungen des "Konsortiums Untertagesspeicher" (aus "Bote vom Untersee" vom 4. August 1983).

Aufgrund von seismotektonischen Beobachtungen scheint zumindest der Bodenseegraben auch heute noch aktiv zu sein, dies allerdings zumindest teilweise auch als dextrale Horizontalverschiebungszone (PAVONI 1979, 1984). Die jurassisch streichenden Bruchstrukturen dürften mit der Subsidenz des Molassebeckens (oder der Hebung des Schwarzwaldes?) in Zusammenhang stehen und sind seit dem Ende der Molassezeit womöglich nur noch unwesentlich bewegt worden (siehe auch Pavoni 1958).

2.4.3.4 Zusammenfassung

Zusammenfassend können wir also die neogene Tektonik vor der Jurafaltung, soweit sie sich stratigraphisch bis zum Ende der Molassezeit nachweisen lässt, als Bruchschollentektonik bezeichnen, die keine zwingenden Anzeichen für kompressive, echte Falten verursachende Vorgänge zeigt. Vielmehr muss sie, zumindest was die Erscheinungen an der Sedimentoberfläche betrifft, als eine Abfolge von Zeiten genereller Zerrungstektonik mit Grabenbildungen betrachtet werden. Dabei können wir vom Obereozän bis zum mittleren Miozän eine über das gesamte Gebiet grosso modo gesetzmässige, phasenweise Aenderung der Orientierung dieser Strukturen und damit höchstwahrscheinlich auch des sie verursachenden Paläostressfeldes beobachten (siehe ILLIES 1975a, b).

Horizontale Verschiebungen lassen sich mit stratigraphischen Indizien allein nur schwer nachweisen; sie wurden im Laufe dieser Untersuchungen nicht näher betrachtet (siehe z.B. HEGELE 1984). Es kann jedoch als erwiesen gelten, dass altangelegte, rheinisch streichende Brüche im Laufe des Miozäns und auch neotektonisch als sinistrale Lateralverschiebungen aktiviert worden sind (z.B. LAUBSCHER 1980; ILLIES et al. 1981; auch PLANCHEREL 1979; Fig. 20).

Die Bewegungen von Grund- und Deckgebirge dürften im weiteren Untersuchungsgebiet bis ins untere Miozän harmonisch abgelaufen sein. Grundgebirge und darüber liegende Sedimenthaut zerbrechen en bloc. Dazu gehören die oligozänen Strukturen im Umfeld der Rheingrabentektonik, die beckenparallelen, oligo- bis miozänen, in der Regel thetischen Abschiebungen in der äusseren (subjurassischen) Zone des Molassebeckens (Randflexuren) und zum grössten Teil wohl auch die ungefähr NW - SE streichenden, unter- bis mittelmiozänen Verwerfungen im Zusammenhang mit dem Bodensee-Hegau-Graben, der sich ja im Kristallin des Schwarzwaldes (Bonndorfer Graben) weiter verfolgen lässt. Ansätze zu leichten Falten in der Sedimenthaut infolge Lateralverschiebungen sind allerdings nicht ausgeschlossen (siehe besonders PAVONI 1961).

Dabei dürfte generell gelten, dass in der Kruste als diskrete Bruchflächen erscheinende Abschiebungen sich in den darüber liegenden Sedimenten bei zunehmender Mächtigkeit immer mehr auffächern. Es entsteht ein Bruchfeld (z.B. Mindelseestörung, Profil C, Beilage 3; siehe auch SHELTON 1984). Damit erfolgt eine gewisse Abkoppelung der Bewegungen im Deckgebirge von denjenigen im Grundgebirge; ihr Stil ändert sich, wiewohl ihr Grundcharakter derselbe bleibt. Daraus folgt, dass bei zunehmender Dicke der Sedimenthaut (und ebenso bei steigenden Gesamtversetzungsbeträgen) die Oberflächenstrukturen immer weniger konkrete Rückschlüsse auf allenfalls damit verbundene Strukturen im Basement erlauben. So können z.B. in Fig. 8 die altangelegten, SE-vergenten Abschiebungen als Dehnungsstrukturen der sich zu den Alpen hin abbiegenden Oberkruste gewertet werden, die z.T. späteren, antithetischen Bildungen (siehe auch Fig. 20) aber als sich nur in der Sedimenthaut äussernde sekundäre Zerrungsstrukturen.

Vorwiegend an listrischen Flächen können sich also, sofern geeignete Gleithorizonte vorhanden sind, auch bei Extensionstektonik allochthone Sedimentpakete über weitgehend unverrücktem Basement bilden (siehe besonders MUGNIER 1984 zur "Bresse-Randüberschiebung").

Vollends selbständig verhalten sich Grund- und Deckgebirge allerdings erst, wenn es infolge lateralen Schubes oder gravitativer Gleitung zur Bildung von eigentlichen Abscherungsdecken wie z.B. des Faltenjuras kommt.

2.4.4 Die postmolassischen Bewegungen

Wie aus den lithostratigraphischen Tabellen klar hervorgeht, sind in der Nordschweiz und angrenzenden Gebieten nur sehr spärliche Reste von Ablagerungen der postmolassischen Zeit erhalten geblieben. Dementsprechend lückenhaft ist unsere Kenntnis von der Bewegungsgeschichte dieses Zeitabschnittes.

Es gibt prinzipiell zwei Möglichkeiten, solche nur sehr schlecht dokumentierte Zeiten zum Zwecke einer Gesamtschau zu interpretieren:

- Isolierte Hinweise werden in einem mehr oder weniger geschickt geknüpften Netzwerk von Spekulationen zu einer hypothetischen Geschichte verwoben (z.B. LINIGER 1964, 1965, 1967).

- Als naheliegendste und heute allgemein immer mehr praktizierte Lösung kann eine einfache, von im Zusammenhang verifizierbaren Belegen modifizierte Interpolation zwischen gut dokumentierten Zeitabschnitten betrachtet werden. In unserem Fall wäre das eine Verbindung von ausgehendem Mittelmiozän mit dem Quartär, d.h. den direkten Informationen zumindest der jüngeren Vereisungen und letztlich der Ergebnisse der Geodäsie und Seismotektonik.

Wir wollen uns im weiteren (und dies gilt auch für das bisher gesagte) weitgehend mit der zweiten Variante begnügen.

Für die postmolassische Zeit sind zwei wesentliche Phänomene charakteristisch, welche letztlich in ihrer Ursache auf dieselben Vorgänge zurückgeführt werden können. Zum einen ereignen sich bedeutende horizontale Bewegungen (Jurafaltung), zum andern tritt das ganze nördliche Alpenvorland in eine anhaltende Hebungsphase. Beides dürfte, wie heute zumindest in groben Zügen ersichtlich ist, auf eine (vorläufig?) letzte, neoalpine Bewegungsphase mit fortschreitendem Zusammenschub im alpinen Orogen zurückgeführt werden (z.B. TRÜMPY 1980:92; TRICART 1984; MUGNIER 1984).

2.4.4.1 Fernschub und Jurafaltung

A. Historisches

Seit BUXTORF (1907, 1916) aufgrund entscheidender Erkenntnisse aus Tunnelbauten erstmals eine Jurafaltung durch Abscherung des Mesozoikums über einem sich weitgehend passiv verhaltenden Grundgebirge postuliert hatte, wurde immer wieder versucht, diese Idee in ein beweiskräftiges Modell zur Entstehung des Juragebirges zu integrieren. Vorerst ging man allgemein von Oberflächen- und Aufschlussbeobachtungen aus; die Strukturen des Untergrundes waren noch weitestgehend unbekannt. Geomorphologische Indizien spielten in Ermangelung syntektonischer Ablagerungen oft eine entscheidende Rolle.

In den 20er Jahren nahm die Vorstellung mehrerer Faltungsphasen im zentralen und nordwestlichen Juragebirge ebenfalls unter den Auspizien von BUXTORF (LINIGER 1925; KOCH 1923 etc.) konkrete Formen an. Diskordanzen und intramolassische Erosion wurden als Faltungs- resp. Peneplainisierungsphasen gedeutet, womit die lange Zeit gültige Idee etwa folgender Geschichte des Juragebirges abgeleitet wurde:

- Jungpaläogene ("Querfalten") und frühneogene Vorfaltungsphasen mit Flexurbildungen, Hebungen und Senkungen im herzynischen Grundgebirge.

- Bildung der "vindobonen Peneplain" zur Zeit der oberen OMM ("Helvet").

- Erste Hauptfaltungsphase am Ende der Molassezeit.

- Einebnung durch die "sarmatische Peneplain, tektonische Ruhe, Schüttung der Vogesenschotter.

- Zweite Hauptfaltungsphase im Pliozän mit anschliessender Erosionsphase bis heute (ausführlich in AUBERT 1975).

Dieser "Fahrplan" für die Jurafaltung und ihren Rahmen basierte zum grössten Teil auf stratigraphischen und geomorphologischen Beobachtungen, weshalb viele Daten gerade zur mio-pliozänen Geschichte des Juragebirges von Geomorphologen stammen.

Zeiteinteilung		VOSSELER		ANNAHEIM	LINIGER
oberes und mittleres Pliozän				*3. Phase*	*Nachphase*
unteres Pliozän = Pontien			Hauptfaltung	Peneplain (Freib.) *2. Phase* Vogesenschotter	*Hauptphase 2* Vogesenschotter
			Muldenbildung		
Miozän	Sarmatien	Peneplain		Peneplain	Peneplain
	Tortonien	Juranagelfluh Bildung der Mandacher- und Mettauer-Zonen		Juranagelfluh *1. Phase (N-S)*	*Hauptphase 1* Juranagelfluh *2. Vorphase* *1. Vorphase*
	Vindobonien	Peneplain		Peneplain	Peneplain

Fig. 24: Phasen der Juratektonik nach verschiedenen Autoren (aus MOSER 1958).

Sehr differenzierte Vorstellungen von der tektonischen Geschichten des Juragebirges im Zusammenhang mit Oberrheingraben und Vogesen entwickelt LINIGER (1953, 1964, 1965, 1967). Seine Herleitungen sind im einzelnen ohne spezielle Kenntnisse der lokalen Verhältnisse aber nicht nachvollziehbar.

Im Gegensatz zu den bisherigen Arbeiten geht LAUBSCHER (1961, 1962, 1965 etc.) in seinen grundsätzlichen Ueberlegungen zur Fernschubhypothese mehr von theoretischen mechanischen und kinematischen Vorstellungen aus und sieht die Jurafaltung ganz im Zusammenhang mit den Vorgängen in den Alpen. Die früher als Vorphasen interpretierten Diskordanzen zwischen tertiären Ablagerungen werden alle als Ausdruck von Bruchtektonik im Grundgebirge mit Schrägstellungen und Flexurbildungen im Deckgebirge gesehen. Eine Abscherung der Sedimenthaut und eigentliche Jurafaltung durch Fernschub soll als einheitliches und relativ rasches Grossereignis im Pliozän stattgefunden haben. Die phasenweise Auffaltung wird von LAUBSCHER (1962) vehement bestritten und in der Folge auch von ehemaligen Verfechtern als nicht schlüssig nachweisbar aufgegeben (z.B. LINIGER 1967:477; AUBERT 1975).

B. Heutige Vorstellungen

Seit ein direkter Zusammenhang mit den Ereignissen im alpinen Orogen allgemein akzeptiert ist, konzentrieren sich die Kontroversen zur Jurafaltung auf die konkrete Frage des Motors: War es Schwereglеitung, Schwereplättung oder gar aktiver Fernschub durch Ueberschiebung der "autochthonen" Kristallinkerne (Aarmassiv etc.) auf ihr Vorland.

MÜLLER & BRIEGEL (1980a) und MÜLLER & HSU (1980b) stellen Ueberlegungen zur Mechanik der Juraüberschiebung an und kommen zum Schluss, dass ein relativ langsamer, kontinuierlicher aktiver Fernschub als wahrscheinlichste Lösung betrachtet werden muss. HSU (1979) hat die weiteren Zusammenhänge im Kontext mit den geophysikalischen Eigenschaften der Kruste als ein Modell von "thin skinned plate tectonics" dargestellt, wobei er aber auch noch an einem pliozänen Zusammenschub festhält.

Eine solche Ueberschiebung, welche sicherlich schon im Miozän eingesetzt haben muss, bewirkt eine zunehmende Auflast über dem Vorland, somit ein Niederdrücken der liegenden (Vorland-)Krisallinplatte und ein Auffahren der alpinen Kristallinkerne (Aarmassiv etc.; siehe HSU 1979: Abb. 2; ZIEGLER 1982:92ff).

Dieses geodynamische Modell hat wiederum folgende Konsequenzen:

- Schüttung von Erosionsmaterial aus den stetig aufsteigenden Alpen ins Vorland (Molasse).

- Dilatativer Spannungszustand an der Krustenoberfläche, im Vorland Bruchtektonik, v.a. an allfälligen vorbestimmten Schwächezonen (Randflexuren, Knickzonen).

- Kompressiver Spannungszustand in den vor der Stirn der zentralalpinen Kristallinmassive und auf dem Vorland liegenden Sedimenten des Molassebeckens. Abscherung der autochthonen Sedimente, Falten, Ueberschiebungen.

Es gibt zwei grundlegend verschiedene Möglichkeiten, diese Entwicklung in einen zeitlichen Rahmen zu stellen:

1. Der entscheidende Zusammenschub, infolge dessen die Vorlandsedimente abgeschert und der Faltenjura aufgefaltet wurde, erfolgte als kurzes und heftiges Ereignis während des Pliozäns. Zu isostatischen Ausgleichsbewegungen reichte die Zeit nie aus und die Krustenverdickung wird in der Folge durch heute unvermindert anhaltenden isostatischen Aufstieg der zentralalpinen Kristallinkerne kompensiert.

2. Die neoalpine Ueberschiebung aufs Vorland erfolgte über relativ lange Zeit; sie setzt schon im ausgehenden Paläogen ein, bewirkt im Vorland durch progressives Niederdrücken des Basement Zerrungstektonik mit beckenparallelen Bruchmustern (siehe Fig. 21). Von den infolge positiver Massenbilanz anhaltend aufsteigenden Alpen erfolgt eine mehr oder minder stetige Schüttung von Erosionsprodukten (Molasse). Die alpenrandnahe (subalpine) Molasse wird schon im frühen Neogen vom Zusammenschub erfasst, der sich sukzessive weiter nach NW fortsetzt (siehe z.B. MALAVIEILLE 1984), bis im obern Miozän die Sedimentablagerung infolge Hebung des Molassebeckens und Verschiebung der Vorflut bis ins Mittelmeer ausklingt und die eigentliche Jurafaltung erfolgt, welche theoretisch noch heute in vermindertem Mass anhalten könnte (Stressfeld').

Der heutige Stand der Kenntnisse favorisiert eindeutig die zweite Möglichkeit, wie vor allem auch die umsichtige Zusammenstellung von Daten zur Juraüberschiebung von MUGNIER (1984) beweist.

Unter der Annahme früh einsetzender, kontinuierlicher Bewegungen kann problemlos eine Dauer der Abscherung von zehn oder mehr Millionen Jahren angenommen werden, wobei diesem Prozess der sukzessive Aufbau eines kompressiven Spannungsfeldes im Molassekeil vorausgegangen sein dürfte. Dieser horizontale Strain hat sich dann erst nach einer gewissen Zeit als Faltenwurf und Aufschiebungen im Jura geäussert. Vielleicht dürfen wir als grobe Annäherung eine etwa 20 %ige Verkürzung

(ALBRECHT & FURTAK 1964:246) annehmen, bevor im geringmächtigen Vorland erste mophologisch überhaupt feststellbare Deformationen aufgetreten sind.

Die Modelle von LAUBSCHER (1961, 1965, 1974, 1981), MüLLER & HSU (1980) & MUGNIER (1984) weisen eindeutig darauf hin, dass die Dynamik der "spätpontischen Jurafaltung" nur im Zusammenhang mit einem langfristigen neoalpinen Schub gesehen werden kann, in dessen Verlauf zuerst der Molassekeil und dann sukzessive externere Teile des Juras von ihrer Unterlage abgeschert und nach + Nordwesten geschoben wurden. Dabei darf für die Hauptbewegung am Abscherungshorizont unter dem Molassebecken eine kontinuierliche, duktile Deformation angenommen werden. Im Gebiet des Juras aber, wo die Ueberlagerung gering wird erfolgt die Deformation der Gesteine mit Ausnahme von Salz und Gips ausschliesslich im spröden Bereich. Die Bewegungsfronten des Zusammenschubes sind nicht mehr kontinuierlich und können phasen-, episodenweise ablaufen (LAUBSCHER 1981).

Diese Jurafaltung als direkte Folge der Abscherung des Molassekeils en bloc war aber nur da möglich, wo ein geeigneter Abscherungshorizont vorhanden ist. Tatsächlich endet nun der Faltenjura gerade da, wo unter dem Mittelland auch die Sulfate des mittleren Muschelkalkes als Gleithorizont (MUELLER & BRIEGEL 1980) gegen Osten auskeilen (BUECHI et al. 1965a:Fig. 5). ZIEGLER (1982:94f, Fig. 26) hat diesem "thin-skinned" ein "thick-skinned" Modell gegenübergestellt, wo die Jurafaltung ebenfalls als ein von der Alpenfront aktiv bewegter Prozess beschrieben wird. Der eigentliche, flachliegende Abscherungshorizont unter dem Molassebecken verläuft hier allerdings innerhalb der kristallinen Kruste und steigt erst im Bereich der internen Juraketten ins sedimentäre Deckgebirge durch. Vorläufig sind weder "thin-" noch "thick-skinned-tectonics" schlüssig beweisbar; es spricht allerdings einiges dafür, dass die Sedimente unter dem Mittelland im evaporitischen Niveau abgeschert worden sind (z.B. NAGRA-Tiefbohrung Schafisheim; auch MUGNIER 1984).

C. Zur Datierung der Jurafaltung

Wir haben keine klaren stratigraphischen Evidenzen zur Verfügung, welche uns eine genauere Einengung der Zeit erlauben, die uns für die Jurafaltung zur Verfügung steht. Auf den Absenkdiagrammen wird deshalb grob vereinfachend die Zeit zwischen dem Ende der Molassesedimentation und heute als allgemeine Hebungsphase infolge Zusammenschubes und isostatischer Hebung des Untergrundes interpretiert (siehe Figur 2).

Die einzigen einigermassen verlässlichen Indizien für ein mögliches Maximalalter der Jurafalten und Ueberschiebungen finden wir im weiteren Untersuchungsgebiet im Delsbergerbecken und in der Ajoie. Diese Gebiete wurden denn in der Vergangenheit auch immer wieder für den Beweis sehr unterschiedlicher Ansichten über Alter und Werdegang des Juragebirges herangezogen (z.B. LINIGER 1925, 1953, 1964, 1967; LAUBSCHER 1961, 1962, 1965, 1980; HANTKE 1978, 1982, 1984).

Die Fauna der Hipparionsande (Vogesensande, Dinotheriensande) von Charmoilles (z.B. TSCHOPP 1960:20f; Schäfer 1961) bezeugt nach heutigen Kenntnissen ein maximales Alter von ca. 11 Mio Jahren (z.B. FAHLBUSCH 1981), womit die diskordant darüberliegenden, von der Jurafaltung offensichtlich noch deformierten Vogesenschotter (TSCHOPP 1960:21; LINIGER 1967: Tafel I, II, Profil 1b; LAUBSCHER 1963:50), ein Maximalalter für die Falten- und Ueberschiebungstektonik der externen Teile des Faltenjuras ergeben.

Da die liegenden Vogesensande mit Hipparion ziemlich genau datiert werden können, das Alter der Vogesenschotter aber biostratigraphisch nicht belegt werden kann, bleibt für Interpretationen ein weiter Spielraum. Je nach Bedürfnis der einzelnen Modellvorstellungen kann hier spekuliert werden. Wir wollen uns auf die Feststellung beschränken, dass ca. 8 - 10 Mio Jahre ein vernünftiges Maximalalter für die Vogesenschotter sein dürfte.

Wenn wir den LAUBSCHER'schen (1965, 1981) Vorstellungen folgen wollen, so müssen wir damit rechnen, dass die externen Falten zwischen dem Delsbergerbecken und den Vogesen sich schon in einer frühen Phase des Zusammenschubes bemerkbar machten. Die Vogesensande würden mithin ein Maximalalter für Jurafalten ergeben, welche mit zu den ältesten gehören.

Der Beginn des Fernschubes muss aber erheblich älter sein. Vor allem der Molassekeil verhält sich alles andere als wie eine starre Masse, interne Deformationen, elastisches und plastisches Verhalten führen zu einer starken Verzögerung der von der Alpenfront bis zu den äusseren Jurafalten übertragenen Kräfte. Wir können also als erste Phase des Fernschubes eine progressive horizontale Kompression vor allem der Molassesedimente annehmen. Die Abscherung in den duktil sich verhaltenden mesozoischen Schichten (mittlere und obere Trias) erfasst sukzessive immer externere Bereiche. Bevor sich im Jura die ersten deutlichen Anzeichen einer Auffaltung an der Oberfläche bemerkbar machten, dürfte schon ein wesentlicher Teil des insgesamt messbaren Fernschubes geleistet worden sein.

Somit wäre eine Annahme für den Beginn des Fernschubes am Alpenrand vor der Ablagerung der Vogesenschotter durchaus nicht abwegig. Wir hätten dann, unter der Annahme, der Zusammenschub sei noch bis in jüngste Zeit oder vielleicht heute noch aktiv, gegen 10 Mio Jahre für die "pliozäne" Juratektonik zur Verfügung.

Für eine maximale Einengung von 25 km ergibt das eine minimale Verkürzungsrate von 2.5 mm/Jahr. Diese Spekulation steht im Gegensatz zu herkömmlichen Vorstellung von einer kurzen und heftigen "spätpontischen" Jurafaltung die sich in 2 - 3 Mio Jahren abgespielt haben könnte. Weder das eine noch das andere ist vorläufig beweisbar.

Wie die Ausführungen in Kapitel 3.1.1.3 zeigen, können wir aber von einer eher längerfristigen und langsamen Bewegung ausgehen (siehe auch MUELLER & BRIEGEL 1980).

Die Ueberschiebung des Plateaux-Juras auf den Bresse-Graben kann nicht mit Fernschub erklärt werden; es dürfte sich hier um Schweregleitung als Folge von Kompaktion und/oder Einsenkung im Bresse-Graben handeln (MUGNIER 1984:133ff). Damit entfällt auch die Möglichkeit, den Rahmen für die Juraüberschiebung mit den jüngsten überfahrenen Sedimenten im Bresse-Graben (Pont) abzustecken.

2.4.4.2 Mio-pliozäne Hebungen und rezente Bewegungen

Eine überregionale Heraushebung des gesamten nördlichen Alpenvorlandes seit dem mittleren Miozän ist offensichtlich. Als letzte einheitliche räumliche Orientierungsebene kann die Grenze OMM/OSM angenommen werden, welche ausgangs Karpat ungefähr auf Meeresniveau gelegen haben muss. Isohypsenkarten dieser Grenze (LEMCKE 1984: Abb. 14) ergeben absolute Hebungsbeträge, wobei allfällige spätere Absenkungen während der OSM noch dazugezählt werden müssen, um die sogenannte Resthebung (= postmolassische Hebung) zu erhalten.

Diese postmolassischen Hebungen können wiederum nur im Zusammenhang mit den Ereignissen sowohl in den Alpen als auch im Schwarzwald (+ Vogesen) verstanden werden. Wie SCHAER (1979) ausführt, könnten die Hebungen in den Alpen mit ähnlichen Geschwindigkeiten, wie sie heute gemessen werden (GUBLER et al. 1984) schon seit ca. 20 Mio Jahren angedauert haben. Dies käme einer gesamten mio-plio-pleistozänen Hebung des zentralen Alpenkörpers um 20 - 30 km gleich.

Im Schwarzwald, wo lokal wahrscheinlich seit dem ausgehenden Oligozän (HUBER & HUBER 1984), in grösserem Ausmass sicher seit dem mittleren Miozän (Basler Juranagelfluh) das Kristallin freigelegt worden war, können wir mit einer gesamten Hebung während der letzten ca. 20 Mio Jahre von ungefähr 1.5 - 2 km rechnen. Dabei handelt es sich allerdings um eine sehr unregelmässige von relativ episodischen Ereignissen begleitete Hebungsgeschichte, wo langfristige Durchschnittswerte ziemlich wertlos sind.

Damit bleiben die im externen Molassebecken ermittelten Resthebungsbeträge mit ca. 450 - 750 m während der letzten 10 - 12 Mio Jahre weit unter den sowohl extern (Schwarzwald) wie auch intern (Alpen) gemessenen Werte zurück. Dies beweist eindeutig, dass die neogenen Bewegungen der Alpen einerseits und des Schwarzwaldes andererseits voneinander unabhängig oder zumindest nicht direkt gekoppelte Bewegungen waren (und sind). Wir befinden uns also, wie schon im unteren und mittleren Miozän, im externen Molassebecken und der subjurassischen Zone weiterhin in einer Art Interferenzzone zwischen den selbständig sich verhaltenden Alpen und den externen Kristallinblöcken. Sie lässt sich in einfacher Näherung als eine Art Scharnierzone betrachten und könnte etwa da definiert werden, wo der Netto-Effekt tertiärer Hebungen und Senkungen ungefähr Null beträgt (siehe Raum/Zeit-Diagramme); sie entspräche damit der heutigen Null-Isohypse der "obereozänen Peneplain" resp. der Tertiärbasis.

Im einzelnen sind die lokalen Verhältnisse natürlich recht differenziert; oben gesagtes gilt vor allem für das ungefaltete Gebiet der Nordostschweiz und Südwestdeutschlands. Eine vorzügliche Orientierungslinie für die im weiteren Sinne epizentrale Hebung des Schwarzwaldmassivs spiegelt die von ENE nach WSW verfolgbare Klifflinie des OMM-Meeres wider (LEMCKE 1984: Abb. 14).

Rezente horizontale Bewegungen sind sehr viel schwieriger zu verifizieren. Wie in Kapitel 3 noch näher zu erläutern sein wird, können Dislokationen an diskreten Bruchflächen noch am besten erfasst werden. Hierzu hat vor allem die Analyse von Erdbeben und deren Herdmechanismen grundlegendes beizutragen (Seismotektonik). Die heute in der Nordschweiz s.l. einzig schlüssg nachweisbaren horizontalen Bewegungen erfolgen als sinistrale Transversalverschiebungen mit rheinischem Streichen und an dextralen Transversalverschiebungen mit herzynischem Streichen, was das herrschende maximale horizontale Spannungsfeld klar ausdrückt (PAVONI 1984).

2.4.5 Tabelle 1: Versuch einer Synopsis

In Tabelle 1 wurde versucht, mit wenigen Signaturen die wichtigsten, anhand von Erosion, Ablagerung und topographischer Lage nachweisbaren Bewegungen der Nordschweiz s.l. im Ueberblick zusammenzustellen. Nachgewiesene oder zumindest sehr wahrscheinliche Vorgänge werden über die Zeit ihrer Aktivität mit durchgehenden, vermutete mit unterbrochenen Signaturen dargestellt.

Die geographische Abgrenzung der einzelnen, ausgewählten Gebiete ist im Detail recht problematisch und kann nicht genau definiert werden. Im wesentlichen sollte es sich um ein Profil vom mesoeuropäischen Vorland (Oberrheingraben, Tafeljura) über das Molassebecken bis zum nördlichen Alpenrand handeln. Der Entwurf beruht auf den in Kapiteln 2.3.4 und 2.4 dargelegten Zusammenhängen und ist im einzelnen zu diskutieren.

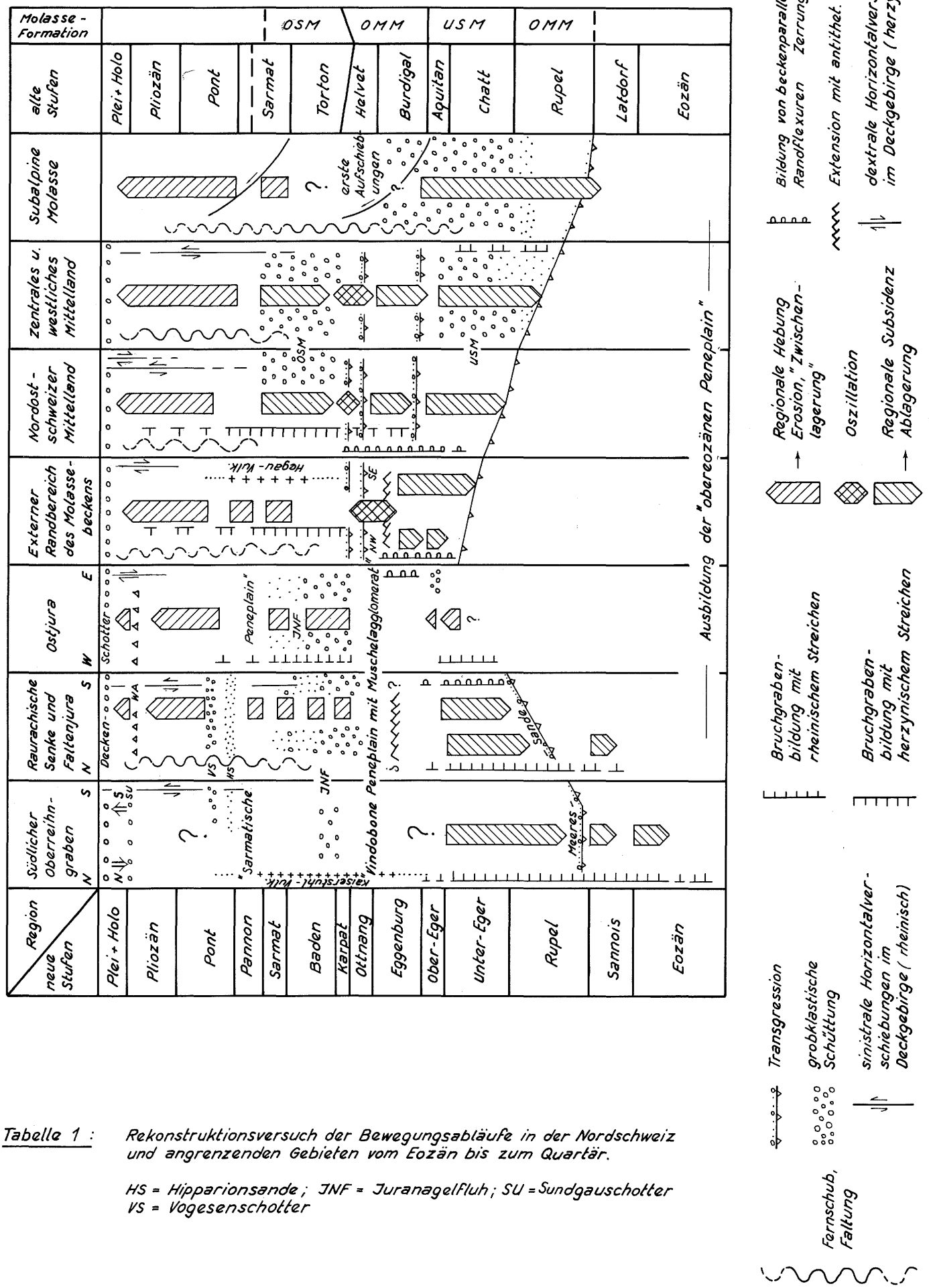


Tabelle 1 : *Rekonstruktionsversuch der Bewegungsabläufe in der Nordschweiz und angrenzenden Gebieten vom Eozän bis zum Quartär.*

HS = Hipparionsande; JNF = Juranagelfluh; SU = Sundgauschotter
VS = Vogesenschotter

3. CHARAKTER UND GESCHWINDIGKEIT DER GEOLOGISCHEN VORGAENGE IN DER NORDSCHWEIZ UND VERGLEICH MIT ANDEREN GEBIETEN

Unter diesem Titel sollen v.a. einige quantitative Resultate der tertiären Dynamik im Untersuchungsgebiet zusammengefasst und mit solchen aus anderen Regionen verglichen werden. Dabei wird das Augenmerk vorwiegend auf die Geschwindigkeiten dieser Dynamik gerichtet sein. Bei der Sichtung entsprechender Literatur fällt auf, dass die quantitative Behandlung geologischer Vorgänge, sobald sie über den vorwiegend lokalen, relativ kleinräumigen Rahmen der Ingenieurgeologie hinausgeht und regionale Bewegungen über grössere Zeiträume erfasst, ein noch junger Wissenszweig ist, der grundlegende Kontroversen verursacht. Was vor allem auffällt, sind die z.T. grossen Unterschiede der mittels geochronologischer oder stratigraphischer Evidenzen über längere Zeiträume ermittelten Bewegungsraten einerseits und der heute mit geodätischen Methoden gemessenen Bewegungsgeschwindigkeiten andererseits.

3.1 Endogene Dynamik

3.1.1 Die Bewegungen im Untersuchungsgebiet

Wie aus Kapitel 2 hinreichend hervorgeht, können wir in der Nordschweiz s.l. zwei hauptsächliche Bewegungsphasen seit dem Eozän unterscheiden: Zuerst ein differentielles Auf und Ab des Untergrundes, welches Erosion und Sedimentation bedingt, eine Reaktivierung präexistenter Schwächezonen der Kruste mit Grabenbildung und Hochzonen und wahrscheinlichen, aber nur schwer nachweisbaren Horizontalverschiebungen; später vor allem im Westen ein Abscheren der Sedimenthaut über dem differenzierten Grundgebirge durch Fernschub von den Alpen her, Faltenbildung, Aufschiebungen und Ueberschiebungen, begleitet und gefolgt von gut nachweisbaren Transversalverschiebungen im Deckgebirge. Die heute feststellbaren Bewegungen an ähnlich orientierten Transversalverschiebungen vollziehen sich dagegen nur im tieferen Grundgebirge (PAVONI 1984).

Anhand der Absenkdiagramme und dann auch der Raum/Zeit-Schaubilder können die regionalen und lokalen Eigenheiten der Subsidenz- resp. Hebungsgeschichte, also der vertikalen Bewegungen studiert werden. Diese so ermittelten Zahlen sollten im einzelnen als grobe Näherung, als über eine bis mehrere Millionen Jahre gemittelte und deshalb minimale Werte betrachtet werden. Horizontale Bewegungsraten sind mit stratigraphischen Methoden allein kaum erfassbar.

3.1.1.1 Subsidenzraten

Als Subsidenz- oder Absenkraten werden hier Werte bezeichnet, welche direkt aus den weitestgehend schon kompaktierten Sedimentmächtigkeiten ermittelt worden sind. Dabei handelt es sich streng genommen um sogenannte Akkumulationsraten, welche zusätzlich noch um einen je nach Lithologie unterschiedlichen Betrag für die Kompaktion erhöht werden müssten, um die tatsächliche vertikale Absenkung während der Ablagerung des frischen Sedimentes zu ermitteln. Wie FUNK (1985:Fig. 6) für den helvetischen Schelf zeigt, macht die Berücksichtigung der Kompaktion wohl für den Kurvenverlauf im Detail etwas aus, für den kumulativen Endeffekt der Subsidenz aber ist sie ziemlich unbedeutend. Zudem spielt die relative Lage der Sedimentationsoberfläche zur Meereshöhe als räumlicher Orientierungsebene eine entscheidende Rolle (siehe 2.3.1.2).

Je weiter wir uns also im abgelagerten Sedimentstapel von unserer Zeit- und Sedimentationsbasis, der "obereozänen Peneplain" entfernen, desto relativer wird die Aussagekraft der ermittelten Subsidenzraten. Sie entsprechen nur annäherungsweise den tatsächlichen Bewegungen des Untergrundes; die effektiven Subsidenzbewegungen der Kruste selbst spiegeln sich also nur indirekt in den mittels unserer Absenkdiagramme rekonstruierten "Absenkkurven". Für eine weitergehende Diskussion dieser Problematik siehe GUIDISH et al. (1985).

Nichtsdestotrotz wollen wir uns aber an den rekonstruierten Werten (siehe Tabelle 2, Raum/Zeit-Diagramme) als grössenordnungsmässig richtige, über längere Zeiträume gemittelte Subsidenzraten orientieren. Detailliertere Untersuchungen werden Ergänzungen bringen und allfällige systematische Fehler aufdecken; die allgemeinen Tendenzen dürften soweit dies anhand langfristiger Mittelwerte überhaupt möglich ist, in erster Näherung aber auch mit der hier angewendeten, relativ einfachen Methodik richtig ermittelt worden sein.

Dabei muss allerdings auffallen, dass gerade an Brüchen und in aktiven Grabenzonen die Bewegungen oft diskontinuierlich und phasenweise ablaufen. Deshalb können langfristige, d.h. über Jahrmillionen gemittelte Werte nur quantitative, aber keine qualitative Information sein.

Die Sedimentation im Oberrheingraben wird z.B. von mehreren Unterbrüchen und darüber folgenden Transgressionen (Konglomeratschüttungen) begleitet und zeigt im lokalen Rahmen gleichzeitig sehr unterschiedliche Bewegungen.

So wurden auch bei Mannheim seit dem oberen Pliozän ca. 1000 m Sedimente abgelagert, was durchschnittliche Absenkraten von ca. 50 cm pro 1000 Jahre ergibt. Gleichzeitig zeugen ca. 50 km weiter südlich bei Karlsruhe von derselben Zeitspanne höchstens ein paar Dutzend Meter Sedimente.

Geodätische Messungen im Raum Darmstadt ergeben rezente Subsidenzraten von 0.2 - 0.7 mm/Jahr, wobei deutlich durch Bruchstufen getrennte Schollen mit unterschiedlichen Bewegungsraten kartiert werden können (PRINZ 1969).

Andererseits finden wir im Molassebecken über weite Räume relativ gleichmässige Absenkungen, die gewissen regionalen Gesetzmässigkeiten unterliegen. Seit dem oberen Oligozän scheint die Subsidenz hier abschnittweise ziemlich homogen zu sein, wobei sie generell von innen nach aussen abnimmt.

Folgende auffällige Punkte sind sowohl aus Tabelle 2 wie dann auch aus den jeweiligen Raum/Zeit-Diagrammen ablesbar (siehe auch Kapitel 2.4):

- Im oberen Oligozän ("Chatt") herrschen im hier untersuchten Teil des Mittellandes relativ bescheidene Subsidenzraten von 5 - 15 cm pro 1000 Jahre. Bei der Tiefbohrung Hünenberg sind es gleichzeitig etwa 20 cm, bei der Tiefbohrung Linden etwas über 40 cm pro 1000 Jahre.

- Die Subsidenzraten erreichen im untersten Miozän ("Aquitan") ein Maximum. Sie nehmen vom zentralen Mittelland (ca. 1 mm/Jahr) gegen den äusseren Rand des Molassebeckens stetig bis gegen Null ab. In externen Bereichen findet gleichzeitig eine gewisse Hebung statt (Schüttung der älteren Juranagelfluh). In der subalpinen Molasse, wo diese miozäne USM zum Teil bis 2500 m mächtig sein dürfte (z.B. SCHUPPLI 1952: Tafel II), könnten maximale durchschnittliche Absenkraten des Molassetroges von ca. 1.5 mm/Jahr erreicht worden sein. Im allgemeinen sind die Werte aber wesentlich kleiner.

Tabelle 2: Gemittelte minimale Vertikalbewegungen seit dem oberen Oligozän

Lokalität	Unter-Eger =untere USM	Ober-Eger =obere USM	OMM	OSM	Resthebung o'Mio-heute	Region
Profil A: (Fig. 6)						
Ruppoldsried	-15.5	-31.4	-7.5	(-5.3)	+10.5	schwach gefaltetes Mittelland
Altishofen	-13.3	-40	-20	-10	+9.6	
Boswil	-13.3	-44.3	-7.5	-9.8	+6.3	
Küsnacht	-13.8	-90	-17.5	-11.6	+4.9	ungefaltetes Mittelland
Lindau	-15.4	-47.9	-13	-10.7	+5.3	
Berlingen	-5.4	-46.4	-10	-9.1	+4.0	
Dingelsdorf	-6.7	-46.2	-10	-8.9	+6.3	
Profil 5: (Fig. 13)						
Affoltern a.A.	-11.5	-71.4	-17	-11.6	+6	Mittelland
Aesch	-9.1	-49.3	-10	-10.9	+5.3	
Honoret/Dietikon	-6.8	-35.3	(-4.4)	-6.7	+5	
Reppisch/Dietikon	-5.6	-26.7	(-6.3)	-6.2	+5.8	
Würenlos-Süd	(-5.0)	-21.3	(-7.5)	-4.9	+6.3	
Würenlos-Nord	(-5.0)	-21.3	(-6.3)	-5.3	+6.3	Faltenjura
Greppe/Wettingen	(-5.0)	-17.3	(-5.7)	-4.9	+6.2	
Lägernkamm	(-5.0)	-17.3	(-8.3)	-5.1	+11.3	
Oberehrendingen	(-5.5)	-22.7	(-7.5)	-4.7	+5.9	Tafeljura
Unterehrendingen	(-5.0)	-17.3	(-8.0)	-4.7	+5.9	
Vogelsang	0	(-7.3)	(-8.0)	-4.4	+6.0	
Baldingen	0	(-4.0)	(-4.0)	-4.4	+5.8	
Profil 1: (Fig. 9)						
Kreuzlingen	-10	-53.6	-8.5	-11.1	+4.2	ungefaltetes Mittelland
Untersee	-4.6	-44.3	-9.4	-8.4	+4.0	
Schienerberg-Süd	-5.0	-42.1	-11.3	-8.0	+4.5	
Schienerberg-Nord	-4.2	-34.3	-10.6	-7.8	+5.1	
Bohlingen	-3.6	-30.0	-11.4	-7.8	+4.7	
Bohrung Singen	-3.7	-20.7	-8.3	-7.8	+6	
Hilzingen	-5.0	-12.1	-9.0	-7.8	+5.9	Tafeljura
Bohrung Beuren a.R.	+4.2	?	-4.2	-4.9	+5.7	
Blumenfeld	+5.8	?	?	-3.6	+6.3	
Altrachtal	+7.7	?	?	0	+6.7	

\+ = Hebung
\- = Senkung

Beträge in cm/1000 Jahre
( ) unsichere, extrapolierte Werte

Die relativ hohen Durchschnittsgeschwindigkeiten für regionale Subsidenz sind bedingt (und eventuell verfälscht?) durch die sehr kurze Dauer des Ober-Eger, über welche sich aber die neuesten Publikationen weitgehend einig sind (siehe Tabelle 2 und Referenzen dazu). Ob allerdings die relativ schlecht datierbaren "aquitanen" Sedimentmächtigkeiten unseres Untersuchungsgebietes auch immer genau diesen Zeitabschnitten entsprechen, ist zumindest ungewiss.

- Während OMM und OSM erreichen die gemittelten Subsidenzraten nicht mehr annähernd die Werte der oberen USM, sondern maximal nur noch ca. 0.2 mm/Jahr.

- Die letzte Phase der Subsidenz während der mittelmiozänen OSM erfasst zwar noch weiteste Teile des Molassebeckens, ist aber in ihrem Ausmass nicht mehr genau bekannt. Für die Rekonstruktion der Absenkdiagramme wurde angenommen, dass die Entwässerungsrinne des nördlichen Alpenvorlandes (Glimmersandrinne) in der Nordostschweiz am Ende der Molasse (vor ca. 12 Mio Jahren) auf ungefähr 150 m ü.M. gelegen hatte (HANTKE 1984:5).

3.1.1.2 Hebungsraten

Hebungen bedingen immer eine erhöhte Reliefenergie und damit längerfristig generell Erosion.

Lokale, an Bruchstufen gebundene Hebungen wie Horstbildung, Schollenkippungen etc. äussern sich ziemlich unvermittelt in der Schüttung von grobklastischem Erosionsschutt in benachbarten, tiefer liegenden Bereichen. Ihr Bewegungscharakter ist im allgemeinen eher von episodischer, ruckartiger Natur; langfristig gemittelte, lokale Hebungsraten sind deshalb wenig aussagekräftig. Als Beispiel können die grobklastischen Bildungen des Oligozäns im Oberrheingraben und der Rauracischen Senke oder die Erosionserscheinungen im Grobsand (Werner 1966) dienen.

Regionale Hebungen infolge weiträumiger Krustenverbiegungen oder isostatischer Ausgleichsbewegungen sind eher langandauernde, kontinuierliche Vorgänge, die kurzfristig kaum erfasst werden können. Sie äussern sich vor allem als Schichtlücken und allenfalls auch sedimentäre Erosinsdiskordanzen von regionalem Charakter. Ohne Vergleichsmöglichkeiten mit vollständigen Profilen ist ihr Betrag oft schwer erfassbar, weil primäre Erosionsprodukte meist nicht mehr im direkten Zusammenhang vorhanden sind; wiederholte Aufarbeitung und Umlagerung und weite Transportwege sind die Regel. So

sind zum Beispiel die Erosionsprodukte der langen kretazisch-paläogenen Festlandperiode in der zentralen Schweiz nicht mehr nachweisbar, was bis heute die Unsicherheiten in Bezug auf mögliche Kreideablagerungen in diesem Raum bestehen lässt (siehe auch FISCHER 1965). Eine grossräumige Verbiegung der Kruste allerdings ist unverkennbar (LEMCKE 1974: Fig. 2). Auch der weitherum unübersehbare Hiatus zwischen "Aquitan" und "Burdigal" muss eine mehr oder minder lange Festlandperiode mit unbekanntem Erosionsbetrag gewesen sein.

Wir wollen deshalb auf diese intramolassischen Hebungs- und Erosionsphasen nicht näher eingehen. Sie bleiben weitgehend eine Sache von Spekulation.

Somit bleibt noch die überregionale postmolassische Hebung seit dem Obermiozän (sog. Resthebung), welche zum Teil auch heute noch anzudauern scheint.

Oestlich der Lägern dürfte sie vorwiegend auf eine vertikale Hebung des Basements zurückzuführen sein, da hier im Osten kein wesentlicher Zusammenschub mehr in Betracht gezogen werden muss. Weiter im Westen, wo der Betrag der Resthebung zunehmend höhere Werte erreicht (Tabelle 2, Profil A) dürfte er sich aus Grundgebirgshebung und Aufschieben des Molassekeils infolge Schubs von den Alpen her zusammensetzen (z.B. LAUBSCHER 1974; siehe auch Fig. 2, Seite 36).

Die Interpolationen über einen Zeitraum von 12 Mio Jahren ergeben natürlich die extrem niedrigen Werte um 5 cm pro 1000 Jahre, was z.B. innerhalb der Fehlergrenze heutiger Präzisionsnivellements liegt (GUBLER et al. 1984). Weil heute aber im externen Mittelland Hebungen von wesentlich grösseren Beträgen (bis ca. 50 cm pro 1000 Jahre gemessen werden, scheint es unwahrscheinlich, dass die 450 - 750 m betragende regionale Hebung des Untergrundes seit dem Ende des mittleren Miozäns (Resthebung) als kontinuierlicher Prozess interpretiert werden darf.

Wie schon in 2.4.4.2 angedeutet, dürfen diese postmolassischen Hebungen wohl nur in den Alpen, aber nicht im Molassebecken oder den externen Massiven, wo sie ja auch nur wesentlich geringere Beträge erreichen, als weitgehend kontinuierlich betrachtet werden. Dies ergibt sich auch aus der Tatsache, dass zwar in den zentralen Alpen durchgehend bedeutende rezente Hebungen stattfinden, im Molassebecken aber, und zwar vor allem im externen Bereich, sich diese Uniformität verliert; die Hebungen bewegen sich zum Teil nur noch im Rahmen der Fehlergrenzen und es kommen auch Gegenden mit Absenkung vor (z.B. Schaffhausen, siehe GUBLER et al. 1984: Beilage 1). Daraus ergibt sich eindeutig:

- Die sowohl mit geologischen (siehe auch JäCKLI 1957, 1958) wie auch mit geodätischen Methoden bestimmten Hebungsraten der Alpen liegen heute in der Grössenordnung von 1 mm/Jahr = 100 cm pro 1000 Jahre. Es dürfte sich um einen seit langer Zeit kontinuierlich andauernden Prozess handeln (SCHAER 1979).

- Die durchschnittlichen postmolassischen Hebungsraten (Resthebungen) ergeben in der Nordschweiz Werte, welche die Messgenauigkeit der heutigen Präzisionsnivellements unterschreiten; da die Ergebnisse dieser Nivellements aber im Untersuchungsgebiet uneinheitlich und kaum eindeutig interpretierbar sind, ist hier bis auf weiteres eine Annahme kontinuierlicher aber doch sehr langsamer Hebungsbewegungen weder zu beweisen noch zu widerlegen. Jedenfalls wurde durchwegs eine Resthebung von mindestens 400 m, meist 600 - 700 m ermittelt; Diese Tatsache spricht, zusammen mit den Hebungen der Alpen, doch eher für einen kontinuierlichen Prozess. Auch die sehr konstanten Werte für das ungefaltete Mittelland (4.0 - 6.3 cm pro 1000 Jahre) weisen auf ein homogenes Ereignis hin.

Widersprüche ergeben sich aber, sobald wir die engere Region Nordostschweiz verlassen: Sowohl gegen Westen, zum gefalteten Teil der Nordschweiz s.l., wie auch nach NW, zum Schwarzwald hin, steigen die durchschnittlichen Hebungsraten rasch an. Während diese Zunahme der Hebungsraten im Osten direkt Ausdruck von Hebungen der Kruste sein dürften, kommt im Westen zunehmend die Hebung infolge horizontaler Massenverlagerung dazu (Fig. 2). Bei Essertines-1 kann z.B. die Resthebung grob mit ca. 2.5 km angenommen werden, was eine gemittelte Rate von über 20 cm pro 1000 Jahre und damit 4 - 5-fache Werte im Vergleich zum vom Fernschub unberührten nordöstlichen Mittelland ergibt. Gleichzeitig werden in dieser Gegend aber massive rezente Senkungen von ca. 50 cm pro 1000 Jahre gemessen (GUBLER et al. 1984: Beilage 1):

Diese Widersprüche lassen sich im Rahmen dieser Arbeit nicht lösen, führen aber zu folgenden Ueberlegungen:

- Im weiteren Rahmen der Schweiz und Süddeutschlands haben postmolassisch generell Hebungen stattgefunden, welche in den zentralen Alpen und im Schwarzwald heute deutlich nachweisbar andauern; im dazwischen liegenden östlichen Mittelland sind wahrscheinlich ebenfalls generell leichte Tendenzen zur Hebung vorhanden.

- Westlich einer Linie Basel - Biel - unterstes Rhonetal herrscht heute eine Tendenz zu Absenkung vor, die Resthebung muss hier also als beendigt angesehen werden. Da sich diese Resthebung hier aber zu einem wesentlich grösseren Teil aus der Wirkung des neoalpi-

nen Fernschubes zusammensetzte kann daraus geschlossen werden, dass zumindest in der Westschweiz heute kein aktiver horizontaler Schub im Deckengebirge mehr stattfindet. Vielmehr senkt sich hier die ganze Kruste, wie das ja im Rheingraben/Bresse-System neotektonisch auch festgestellt werden kann (z.B. THEOBALD et al. 1977). Diese Subsidenz im Westen bezieht sich aber auf einen Fixpunkt bei Aarburg. Sollte sich dieser Null-Punkt aber in Beziehung zu einem überregionalen Rahmen ebenfalls in Hebung befinden, müssten alle für die Schweiz ermittelten Bewegungsraten entsprechend korrigiert werden. Es wäre dann möglich, auch in der Westschweiz tatsächlich Hebungen anstatt Senkungen zu haben.

3.1.1.3 Horizontale Bewegungen

Horizontale Bewegungen sind mit stratigraphischen Methoden wesentlich schwieriger erfassbar. Sie können minimale resp. maximale Alter für tektonische Vorgänge liefern, deren Betrag aber nur zusammen mit palinspastischen Rekonstruktionen auch quantitative Werte liefern kann.

Für den Faltenjura können wir ein Profil Berner Seeland - Ajoie betrachten, wo auch unsere einzigen einigermassen gesicherten stratigraphischen Indizien für ein Maximalalter der Juraauffaltung vorliegen, nämlich die Vogesenschotter bei Charmoilles resp. im Delsbergerbecken (siehe 2.4.4.1.C). Der hier erfolgte Zusammenschub von total ca. 25 km (LAUBSCHER 1974:536) hätte demzufolge irgendwann während der letzten 8 - 10 Mio Jahre stattfinden müssen.

Dies ergibt im zentralen Faltenjura minimale horizontale Bewegungsraten von ca. 2.5 mm pro Jahr = 250 cm pro 1000 Jahre. Bis heute existieren aber keine verlässlichen Hinweise auf die wirkliche Dauer der Ueberschiebungen im Faltenjura.

Ausgehend von den wesentlichen komplexeren Verhältnissen in den Alpen sind zu den Geschwindigkeiten des tertiären Zusammenschubes folgende Ueberlegungen gemacht worden:

- TRÜMPY (1973a, b) nimmt für die Hauptphase der Alpenfaltung Geschwindigkeiten des Zusammenschubes von mehreren Zentimetern pro Jahr an, was gut den rezenten, beobachteten Werten der Plattendrift entspricht. Mit dieser Grössenordnung ist demnach auch der penninische Ozean unter den "afrikanischen" Kontinent "subduziert" worden. Daraus zu schliessen, die Ge-

schwindigkeit der damit verbundenen Ueberschiebungen sei ebenso gross gewesen, wird kaum den Tatsachen entsprechen. Es existieren viele Beweise sowohl für nordvergente als auch für südvergente Ueberschiebungen. Wahrscheinlich wurden die Bewegungen stets von verschiedenen Ueberschiebungsbahnen aufgefangen, womit sich für die einzelnen diskreten Flächen wesentlich geringere Beträge ableiten lassen. Diese mesoalpine Phase umfasst nach TRÜMPY (1980) vor allem die Schliessung des penninischen Ozeans, wobei gut horizontale Bewegungsraten der Grössenordnung vorkommen können, wie sie auch heute bei Ozean-Kontinent-Konvergenzen beobachtet werden.

- HSU (1979) kommt unter Berücksichtigung obiger Annahmen auf Bewegungsgeschwindigkeiten neoalpiner Bewegungen von ca. 2 - 2.5 mm/Jahr, was auch recht gut mit unseren Zahlen für die Juraüberschiebung übereinstimmt. Diese Werte lassen sich bestens mit den Ergebnissen von SCHMID (1975) vergleichen, wo ein grundlegendes Modell für die Mechanik und Kinematik an der ebenfalls neoalpinen (aber älteren) Glarner Hauptüberschiebung erarbeitet wird (ca. 3.5 mm/Jahr). Weiter wäre zu berücksichtigen, dass die neoalpine Phase nach der Kollision weitgehend einer Ueberschiebung von kontinentaler Kruste auf ihr kontinentales Vorland entspricht, was zwangsläufig, vor allem im fortgeschrittenen Stadium, langsamere Bewegungen bedingen dürfte.

- SCHAER (1979) nimmt eine kontinuierliche horizontale Verkürzung im alpinen Orogen während der letzten 20 Mio Jahre mit ca. 20 - 50 km an und kommt so ebenfalls auf durchschnittliche Geschwindigkeiten für diese Bewegungen von 1 - 2.5 mm/Jahr.

Ausgehend von diesen Spekulationen wäre es deshalb generell angezeigt, einen relativ lang andauernden Fernschub mit durchschnittlichen Bewegungsraten von wenigen mm/Jahr den Vorzug zu geben; Geschwindigkeiten im Bereich von cm/Jahr wären damit eher als Extremwerte einzustufen.

3.1.1.4 Zusammenfassung

Zusammenfassend kann folgendes festgestellt werden (siehe auch Tabelle 1):

- Hebungen und Senkungen sind relativ langsame Bewegungen (kleiner 1.5 mm/Jahr), welche im Mittelland ziemlich gleichförmig und regional homogen verlaufen, im Oberrheingraben aber eher phasenweise und gleichzeitig lokal sehr verschieden sein können.

- Diese über lange Zeiträume gemittelten Werte zeigen in ihrer Grössenordnung gute Vergleichbarkeit mit den rezenten Bewegungen (Präzisionsnivellement). Generell gilt aber die Tendenz: Je grösser der interpolierte Zeitraum, desto kleiner die durchschnittliche Geschwindigkeit. Dies weist eindeutig auf einen langfristig unregelmässigen Bewegungsablauf hin.

- Horizontale Bewegungen können viel schlechter erfasst werden, dürften aber auch bedeutend grössere Beträge erreichen, sowohl als horizontale Massenverlagerungen, Abscherung oder Ueberschiebung wie auch an Transversalverschiebungen.

3.1.2 Vergleich mit anderen Gebieten

Natürlich ist es notwendig, die hier für die Nordschweiz vorgelegten Resultate mit solchen von geologischen Untersuchungen in anderen Regionen der Erde zu vergleichen. Dabei muss auf die unterschiedliche geotektonische Lage dieser Vergleichsgebiete geachtet werden.

Für vertikale Bewegungen können folgende Referenzen herangezogen werden (vor allem aus: PAVONI und GREEN ed. 1975):

- Hebung von pleistozänen Strandterrassen in Kalabrien bis max. 1.3 mm/Jahr, meist aber 0.2 - 0.4 mm/Jahr.

- Im böhmischen Massiv: Absenkungen über dicker Kruste (50 km) mit bis zu 2.2 mm/Jahr und Hebungen über dünner Kruste (27 km) mit bis zu 0.5 mm/Jahr.

- Westkarpaten: Hohe Gebirgsregionen heben sich mit bis zu 1.5 mm/Jahr, im Vorland maximale Absenkung bis zu 5.3 mm/Jahr.

- Krim-Kaukasus: Grosse differentielle Bewegungsunterschiede mit Senkungen bis 6 und Hebungen bis 30 mm/Jahr (?).

- Quartäre Vertikalbewegungen am Roten Meer bis zu 1 mm/Jahr.

- Chesapeake Bay: Subsidenzraten mit bis zu 4.0 mm/Jahr (Grundwasserabsenkungen?).

- Rezente vertikale Bewegungen in Schild und Plattformregionen der östlichen USA: 2 - 5 mm/Jahr

An aktiven Bruchzonen werden folgende Bewegungsbeträge beobachtet:

- In der Sowjetunion (Pamir/Tien Shan) gemessene Horizontalverschiebungen erreichen 15 - 20 mm/Jahr.

- Bewegungen an Brüchen in Neuseeland zeigen, dass der "Strain" als elastische Bewegung der Kruste und nicht als diskrete Bewegung an der Bruchfläche interpretiert werden muss. Es werden horizontale Bewegungen von bis zu 20 mm/Jahr und vertikale von bis zu 10 mm/Jahr beobachtet. ADAMS (1981) macht sehr detaillierte und differenzierte Angaben zu diesen Bewegungen.

- Bewegungen am San Andreas Fault: Horizontal bis 33 mm/Jahr, vertikal bis 15 mm/Jahr.

- Am Afrikanischen Rift Valley erreichen sowohl horizontale (Oeffnen des Grabens) als auch vertikale Bewegungen maximal ca. 10 mm/Jahr.

Grossräumige Ueberschiebungen oder Unterschiebungen werden heute im Kontext der Plattentektonik, resp. der Kontinentkollision etc. gesehen:

- Neueste Präzisionsmessungen der Kontinentaldrift ergeben Werte zwischen 1 und 6.6 cm/Jahr (EPISODES 7/2, Juni 1984).

- Die Ueberschiebung des Lower & Higher Himalaya auf ihr Vorland (100 km) muss sich in sehr kurzer Zeit (10 Mio Jahre) ereignet haben, was durchschnittliche Ueberschiebungsgeschwindigkeiten von mindestens 1 cm/Jahr ergibt, wahrscheinlich erheblich mehr.

Tabellarisch gibt folgende Zusammenfassung einen Ueberblick:

Tabelle 3: Geologische Geschwindigkeiten im Vergleich:

	Horizontale Bewegungen (mm/Jahr)			Vertikale Bewegungen (mm/Jahr)	
	an Transversal-verschiebungen	Dilatation Drift	Kompression Ueberschiebung	an Grabenbrüchen	regional
Rezent:[1]					
Alpen			1 - 2		bis 1.5
Mittelland					bis 0.6
Jura					1
Rheingraben		ca. 0.5		bis 1	
aktive Bruchzonen*	bis 33	bis 10		bis 15	
Kontinentaldrift		10 - 66			
alpine Orogene					bis 30(?)
stabile Schildregionen	bis 20 (?)				5
Historisch:[2]					
Alpen			bis 40(?)		ca. 1
Mittelland				1	bis 2.5
Jura			ca. 2.5	0.1	0.1
Oberrheingraben				0.1 - 0.3	
Kontinentaldrift		bis 60			
alpine Orogene			10		
stabile Schildregionen				1	1

* z.B. San Andreas Fault, Alpine Fault in Neuseeland, Ostafrikanische Gräben etc.

1 Mit geodätischen Methoden

2 Mit stratigraphischen & geochronologischen Methoden

3.2 Exogene Dynamik

3.2.1 Allgemeines

Die exogene Dynamik äussert sich auf der Erdkruste als Verwitterung, Erosion und Ablagerung. Sie ist vor allem vom Relief und vom Klima bestimmt, muss aber immer auch als direkte Reaktion auf endogene Vorgänge gesehen werden. Deshalb gibt eine Analyse exogener Zusammenhänge wertvolle Hinweise für die gleichzeitig vorherrschende endogene Dynamik. Es sollen deshalb der Vollständigkeit wegen hier noch einige Zahlen und Literaturhinweise präsentiert werden, ohne sie ausführlicher zu kommentieren.

3.2.2 Erosionsraten

Wie SCHäR et. al. (1975) detailliert auseinandersetzen, hat die Hebungsrate der nordalpinen Kristallinmassive seit ca. 10 Mio Jahren in derselben Grössenordnung wie heute gelegen (ca. 0.4 - 1 mm/Jahr) und kann als ziemlich kontinuierlicher, heute unvermindert andauernder Prozess betrachtet werden. In diesem Kontext wäre es nicht abwegig, auch periodisch Vereisungen während dieser ganzen 10 Mio Jahre zu postulieren, denn eine wichtige Voraussetzung dafür bildet ein hohes Gebirge, was durch andauernde Hebung gewährleistet zu sein scheint. Neuerdings werden von JäGER & HANTKE (1984) sogar oligozäne Vereisungen der Bergeller Alpen postuliert.

Offensichtlich war die flächenhafte Erosionsleistung dieser frühen alpinen Vorlandgletscher, von deren jüngeren Phasen (Günz und Mindel) die Deckenschotter zeugen, nicht annähernd so gross wie diejenige der jüngeren, rinnenartig vorstossenden Riss-Vereisungen, wo lineare Erosionsleistungen von z.T. weit über 500 m innerhalb von vielleicht 100'000 Jahren stattgefunden haben muss (WILDI 1984).

Demgegenüber wirkt der rezente, aber über grössere Flächen gemittelte Abtrag der Alpen (JäCKLI 1957, 1958) von ca. 1 mm pro Jahr recht bescheiden, was aber extrapoliert wiederum immerhin den beachtlichen Betrag von ca. 2 km für das ganze Pleistozän (ca. 2 Mio Jahre) ergeben müsste. Jedenfalls decken sich die mit sehr unterschiedlichen Methoden ermittelten Zahlen für die gegenwärtige Hebung wie auch für den Abtrag der Alpen in hohem Masse.

Die Zahlen für intramolassische Erosion oder den tertiären Abtrag der mesozoischen Sedimente während der Entstehung des "Relief jurassien" sind durchwegs deutlich bescheidener. AUBERT (1975) gibt für die oligozäne Erosion des freiliegenden Juras unter tropisch-humiden Bedingungen maximal 5 mm pro 1000 Jahre an. Nach der Jurafaltung dürfte dieser Betrag immerhin auf ca. das Zehnfache angestiegen sein, weil durch die differenzierte Topographie und die vermehrte Möglichkeit zur Karstbildung in den nun über den regionalen Grundwasserspiegel liegenden Hochzonen (Antiklinalen) sowohl die chemische wie die physikalische Verwitterung stark beschleunigt wurde.

Eine detaillierte Untersuchung des Zusammenspiels von Hebungs- und Erosionsraten in Regionen mittlerer Breite, wo keine extremen saisonalen Niederschlagsschwankungen herrschen, findet sich in AHNERT (1970, 1984); es wird dort eine direkte Beziehung zwischen Relief und mittlerer jährlicher Abtragsrate hergestellt. Auch JAECKLI (1958) sammelte umfangreiches Datenmaterial zum rezenten Abtrag der Schweizer Alpen. Folgende mittlere Erosionsraten sind ermittelt worden:

Tabelle 4: Durchschnittliche flächenhafte Abtragsraten (JäCKLI 1957, 1958)

Einzugsgebiet	mittlere Erosionsrate in cm/1000 Jahre
Colorado River in Texas[1]	1.6
Themse bei London[1]	1.6
Green River in Utah[1]	8.2
Aare am Bielersee[3]	14
Sarine[1]	21
Linth am Walensee[3]	23
Rhein bei Bregenz[1]	32
Aare am Brienzersee[3]	28
Reuss bei Altorf[1]	30
Maggia am Langensee	26 - 36
Rhone vor dem Genfersee[1]	42
Rhone am Genfersee[3]	57
Kander am Thunersee[1]	42
Rhein bei Bad Ragaz[2]	58

1: AHNERT 1970
2: JäCKLI 1957
3: JäCKLI 1958

3.2.3 Geomorphologie

Zahlreiche Untersuchungen zeigen, dass sich Verwitterung und Erosion, vor allem die Ausbildung und Dynamik von regionalen Gewässernetzen, an tektonisch vorgeprägten Strukturen orientieren. Damit wird die Geomorphologie zu einer wertvollen Handhabe für die Analyse tektonischer Vorgänge (HANTKE 1978: 276ff).

HUBER & HUBER 1984 (NTB 84-30) und besonders SCHMASSMANN (1984, in HALDIMANN et al.) gibt eine kurze Zusammenfassung über die Analysen der Gewässerentwicklung im Südschwarzwald, welche gut den dortigen Ablauf der Krustenverstellungen seit dem Pliozän wiedergeben. HANTKE (1984) versucht eine Synthese der "jüngeren Landschaftsentwicklung in der Nordschweiz", wo er schon frühe Vereisungen seit dem obersten Miozän postuliert, welche in der Folge das Gewässernetz entscheidend mitprägten. Natürlich rücken damit auch die Beträge der Erosion schon in den Bereich glazialer und fluvioglazialer Dimensionen, was die mögliche Zeitspanne für die Umgestaltung vor allem des Mittellandes im Vorfeld der Vergletscherungen viel grösser werden lässt, als dies traditionellerweise der Fall war, wo der Beginn der glazialen Erosion erst ungefähr mit der Wende Plio/Pleistozän angesetzt wurde.

HANTKE (1980, 1984) stellt die Entwicklung des Gewässernetzes seit der OSM in mehreren Phasen dar und zeigt dabei deutlich, wie die sukzessive fortschreitende Auffaltung des Juragebirges und der damit verbundenen Bruchtektonik die Verlagerung der Flussläufe seit dem tiefen Obermiozän entscheidend mitbestimmt hat. Während im mittleren Miozän das gesamte westliche Alpenvorland noch einheitlich nach Südwesten ins Rhonetal entwässerte, bildet sich im Laufe des Obermiozäns entlang dem Jura eine Wasserscheide aus, welche einen externen, weiterhin nach Südwesten entwässernden Bereich von einem internen, fortan über ein sich entwickelndes Aare-Donau System nach NE entwässernden Teil trennt. Das Einsetzen dieser geomorphologisch sich äussernden Bewegungen im Jura kann grosso modo mit dem Ende der OSM-Sedimentation gleichgesetzt werden. Der neoalpine Fernschub bewirkt eine anhaltend positive Massenbilanz und zusammen mit isostatischen Ausgleichsbewegungen die nun folgende Phase genereller Hebung im Mittelland und im Jura. Die Zeit der Molassesedimentation wird abgelöst von der postmolassischen Phase allgemeiner Erosion, die, später beschleunigt von den Erscheinungen glazialer Tiefenerosion, das alpine Vorland in rascher Folge umgestaltet. Die Erosionsbasis verlagert sich von Lyon sukzessive rhonetalabwärts und erreicht im Messinian einen absoluten Tiefststand (z.B. BALLESIO 1972.). Die postmolassische Zeit darf also nicht einfach als

Zeit der Einebnung des Gebirges nach der Auffaltung verstanden werden, sondern stellt eher eine späte Phase der Kontinent-Kontinent-Kollision dar, wo die zunehmende Verdickung der Kruste vor allem eine grossräumige Hebung des Alpenkörpers samt seinem Vorland bewirkt und deshalb die Ablagerungsräume in grösserer Entfernung zu suchen sind. Wir hätten also nach der von Flyschen als synorogenem Tiefseesediment über ± ozeanischer Kruste begleiteten mesoalpinen Phase und der von Molasse im kontinentalen Vorland begleiteten neoalpinen Phase eine spätorogene Zeit, während welcher auch das ganze betroffene Vorland einem erosiven Regime unterworfen ist.

4. LITERATURVERZEICHNIS

ADAMS, C.J. (1981): Uplift rates and thermal Structure in the Alpine Fault Zone and Alpine Schists, Southern Alps, New Zealand. - Thrust and Nappe Tectonics, Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 9, 211 - 222.

AHNERT, F. (1970): Functional relationship between denudation rate, relief, and uplift in large mid-latitude drainage basins. - Am. Journ. Sci. 268, 243 - 263.

- (1984): Local Relief and the Hight Limits of Mountain Ranges. - Am. J. Science 284, 1035 - 1055.

ALBRECHT & FURTAK (1965): Die tektonische Verformung der Fossilien Oberbayerns zwischen Ammer und Leitzach. - Geol. Mitt. 5, 227 - 248.

AMSLER, A. (1915): Tektonik des Staffelegg-Gebietes und Betrachtungen über Bau und Entstehung des Jura-Ostendes. - Diss. Univ. Zürich. Eclogae geol. Helv. 13/4, 377-484.

- (1926): Bemerkungen zur Juratektonik. - Eclogae geol. Helv. 20/1, 1-30.

ANTENEN, M.A. (1973): Geologie der Montoz-Kette unter besonderer Berücksichtigung des Tertiärs in den angrenzenden Mulden von Péry und Tavannes. - Diss. Univ. Bern.

AUBERT, D. (1958): Sur l'éxistence d'une ride de plissement oligocène dans le Jura vaudois. - Bull. Soc. neuch., Sc. nat. 81, 47-54.

- (1959): Le décrochement de Pontarlier et l'orogenèse du Jura. - Mém. Soc.vaud. Sciences nat. 76, vol 12/4, 93-152.

- (1969): Phénomènes et formes du Karst jurassien. - Eclogae geol. Helv. 62/2, 325-399.

- (1975): L'évolution du relief jurassien. - Eclogae geol. Helv. 68/1, 1-64.

BADER, F (1925): Beiträge zur Geologie des nördlichen Tafeljuras zwischen Aare und Rhein. - Diss. Univ. Zürich.

BALDI, T. (1975): Proposal for a Biozonation of the European Oligocene and Neogene on the Basis of Molluscs. - Rep. Activity R.C.M.N.S. Work Groups, Bratislava, 41-47.

BALLESIO, R. (1972): Etude stratigrafique du Pliocène rhodanien. - Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon 53, 333pp.

BARTHOLET, H.U. (1964): Geologie des Tafel- und Faltenjuras zwischen Eptingen und Oltingen. - Tätigkeitsber. natf. Ges. Baselland Bd. 23, 1961 - 1963.

BAUMBERGER, E. (1923a): Die Eisen und Manganerze in der Schweiz 1. Teil: Bohnerz. - Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie 13/1.

- (1923b): Die Transgression des Vindobonien in den Mulden von Moutier und Balsthal. - Eclogae geol. Helv. 17, 457-467.

- (1927a): Die Fauna der Silvanaschichten im Tafeljura der Kantone Baselland und Solothurn. - Verh. natf. Ges. Basel 38.

- (1927b): Die stampischen Bildungen der Nordwestschweiz und ihrer Nachbargebiete mit besonderer Berücksichtigung der Molluskenfaunen. - Eclogae geol. Helv. 20/4.

- (1934): Die Molasse des Schweizerischen Mittellandes und des Juragebietes. - Geol. Führer Schweiz, Fasc. 1 57-75.

BAUMER, A. (1957): Geologische Untersuchungen im Aargau, Ost-Teil des Blattes Wölflinswil. - Diplomarbeit ETH Zürich.

BECK, P. und RUTSCH, R.F. (1958): Erläuterungen zu Atlasblatt Nr. 21 des geol. Atlas der Schweiz 1:25'000.

BENDEL, L. (1923): Geologie und Hydrologie des Irchels. - Diss. ETH Zürich.

BERGER, J.-P. (1983): Biostratigraphie de la transgression de la Molasse marine supérieure (OMM) en Suisse occidentale. - Eclogae geol. Helv. 76/3, 729 - 733.

BERGERAT, F. & CHOROWITZ, J. (1981): Etudes des Images Landsat de la Zone transformante Rhin - Sâone. - Geol. Rundschau 70/1, 354 - 367.

BERGGREN, W. A.; KENT, D. V. & VON COUVERING, J. A. (1984): Neogene Geochronology and Chronostratigraphy. - Woods Hole Oceanogr. Inst. Mass. - Preprint.

BERTSCHY, R. (1958): Geologie der Kreide und Molasse in der Umgebung von Grandson. - Eclogae geol. Helv. 51/2, 217-263.

BETZ, D. & WENDT, A. (1983): Neuere Ergebnisse der Aufschluss und Gewinnungstätigkeit auf Erdöl und Erdgas in Süddeutschland. - VSPG Bull. 49/117, 9-36.

BITTERLI, P. (1945): Geologie der Blauen- und Landskronkette südlich von Basel. - Beitr. geol. Karte Schweiz N.F. 81.

- (1972): Erdölgeologische Forschungen im Jura. - Bull. VSPG 39/95, 13-28.

BLOESCH, E. (1910): Zur Tektonik des Schweizer Tafeljuras. - Diss. Univ. Zürich.

BOLLI, H.; SAUNDERS, J. & PERCH-NIELSEN, K. ed. (1985): Plankton Stratigraphy. - Cambridge Univ. Press.

BRANDENBERGER, (1925): Zur Stratigraphie und Tektonik der Molasse des östlichen Aargaus. - Eclogae 19/3, 618-625.

BRAUN, E. von (1953): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Hochrheingebiet zwischen Zurzach und Eglisau. - Eclogae geol. Helv. 46/2, 143-170.

BRIANZA, M.; HAUBER, L.; HOTTINGER, L. & MAURER, H. (1983): Die geologischen Resultate der Thermalwasserbohrung von Leymen südlich von Basel. - Eclogae geol. Helv. 76/1, 253-279.

BUECHI, U.P. (1956): Zur Geologie der OMM von St. Gallen. - Eclogae geol. Helv. 48/2, 257-321.

- (1957a): Zur Gliederung des Burdigalien im Kanton Aargau. - Bull. VSPG 23/65, 33-40.

- (1957b): Zur Gliederung der OSM zwischen Bodensee und Reuss. - Bull. VSPG 24/66, 35-42.

- 1958a): Geologie der OSM zwischen Reuss und Glatt. - Bull. VSPG 25/68, 5-24.

- (1958b): Zur Geologie der OSM zwischen Töss- und Glattal. - Eclogae 51/1, 73 - 105.

- (1958c): Zur Geologie der Molasse zwischen Reuss und Seetal (Baldegger-/Hallwilersee/Aabach). Eclogae geol. Helv. 51/2, 279-298.

- (1959): Zur Stratigraphie der OSM der Ostschweiz. - Eclogae geol. Helv. 52/2, 449-460.

- (1975): Vorlesung über die Molasse. - ETH Zürich.

- & HOFMANN, F. (1945): Spuren vulkanischer Tätigkeit im Tortonien der Ostschweiz. - Eclogae geol. Helv. 38/2.

- & HOFMANN, F. (1960): Die Sedimentationsverhältnisse zur Zeit der Muschelsandsteine und Grobkalke im Gebiet des Beckennordrandes der OMM zwischen Aarau und Schaffhausen. - Bull. VSPG 27/72, 11-22.

- ; COLOMBI, C.; FEHR, W.R.; LEMCKE, K.; KOEWING, K.; HOFMANN, F.; FUECHTBAUER, H. & TRUEMPY, R. (1961): Geologische Ergebnisse der Bohrung Küsnacht 1. - Bull. VSPG 28/74, 7-16.

- LEMCKE, K.; WIENER, G. & ZIMDARS, J. (1965a): Geologische Ergebnisse der Erdölexploration auf das Mesozoikum im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens. - Bull. VSPG 32/82, 7-38.

- WIENER, G. & HOFMANN, F. (1965b): Neue Erkenntnisse im Molassebecken aufgrund von Erdöltiefbohrungen in der Zentral- und Ostschweiz. - Eclogae geol. Helv. 58/1, 87-107.

- ; SCHLANKE, S. & MUELLER, E. (1976): Zur Geologie der Thermalwasserbohrung Konstanz und ihre sedimentpetrographische Korrelation mit der Erdölbohrung Kreuzlingen. - Bull. VSPG 42/103, 25-34.

- & SCHLANKE, S. (1977): Zur Paläogeographie der Schweizerischen Molasse. - Erdöl - Erdgas - Z. 93, 57- 69 (Sonderausgabe).

BUERGISSER, H.M. (1980): Zur Mittel-Miozänen Sedimentation im Nordalpinen Molassebecken: Das "Appenzellergranit"-Leitniveau des Hörnli-Schuttfächers. - Mitt. Geol. Inst. ETH & Univ. Zürich N.F. 232.

- ; FURRER, H. & HUENERMANN, K. A. (1983): Stratigraphie und Säugetierfaunen der mittelmiozänen Fossilfundstellen Hüllistein und Martinsbrünneli: (OSM, Nordostschweiz). - Eclogae geol. Helv. 76/3, 733-762.

BUNDESAMT FUER ENERGIEWIRTSCHAFT (1981): Geothermische Datensynthese der Schweiz. - Schriftenreihe, Studie Nr. 26.

BUSER, H. (1952): Beiträge zur Geologie von Blatt Bözen im Schweizer Tafeljura. - Diss. Univ. Zürich.

BUXTORF, A. (1907): Geologische Beschreibung des Weissenstein-Tunnels und seiner Umgebung. - Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 21.

- (1916): Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie des Juragebirges. - Verh. natf. Ges. Basel 27.

- (1928): Ueber das oligozäne Alter der Verwerfungen im Schweizer Tafeljura. - Eclogae geol. Helv. 21/2.

- (1934): Basler Tafeljura - Hauensteingebiet. - Geol. Führer Schweiz, Exk. 34A, Fasc 8.

- & KOCH, R. (1920): Zur Frage der Pliozänbildungen im nordschweizerischen Juragebirkge. - Verh. natf. Ges. Basel 31, 113-132.

- & SCHLAICH (1928): Gliederung und Verbreitung des Miozäns in der Mulde von Court. - Eclogae geol. Helv. 21, 342-349.

CADISCH, J. (1928): Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation. - Geol. Rundschau 19, 105-119.

- (1959): Geologische Ergebnisse der Mineralquellen-Bohrung Eglisau II. - Bull. VSPG 26/70, 5-8.

CARBONNEL, G. (1982): Ostracodes. - in: Nouveaux résultats biostratigraphiques dans le Bassin molassique, P. JUNG ed; Doc. Lab. Geol. Lyon, H.S.7, 47-59

CARLE, W. (1955): Bau und Entwicklung der südwestdeutschen Grossscholle. - Beih. geol. Jb. Heft 16.

CAVELIER, C. (1979): La limite Eocène - Oligocène en Europe occidentale. - Sciences Géol. Mem. 54.

CHAROLLAIS, J.; GINET, C.; HUGUENEY, M. & MüLLER, J.-P. (1981): Sur la présence de dents de mammifères à la base et dans la partie supérieure de la Molasse rouge du Plateau des Bornes. - Eclogae geol. Helv. 74/1, 37-51.

CICHA, J.; FAHLBUSCH, V. & FEJFAR, O. (1972): Die biostratigraphische Korrelation einiger jungtertiärer Wirbeltierfaunen Mitteleuropas. - N.Jb. Geol. Paläont. Abh. 140/2, 129-145.

CURRY, D. & ODIN, G.S. (1982): Dating the Palaeogene. - In G.S. ODIN ed: Numerical Dating in Stratigraphy, J. Wiley & Sons.

DEHM, R. (1935): Ueber tertiäre Spaltenfüllungen im Fränkischen und Schwäbischen Jura. - Abh. Bayr. Akad. Wiss. Math.-natw. Abt., N.F. 29, 1-85.

- (1951): Zur Gliederung der jungtertiären Molasse in Süddeutschland nach Säugetieren. - N.Jb. Geol. Paläont., Mh., 140 - 152.

DIEBOLD, P. (1960): Geologie des Siegriedblattes Ocourt. - Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F. 111, Schweiz. Geol. Komm.

DISLER, C. (1941): Stratigraphischer Führer durch die geologischen Formationen im Gebiet zwischen Aare, Birs und Rhein. - Wepf & Co. Basel.

DOEBL, F. (1970): Die tertiären und quartären Sedimente des südlichen Rheingrabens. - Int. Upper Mantle Project, Scient. Rep. 27, 55 - 66; Stuttg.

ELBERKIRCH, W. & LEMCKE, K. (1955): Zur Tektonik der nordalpinen Molassesenke. - Z. dt. geol. Ges. 105.

ENGESSER, B. (1972): Die obermiozäne Säugetierfauna von Anwil (Baselland). - Tätber. natf. Ges. Basell. 18, 37 - 363.

- ; MATTER, A. & WEIDMANN, M. (1981): Stratigraphie und Säugetierfaunen des mittleren Miozäns von Vermes (Kt. Jura). - Eclogae geol. Helv. 74/3, 893-952.

- ; MAYO, N.A. & WEIDMANN, M. (1984): Nouveaux gisements de mammifères dans la Molasse subalpine vaudoise et fribourgeoise. - Schweiz. Pal. Abh. 107.

EPPRECHT, W. (1963): Die Bohnerz-Funde in den Tiefbohrungen von Limberg (Küsnacht/ZH) und Eglisau II. - Schweiz. min. petr. Mitt. 43.

ERB, L. (1967K): Geologische Karte Blatt Konstanz 1:50'000. - Geol. LA Bad.-Württb., Freiburg.

- ;HAUS, H.A. & RUTTE, E. (1961): Erläuterungen zu Blatt Stockach der geologischen Karte von Baden-Württemberg 1:25'000. - Geol. LA Freiburg.

ERNI, A. (1941): Ein Tertiäraufschluss am Südfuss der Balmfluh bei Solothurn. - Eclogae geol. Helv. 34/2, 209-219.

- & KELTERBORN, P. (1948): Oelgeologische Untersuchungen im Molassegebiet südlich Wangen a.d. Aare - Aarburg. - Beitr. Geol., Schweiz Geotechn. Serie 26/II.

FAHLBUSCH, V. (1976): Report on the International Symposium on mammalian stratigraphy of the European Tertiary. - Newsl. Stratigr. 5, 160-167.

- (1981): Miozän und Pliozän - Was ist das? Zur Gliederung des Jungtertiärs in Süddeutschland. - Mitt. Bayr. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. 21, 121-127.

FEHLMANN, H. & RICKENBACH, H. (1962): Die eisenhaltigen Doggererze der Schweiz. - Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Serie 13/7.

FISCHER, H. (1965): Geologie des Gebietes zwischen Blauen und Pfirter Jura. - Beiträge geol. Karte Schweiz N.F. 122.

- (1969): Uebersichtstabelle zur Geologie der weiteren Umgebung von Basel. - Regio Basilensis X/2.

- ;HAUBER, L. & WITTMANN, O. (1971): Erläuterungen zu Atlasblatt 59 "Basel" des geologischen Atlas der Schweiz 1:25'000. - Schweiz. Geol. Kommission.

FREI, R. (1912): Zur Kenntnis des ostschweizerischen Deckenschotters. - Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 37.

FREI, H.P. (1979): Stratigraphische Untersuchungen in der subalpinen Molasse der Nordschweiz, zwischen Wäggitaler Aa und Urnäsch. - Diss. Univ. Zürich.

FRIEDENREICH, O. (1959): Eine grossräumige Widerstandskartierung nordwestlich von Zürich und ihre geologische Deutung. - Diss. ETH Zürich.

FUCHS, W. (1976): Gedanken zur Tektogenese der nördlichen Molasse zwischen Rhône und March. - Jb. Geol. BA 119/2, 207-249.

- (1980): Die Molasse und ihr nichthelvetischer Vorlandanteil am Untergrund einschliesslich der Sedimente auf der böhmischen Masse. - In: Der geologische Aufbau Oesterreichs, 144 - 176; Wien/New York, Springer.

FUECHTBAUER, H. (1954): Eine sedimentpetrographische Grenze in der oberen Süsswassermolasse des Alpen-Vorlandes. - N.Jb. Geol. Paläont., Mh. 1954/8, 337-347.

- (1958): Die Schüttungen im Chatt und Aquitan der deutschen Alpenvorland-Molasse. - Eclogae geol. Helv. 51/3, 928-941.

- (1964): Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. - Eclogae geol. Helv. 57/1, 157-298.

- (1967): Die Sandsteine in der Molasse nördlich der Alpen. - Geol. Rundschau 56/1, 266-300.

FUNK, H.P. (1985): Mesozoische Subsidenzgeschichte im helvetischen Schelf der Ostschweiz. - Eclogae geol. Helv. 78/2.

GASSER, U. (1966): Sedimentologische Untersuchungen in der äusseren Zone der subalpinen Molasse des Entlebuchs. - Eclogae geol. Helv. 59/2, 724-772.

- (1968): Die innere Zone der subalpinen Molasse des Entlebuchs: Geologie und Sedimentologie. - Eclogae geol. Helv. 61/1, 229-319.

GERBER, E. (1950): Erläuterungen zu Atlasblatt Nr. 22 des geologischen Atlas der Schweiz 1:25'000. - Schweiz. Geol. Komm.

- & OERTLI, H. (1950): Geologie des Dolzigenberges. - Eclogae geol. Helv. 43/2, 145-159.

GEYER, O.F. & GWINNER, M.P. (1968): Einführung in die Geologie von Baden-Württemberg. - E. Schweizerbarth, Stuttg.

GLEVASSKAYA, A.M.; MIKHAILOVA, N.P. & TSYKORA, V.N. (1984): Paleomagnetic Geochronological Scale for the Neogene of the Central Paratethys. - Acta Geodaetica, Geophysica et Montanistica Hungarica 19, 61-70.

GOLDSCHMID, H.O. (1965): Die Geologie des Faltenjuras zwischen Olten und Unterem Hauenstein. - Tätigkeitsber. natf. Ges. Baselland 24.

GRIMM, W.-D. (1965): Schwereminералgesellschaften in Sandschüttungen, erläutert am Beispiel der süddeutschen Molasse. - Verlag der bayr. Akad. Wiss.

GSELL, F.J. (1968): Geologie des Falten- und Tafeljura zwischen Aare und Wittnau und Betrachtungen zur Tektonik des Ostjura. - Mitt. Geol. Inst. ETH & Univ Zürich N.F. 91.

GUBLER, E.; SCHNEIDER, D. & KELLERHALS, P. (1984): Bestimmung von rezenten Bewegungen der Erdkruste mit geodätischen Methoden. - NAGRA techn. Ber. 84-17.

GUELLER, A. (1959): Siderolithische Quarzsande an der Lägern. - Eclogae geol. Helv. 52/2, 495-499.

GUIDISH, T.M.; KENDALL, C.G.St.C.; LERCHE, I.; TOTH, D.J. & YARZAB, R.F. (1985): Basin Evaluation Using Burial History Calculations: On Overview. - AAPG Bull. 69/1, 92-105.

GWINNER, M.P. (1955): Erdbebenherde und Tektonik in Oberschwaben. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1955, 475-478.

HABICHT, K. (1945): Neuere Beobachtungen in der subalpinen Molasse zwischen Zugersee und dem st.-gallischen Rheintal. - Eclogae geol. Helv. 38/1.

HAGN, H. (1961): Die Gliederung der OMM nördlich vom Ueberlinger See in mikropaläontologischer Sicht. - Jh. geol. Landesamt Bad.-Württb. 5, 293-321.

HALDIMANN, P.; NAEF, H. & SCHMASSMANN, H. (1984): Fluviatile Erosions- und Akkumulationsformen als Indizien jungpleistozäner und holozäner Bewegungen in der Nordschweiz und angrenzenden Gebieten. - NAGRA Technischer Bericht 84-16.

HALLER, J. (1968): Geologische Untersuchungen im Aargauer Jura, Blatt Bözen (Siegfried Atlas). - Diplomarbeit Uni Zürich.

HANTKE, R. (1978): Eiszeitalter. - Bd. 1, Ott-Verlag, Thun.

- (1980): Die Obere Süsswassermolasse der Schweiz, ihr Paläorelief und ihre stratigraphische Fortsetzung in die Vogesen-Schüttung. - Vjschr. natf. Ges. Zürich, 125/4: 365-374.

- (1982): Die jüngst-oligozäne Flora im Bergsturzanriss der Beichlen (Gemeinde Flühli, Kt. Luzern). - Mitt. natf. Ges. Luzern Bd. 27, 26-39.

- (1984): Die jüngere Landschaftsentwicklung in der Nordschweiz. - Mitt. natf. Ges. Schaffhausen, Bd. 32, 1-34.

- & Mitarbeiter (1967K): Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete 1:50'000 in 2 Blättern. - Leemann, Zürich.

HAUBER, L. (1960a): Geologie des Tafel- und Faltenjura zwischen Reigoldswil und Etptingen. - Beiträge geol. Karte Schweiz N.F. 112

- (1960b): Ueber das Tertiär im nordschweizerischen Tafeljura. - Eclogae 53/2, 656-668.

HAUS, H.A. (1950): Zur paläogeographischen Entwicklung des Molassetroges im Bodenseegebiet während des mittleren Miozäns. - Mitt. Bl. bad. geol. Landesanstalt, 48-65.

- (1952): Das Molassebecken im südwestdeutschen Raum. - Bull. VSPG 1957, 25-30.

- (1960): Mönchsrot als Oelfeld im Westabschnitt der Süddeutschen Vorlandmolasse. - Bull. VSPG 26/71, 49-74.

HEGELE, A. (1984): Kleintektonik im Schweizer Jura zwischen Aare und Birs und ihre Beziehung zu Mittel- und Grosstektonik. - Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttg. N.F. 78, 193-253.

HEIM, Arn. & HARTMANN Ad. (1919): Untersuchungen über die petrolführende Molasse der Schweiz. - Beitr. geol. Schweiz, Geotechn. Serie 6.

HERZOG, P. (1956): Die Tektonik des Tafeljura und die Rheintalflexur südöstlich von Basel. - Eclogae geol. Helv. 49/2, 317-362.

HINTE, J. E. VAN (1978): Geohistory Analysis-Application of Micropaleontology in Exploration Geology. - AAPG Bull. 62/2, 201-222.

HOCHULI, P.A. (1978): Palynologische Untersuchungen im Oligozän und Untermiozän der zentralen und westlichen Paratethys. - Beitr. Paläont. Oesterr. 4, 1-132.

HOFMANN, F. (1951): Zur Stratigraphie und Tektonik des St. gallisch-thurgauischen Miozäns (OSM) und zur Bodenseegeologie. - Jh. St. Gall. natw. Ges. 74, 1-87.

- (1955a): Neue geologische Untersuchungen in der Molasse der Nordschweiz. - Eclogae 48/1, 99-124.

- (1955b): Beziehungen zwischen Tektonik, Sedimentation und Vulkanismus im Schweizerischen Molassebecken. - Bull. VSPG 22/62, 5-18.

- (1956a): Sedimentpetrographische und tonmineralogische Untersuchungen an Bentoniten der Schweiz und Südwestdeutschlands. - Eclogae geol. Helv. 49/1, 113-133.

- (1956b): Die vulkanischen Erscheinungen auf schweizerischem Gebiet nördlich des Rheins in der Gegend von Ramsen. - Eclogae geol. Helv. 49/1, 85-96.

- (1956c): Die OSM in der Ostschweiz und im Hegau. - Bull. VSPG 23/64, 23-35.

- (1958): Vulkanische Tuffhorizonte in der OSM des Randen und Reiat, Kt. Schaffhausen. - Eclogae geol. Helv. 51/2, 371 - 377.

- (1959): Vulkanische Tuffhorizonte der Schienerbergeruptionen auf dem thurgauischen Seerücken. - Eclogae geol. Helv. 52/2, 461-475.

- (1960a): Beitrag zur Kenntnis der Glimmersandsedimentation in der OSM der Nord- und Nordostschweiz. - Eclogae geol. Helv. 53/1, 1-25.

- (1960b): Sedimente einer ariden Klimaperiode zwischen Siderolithikum und Molasse in Lohn, Kt. Schaffhausen, und am Rheinfall. - Eclogae geol. Helv. 53/1, 27-32.

- (1961): Vulkanische Aschen in den Helicidenmergeln des baslerischen, aargauischen und badischen Tafeljuras. - Eclogae geol. Helv. 54/1.

- (1965): Die stratigraphische Bedeutung der Bentonite und Tufflagen im Molassebecken. Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. N.F. 47, 79-90.

- (1967aK): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000 Blatt 52 "Andelfingen". - Schweiz. geol. Kommission.

- (1967b): Ueber die Tertiärbildungen im Kt. Schaffhausen. - Mitt. natf. Ges. Schaffh. Bd. XXVIII 1963/67.

- (1967c): Neue Funde vulkanischer Tuffe in der Molasse des nördlichen Kantons Schaffhausen und seiner Grenzgebiete. - Eclogae geol. Helv. 60/2, 577-587.

- (1968a): Zur Sedimentpetrographie der Molasse in den Bohrungen Pfaffnau Süd 1, 2 & 5, Boswil 1 und Hünenberg 1. - Bull. VSPG 35/87, 35-42.

- (1968b): Zur Geologie des Durachtals. - Das Durachtal, Festschrift Ernst Lieb, Schaffh.

- (1969): Neue Befunde über die westliche Fortsetzung des beckenaxialen Glimmersand-Stromsystems in der OSM des schweizerischen Alpenvorlandes. - Eclogae 62/1, 279-284.

- (1975): Vulkanische Tuffe auf dem Wellenberg östlich von Frauenfeld und neue Funde auf dem thurgauischen Seerücken. - Eclogae geol. Helv. 68/2, 311-318.

- (1976): Ueberblick über die geologische Entwicklungsgeschichte der Region Schaffhausen seit dem Ende der Jurazeit. - Bull. VSPG 42/102, 1-16.

- (1981K): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000 Blatt 1031 Neunkirch, mit Erläuterungen, Atlasblatt Nr. 74. - Schweiz. Geol. Kommission.

- (1982): Die geologische Vorgeschichte der Bodenseelandschaft. - Schriftenreihe des Ver. f. Gesch. des Bodensees u. Umgeb. Heft 99/100, Friedrichshafen 1981/2, 35-67.

- & GYGI, R. (1961): Ein Vorkommen von OMM am Kestenberg. - Eclogae 54/2, 506 - 510.

- & HANTKE, R. (1964): Geologicher Atlas der Schweiz 1:25'000, Blatt 38 Diessenhofen, Erläuterungen. - Schweiz. Geol. Komm.

- ; BUECHI, U. P.; IBERG, R, & PETERS, Tj. (1975): Vorkommen, petrographische, tonmineralogische und technologische Eigenschaften von Bentoniten im schweizerischen Molassebecken. - Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie 54.

HOMEWOOD, P. & ALLEN, Ph. (1981): Wave-, Tide- and Current-Controlled Sandbodies of Miocene Molasse, Western Switzerland. - AAPG Bull. 65/12, 2534-2545.

HOTTINGER, L.; MATTER, A.; NABHOLZ, W. & SCHINDLER, C. (1970): Erläuterungen zu Atlasblatt Nr. 57 "Hörnli" des Geolog. Atlas der Schweiz 1:25'000. - Schweiz. Geol. Komm.

HSU, K.J. (1979):Thin skinned plate tectonics during neoalpine orogenesis. - Am. J. Sci. 279, 353-366.

HUBER, M. & HUBER, A. (1984): Das Kristallin des Südschwarzwaldes. - NAGRA Techn. Ber. 84-30.

HUEBSCHER, J. (1961K): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, Blatt 38 "Diessenhofen". - Schweiz. Geol. Komm.

HUG, J. (1907): Geologie der nördlichen Teile des Kantons Zürich. - Beitr. geol. Karte Schweiz N.F. 15.

HUGUENEY, M. & KISSLING, D (1972): Nouveaux Gisements de mammifères de l'oligocène superieur de Suisse occidentale. - Geobios 5/1, 55-66.

HUENERMANN, K.A. (1982): Die Glimmersandgrube am Rodenberg bei Schlattingen (Kt. Thurgau) als paläontologisches Studienobjekt in der Oberen Süsswassermolasse. - Mitt. thurg. natf. Ges. 44, 7-32.

ILLIES, J.H. (1975a): Intraplate tectonics in stable Europe as related to plate tectonics in the Alpine system. - Geol. Rundschau 64/3, 677-699.

- (1975b): Recent and Paläo-Intraplate Tectonics in stable Europe and the Rhinegraben Rift System. - Tectonophysics 29, 251-264.

- & GREINER, G. (1979): Holocene mouvements and state of stress in the Rheinegraben rift-system. - Tectonophysics 52, 349-359.

- ;BAUMANN, H. & HOFFERS, B. (1981): Stress patern and strain release in the alpine Foreland. - Tectonophysics 71, 157-172.

JACKSON, J. & Mc KENZIE, D. (1983): The geometrical Evolution of normal fault systems. - Jour. Struct. Geol. 5/5, 471-482.

JAECKLI, H. (1957): Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. - Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie 36.

- (1958): Der rezente Abtrag der Alpen im Spiegel der Vorland-Sedimentation. - Eclogae 51, 354-365.

- (1966): Blatt 50 "Wohlen" Geol. Atlas der Schweiz 1:25'000 mit Erläuterungen. - Schweiz. geol. Komm.

JAEGER, E. (1973): Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. - Eclogae geol. Helv. 66/1, 11-21.

- & HANTKE, R. (1984): Evidenzen für die Vergletscherung eines alpinen Bergeller Hochgebirges an der Grenze Oligozän/Miozän. - Geol. Rundschau 73/2, 567-575.

JENNY, F. (1928): Die Fauna des Süsswasserkalkes von Diegten (Baselland). - Eclogae geol. Helv. 21, 417-427.

JOOSS, C.H. (1923): Die Schneckenfauna der süddeutsch-schweizerischen Helicidenmergel und ihre Bedeutung für die Altersbestimmung der letzteren. - N.Jb. Min. etc., Beil.-Bd. 49.

JORDI, H.A. (1955): Geologie der Umgebung von Yverdon. - Beitr. geol. Karte Schweiz N.F. 99.

JUNG, P. ed (1982): Nouveaux Résultats biostratigraphiques dans le Bassin molassique depuis le Vorarlberg jusqu'en Haute-Savoie. - Docum. Lab. Géol. Lyon, H.S.7.

KEHRER, L. (1922): Geologie von Olten - Aarburg und Umgebung. - Diss. Univ. Zürich.

KELTERBORN, P. (1948): Die Erdölfrage im Molassegebiet von Aarau und Umgebung. - Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie 26/II.

KIDERLEN, H. (1931): Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des süddeutschen Tertiärs. - Jb. Min. Geol. & Paläont., Abh., Beilageband 66, B, 215-384.

KISSLING, D. (1974): L'Oligocène de l'extrémité occidentale du bassin molassique. Stratigraphie et aperçu sédimentologique. - Thèse Univ. Genève no. 1648. Impr. Gesster, Colombier.

KOCH, R. (1923): Geologische Beschreibung des Beckens von Laufen. - Beitr. geol. Karte Schweiz N.F. 48.

KOPP, J. (1955): Ergebnisse der Bohrung Attishofen. - Mitt. natf. Ges. Luzern 17, 197-213.

LAUBSCHER, H.P. (1961): Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. - Eclogae geol. Helv. 54/1, 221-282.

- (1962): Die Zweiphasenhypothese der Jurafaltung. - Eclogae geol. Helv. 55/1, 1-22.

- (1963): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000 Blatt Nr. 40 "St. Ursanne", mit Erläuterungen. - Schweiz. Geol. Komm.

- (1965): Ein kinematisches Modell der Jurafaltung. - Eclogae geol. Helv. 58/1, 231-318.

- (1966): Zur Kinematik und Dynamik des nördlichen Rheintalischen Juras. - Eclogae geol. Helv. 59/2, 957-959.

- (1972): Some overall aspects of Jura-Dynamics. - Am. J. Sci. 278.

- (1973a): Faltenjura und Rheingraben: Zwei Grossstrukturen stossen zusammen. - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F. 55. 145 - 158.

- (1973b): Jura mountains and gravity sliding. - In De JONG, K.A. and SCHOLTEN, R. eds., Gravity and Tectonics. J. Wiley, N.Y.

- (1974): Basement uplift and Décollement in the Molasse Basin. -Eclogae geol. Helv. 67/3, 531-537.

- (1980): Die Entwicklung des Faltenjuras - Daten und Vorstellungen. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 160/3, 289-320.

- (1981): The 3D propagation of décollement in the Jura. - Geol. Soc. London Spec. Publ. No. 9, 311-317.

- (1982): Die Südostecke des Rheingrabens - ein kinematisches und dynamisches Problem. - Eclogae geol. Helv. 75/1, 101-116.

LEDERMANN, H. (1978): Erläuterungen zu Blatt Nr. 72 "Solothurn" des GeologischenAtlas der Schweiz 1:24'000. - Schweiz. Geol. Kommission.

LEHNER, E. (1920): Geologie der Umgebung von Bretzwil. - Beitrag geol. Karte Schweiz N.F. 47.

LEMCKE, K. (1962): Beziehungen zwischen Molassesedimentation und Alpentektonik an der Wende Oligozän/Miozän. - Zt. dt. geol. Ges. 113, 280-281.

- (1970): Epirogenetische Tendenzen im Untergrund und in der Füllung des Molassebeckens nördlich der Alpen. - Bull. VSPG 37/91, 25- 34.

- (1972): Die Lagerung der jüngsten Molasse im Alpenvorland. - Bull. VSPG 39/95, 29-41.

- (1973): Zur nachpermischen Geschichte des nördlichen Alpenvorlandes. - Geol. Bavarica 69, 5-48.

- (1974): Vertikalbewegungen des vormesozoischen Sockels im nördlichen Alpenvorland vom Perm bis zur Gegenwart. - Eclogae geol. Helv. 67/1, 121-133.

- (1975): Molasse und vortertiärer Untergrund im Westteil des süddeutschen Alpenvorlandes. - Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. N.F. 57, 87-115.

- (1981): Das heutige geologische Bild des deutschen Alpenvorlandes nach drei Jahrzehnten Oel- & Gasexploration. - Eclogae geol. Helv. 74/1, 1-18.

- (1983): Indications of a large eustatic sea-level fall at the Rupelian/Chattian boundary in the German Molasse Basin. - Bull. VSPG 49/117, 57-60.

- (1984): Geologische Vorgänge in den Alpen ab Obereozän im Spiegel vor allem der deutschen Molasse. - Geol. Rundschau 73/1, 371-397.

- ;v. ENGELHARDT, W. & FUECHTBAUER, H. (1953): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des südwestdeutschen Alpenvorlandes. - Beih. geol. Jb. 11, 174 pp.

- & TUNN, W. (1956): Tiefenwasser in der süddeutschen Molasse und in ihrer verkarsteten Malm-Unterlage. - Bull.VSPG 23/64.

- & WAGNER, R. (1961): Zur Kenntnis des vortertiären Untergrundes im Bodenseegebiet. - Bull. VSPG 27/73,9-14

- ; BUECHI, U. P. & WIENER, G. (1968): Einige Ergebnisse der Erdölexploration auf die mittelländische Molasse der Zentralschweiz. - Bull. VSPG 35/87, 15-34.

LINIGER, H. (1925): Geologie des Delsberger Beckens und der Umgebung von Movelier. - Beitr. geol. Karte Schweiz N.F.55.

- (1953): Zur Geschichte und Geomorphologie des nordschweizerischen Juragebirges. - Geographica Helvetica VIII/1, 289-303.

- (1963): Zur Revision des Pontien im Berner Jura. - Eclogae geol. Helv. 56/1, 165-174.

- (1964): Beziehungen zwischen Pliozän und Jurafaltung in der Ajoie. - Eclogae geol. Helv. 57/1, 75-90.

- (1965): Pliozän und Juratektonik westlich Basel. - Eclogae geol. Helv. 58/2, 995-998.

- (1967): Pliozän und Tektonik des Juragebirges. - Eclogae geol. Helv. 60/2, 407-490.

- & HOFMANN, F. (1965): Das Alter der Sundgauschotter westlich Basel. - Eclogae geol. Helv. 58/1, 215 - 229.

LOHR, J. (1967): Die seismischen Geschwindigkeiten in der Ostschweiz. - Bull. VSPG 34/85, 29-38.

MALAVIEILLE, J. (1984): Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués: application aux chaînes de montagnes. - Bull. Soc. Geol. France, XXVI/1, 129-138.

MATTER, A. (1964): Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet. - Eclogae geol. Helv. 57/2, 316-428.

- ; HOMEWOOD, P.; CARON, C.; RIGASSI, D.; STUIJVENBERG, J.; VON WEIDMANN, M. & WINKLER, W. (1980): Flysch and Molasse of Western and Central Switzerland. - In: TRUEMPY, R. ed: Geology of Switzerland, Part B, 261-293.

MAURER, H. (1983): Sedimentpetrographische Analysen an Molasseabfolgen der Westschweiz.- Jb. Geol. B.A. 126/1, 23-69.

- ; GERBER, M.E. & NABHOLZ, W. (1982): Sedimentpetrographie und Lithostratigraphie der Molasse im Einzugsgebiet der Langete. - Eclogae geol. Helv. 75/2, 381-413.

MAYO, N.A. (1980): Die Archaeomyinae LAVOCAT 1952 von Oensingen und Mümliswil im Zusammenhang mit der stratigraphischen Einstufung dieser beiden Fundstellen. - Eclogae geol. Helv. 73/3, 1095-1108.

- (1981): Lithologische Einstufung einiger Säugetierreste führender Schichten in ein Idealprofil der Schweizer Molasse. - Unveröff. Manuskript.

MEIN, P. (1975): Résultats du Groupe de Travail des Vertébrés. - In: SENES, J. ed.: Report on Activity of R.C.M.N.S. Working Groups. - Reg. Comm. Med. Neogene Stratigraphy, 78-81; Bratislava.

MERKI, P. (1958): Geologische Untersuchungen im Aargauer Jura, Blatt Aarau östlicher Teil. - DA ETHZ. Unpubl.

MOOS, A. von (1935): Sedimentographische Untersuchungen an Molassesandsteinen. - Schweiz. Min. Petr. Mitt. 15, 169-265.

- (1946): Die Kohlebohrungen von Sihlbrugg und die Molassestrukturen um Zürich. - Eclogae geol. Helv. 39/2, 244-254.

MOSER, S. (1958): Studien zur Geomorphologie des zentralen Aargaus. - Mitt. Geogr. ethnol. Ges. Basel Bd. X, 1-98.

MUGNIER, J.-L. (1984): Déplacements et déformations de l'avant-pays d'une chaine de collision - Exemple du Jura. - Thèse Univ. de Grenoble 1984.

MÜHLBERG, F. (1901K): Geologische Karte der Lägernkette 1:25'000; Spezialkarte Nr. 25. - Schweiz. Geol. Komm.

- (1902): Bericht über die Exkursion der schweizerischen geologischen Gesellschaft in das Grenzgebiet zwischen dem Ketten- und dem Tafeljura, in das aargauische Quartär und in die Lägern. - Eclogae geol. Helv. 7/3, 153-196.

- (1903): Zur Tektonik des nordschweizerischen Kettenjuras. - N.Jb. Min. etc. B.B. XVII.

- (1904K): Geologische Karte Aare, Reuss und Limmat 1:25'000; Spezialkarte Nr. 31. - Schweiz. Geol. Komm.

- (1905): Erläuterungen zu den geologischen Karten des Grenzgebietes zwischen dem Ketten- und Tafeljura. - Eclogae geol. Helv. 7/5, 487-538.

- (1914K): Geologische Karte des Hauensteingebietes 1:25'000; Spezialkarte Nr. 73. - Schweiz. Geol. Komm.

- & Niggli, P. (1913): Erläuterungen zur geologischen Karte Roggen-Born-Boowald 1:25'000.

MÜLLER, H.P. (1971): Geologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse zwischen Einsiedeln und oberem Zürichsee (Kt. Schwyz). -Vjschr. natf. Ges. Zürich 116/1.

MÜLLER, St. (1984): Tiefenstruktur, Dynamik und Entwicklung des Mittelmeer- und Alpenraumes. - Verh. natf. Ges. ZH 139/3, 217-245.

MÜLLER, W.H. & BRIEGEL, U. (1980): Mechanical Aspects of the Jura overthrust. - Eclogae geol. Helv. 73/1,239-250.

- & HSU, K.J. (1980): Stress Distribution in Overthrusting Slabs and Mechanics of Jura Deformation. - In: Rock Mechanics, Suppl. 9, 219-232.

- ;HUBER, M.; ISLER, A. & KLEBOTH, P. (1984): Erläuterungen zur geol. Karte der zentralen Nordschweiz 1:100'000. - NTB 84-25.

MÜRI, J. (1959): Geologische Untersuchungen im Aargauer Jura: Blatt Rupperswil, nördl. der Aare. - Diplomarbeit ETH Zürich. Unpubl.

MUMENTHALER, Th.; PETERS, Tj.; WEIDMANN, M. (1981): Niveau de Bentonite dans la molasse grise de Lausanne (USM-"Aquitanian"). - Eclogae geol. Helv. 74/3, 639-650.

NAEGELE, E. (1962): Zur Petrographie und Entstehung des Albsteins. - N.Jb. Geol. Paläont., Abh. 115/1, 44-120.

NEFF (Nationaler Energie-Forschungsfonds) (1980): Geothermische Prospektion im Raume Koblenz - Wildegg - Dielsdorf. Schlussbericht.

NIGGLI, P. (1912K): Geologische Karte von Zofingen 1:25'000, Spezialkarte Nr. 65. - Schweiz. Geol. Komm.

NOTZ, R. (1924): Geologische Untersuchungen an der östlichen Lägern. - Diss. Univ. Zürich.

ODIN, G. S. (1973): Résultats de datations radiometriques dans les series sédimentaires du Tertiaire de l'Europe occidentale. - Rev. Geogr. phys. & Geol. dyn. 15/3, 317-330.

OERTLI, H. (1956): Ostrakoden aus der oligozänen und miozänen Molasse der Schweiz. - Schw. Pal. Abh. Bd. 74, 1-20

PAPADOPOULOS, A. (1960): Geologische Untersuchungen im Aargauer Jura: Blatt Veltheim, östlicher Teil. - Diplomarbeit ETH Zürich.

PASQUIER, F. & PERSOZ, F. (1977): Oxidation des calcaires mésozoiques sous la molasse du plateau suisse et paléokarst. - Bull. VSPG 43/105, 21-28.

PAUL, W. (1951): Die Mechanik der Flussablenkungen im Grundgebirge und im Deckgebirge des Südschwarzwaldes. -Mittbl. bad. geol. Landesanstalt, 115-120.

PAVONI, N. (1957): Geologie der Zürcher Molasse zwischen Albiskamm und Pfannenstiel. - Vierteljschr. natf. Ges. Zürich 102, 117-315.

- (1958): Die Vorlandsedimentation am Beispiel der OSM der Schweiz. - Eclogae geol. Helv. 51/3, 1035-1038.

- (1959): Zur Gliederung der OSM im Bereich des Hörnlischuttfächers. - Eclogae geol. Helv. 52/2, 477-487.

- (1961): Faltung durch Horizontalverschiebung. - Eclogae geol. Helv. 54/2, 515-534.

- (1979): Investigation of recent crustal mouvements in Switzerland. - In: Int. Geodyn. Proj.: Final Report of Switz. - SMPM 59/1+2.

- (1984): Seismotektonik Nordschweiz. - NTB 84-45

- & GREEN, R. ed. (1975): Recent Crustal Movements. - Tectonophysics Spec. Issue 20/1-4.

- & SCHINDLER, C. (1981): Bentonitvorkommen in der OSM des Kantons Zürich und damit zusammenhängende Probleme. - Eclogae geol. Helv. 74/1, 53-64.

PITMAN, W.C. (1978): Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passiv margins. - Geol. Soc. Am. Bull. v. 89, 1389-1403.

PLANCHEREL, R. (1979): Aspects de la déformation en grand dans les préalpes medianes plastiques entre Rhône et Aar. - Eclogae geol. Helv. 72/1, 145-214.

PRINZ, H. (1969): Nachweis rezenter Bruchschollentektonik am Oberrheingraben durch Feinnivellements. - Geol. Rundschau 59/1, 107-113.

RENZ, H.H. (1973): Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein. - Eclogae geol. Helv. 30.

RIGASSI, D.A. (1977): Subdivision et datation de la Molasse d'eau douce inférieure du Plateau Suisse. - Paläolab News No. 1.

ROEGL, F. & STEININGER, F. (1983): Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. - Ann. Naturhist. Mus. Wien, 85/A., 135-163.

ROTHPLETZ, W. & LINGER, H (1963): Brackisches Oligozän im westlichen Delsberger Becken. - Eclogae geol. Helv. 56/1, 175-178.

RUTSCH, R. (1929): Die Gastropoden des subalpinen Helvet der Schweiz und Vorarlbergs. - Abh. Schweiz. pal. Ges. 40/I, 1-77.

- (1958): Das Typusprofil des Helvetien. - Eclogae geol. Helv. 51/1, 107-118.

- (1961/2): Zur Paläogeographie der subalpinen unteren Meeresmolasse (Rupélian) der Schweiz. - Bull. VSPG 28/74, 27-32 und 28/75, 13-24.

- & HUEGI, Th. (1956): Bemerkungen zur Arbeit von F. Hofmann: Beziehungen zwischen Tektonik, Sedimentation und Vulkanismus im schweizerischen Molassebecken. - Bull. VSPG 22/63, 33-40.

- & SCHLüCHTER, Chr. (1973): Stratigraphische Gliederung der Molasse im bernischen Mittelland. - Mitt. natf. Ges. Bern N.F. 30, 86-90.

RUTTE, E. (1956): Die Geologie des Schienerberges und der Oeninger Fundstätten. - Abh. N.Jb. Geol. Paläont. 102, 143-282.

RYBACH, L. (1962): Refraktionsseismische Untersuchungen im Raum Aare-, Limmat- und Surbtal. - Beitr. Geol. Schweiz, Geophysik Nr. 5.

- (1980 ed): The Swiss Geotraverse. - Eclogae geol. Helv. 73/2.

SCHAAD, E. (1908): Die Juranagelfluh. - Beitr. geol. Karte Schweiz N.F. 22.

SCHAER J.P. (1979): Mouvements verticaux, érosion dans les Alpes, d'aujourd'hui et au cours du Miocene. - Eclogae geol. Helv. 72/1, 263-270.

- ;REIMER, G.M. & WAGNER, G.A. (1975): Actual and ancient uplift rate in the Gotthard Region, Swiss Alps: a comparison between precise levelling and fission track apatite age. - Tectonophysics 29, 293-300.

SCHäFER, H. (1961): Die pontische Säugetierfauna von Charmoille (Jura bernois). - Eclogae geol. Helv. 54/2, 559-565.

SCHALCH, F. (1916): Erläuterungen zu Blatt Wiechs-Schaffhausen der Geologischen Spezialkarte des Grossherzogtums Baden. - Grossherzogl. bad. Geol. LA, Heidelberg.

SCHäR, U. (1967): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Mesozoikum und Tertiär des Bielerseegebietes. - Beitr. geol. Karte Schweiz N.F. 133.

SCHERER, F. (1966): Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Flysch und in der Molasse zwischen Thunersee und Eritz. - Beitr. geol. Karte Schweiz N.F. 127.

SCHINDLER, C. (1974): Zur Geologie des Zürichsees. - Eclogae geol. Helv. 67/1, 163-196.

- (1977): Zur Geologie von Baden und seiner Umgebung. - Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Serie, kl. Mitt. Nr. 67.

SCHLAICH, E. (1934): Geologische Beschreibung der Gegend von Court. - Beitr. geol. Karte Schweiz N.F. 26.

SCHLANKE, S. (1974): Geologie der subalpinen Molasse zwischen Biberbrugg SZ, Hütten ZH und Aegerisee ZG. - Eclogae geol. Helv. 67/2, 243-331.

- ; HAUBER, L. & BUECHI, U.P. (1978): Lithostratigraphie und Sedimentpetrographie der Molasse in den Bohrungen Tschugg 1 und Ruppoldsried 1. - Eclogae geol. Helv. 71/2, 409-425.

SCHMID, ST. (1975): The Glarus Overthrust: Field Evidence and Mechanical Model. - Eclogae geol. Helv. 68/2, 247-280.

SCHMIDLE, W. (1931): Die Geschichte der geologischen Erforschung des Bodensees. - Bad. geol. Abh. 3, 1-40 & 81-95.

SCHNEIDER, A. (1960): Ueber das Oligozän des nördl. Berner Juras. - Eclogae geol. Helv. 53/2, 668-670.

SCHNEIDER, H. (1976): Ueber junge Krustenbewegungen in der voralpinen Landschaft zwischen dem südlichen Rheingraben und dem Bodensee. - Mitt. natf. Ges. Schaffhausen Bd. XXX 1973/76, 1-99.

SCHREINER, A. (1961): Graupensandrinne, Juranagelfluh und Deckentuff im Hegau. - Ber. natf. Ges. Freiburg 51.

- (1965): Die Juranagelfluh im Hegau. - Jh. geol. Landesamt Baden-Württb. 7, 303-354.

- (1966a): Zur Stratigraphie der OMM zwischen der oberen Donau und dem Ueberlinger See. - J.ber. Mitt. oberrh. geol. Ver. N.F. 48, 91-104.

- (1966b): Erläuterungen zu Blatt 8118 Engen der geologischen Karte von Baden Württemberg 1:25'000. - Geol. LA. Freiburg.

- (1967): Geologische Ergebnisse der Thermalwasserbohrung Singen 1966. - Hegau, 195 - 204, Singen.

- (1973K): Geologische Karte von Baden Württemberg 1:25'000 Blatt 8219, Singen, mit Erläuterungen. - Geol. LA. Freiburg.

- (1974): Erläuterungen zur geologischen Karte des Landkreises Konstanz 1:50'000, 2., berichtigte Auflage. - Geol. LA Freiburg.

- (1978): Erläuterungen zu Blatt 8119 Eigeltingen der geologischen Karte von Baden-Württemberg 1:25'000. - Geol. LA Freiburg.

- (1983): Geol. Karte von Baden-Württemberg 1:25'000, Blatt 8218 Gottmadingen; Erläuterungen. - Geol. LA Freiburg.

SCHUPPLI, H.M. (1950): Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz: III. Teil, 8. Abschnitt: Oelgeologische Untersuchungen im Schweizer Mittelland zwischen Solothurn und Moudon. - Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie 26/3.

- (1952): Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz: IV. Teil. - Beitr. Geol. Schweiz., Geotechn. Serie 26/4.

- (1957): Zur Geologie und den Erdölmöglichkeiten des Schweizer Molassebeckens. - Z. dt. geol. Ges. 109, 599 - 611.

SCHWAB, R.F. (1960): Zur Stratigraphie und Tektonik der Molasse der Umgebung von Biel. - Bull. VSPG 26/71, 21 - 30.

SENFTLEBEN, G. (1923): Beiträge zur geologischen Erkenntnis der West-Lägern und ihrer Umgebung. - Diss. Univ. Zürich.

SENN, A. (1928): Ueber die Huppererde von Lausen und das geologische Alter der Zeininger Bruchzone. - Eclogae 21/1, 163-180.

SHELTON, J.W. (1984): Listric normal Faults: An Illustrated Summary. - AAPG Bull. 68/7, 801-815.

SITTLER, C. (1965): Le Paléogène des Fossés Rhénan et Rhodanien. Etudes sédimentologiques et paléoclimatiques. - Mem. Serv. Carte géol. Als. Lorr. 24, 392pp.

SPECK, J. (1953): Geröllstudien i.d. subalpinen Molasse am Zugersee und Versuch einer paläogeographischen Auswertung. - Diss. Univ. Zürich.

STAUB, R. (1934): Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. - Denkschrift Schweiz. natf. Ges. 69/1.

STEININGER, F. (1977): Integrated Assemblage - Zone Biostratigraphy at Marine-Nonmarien Boundaries: Examples from the Neogene of Central Europe. - In: E.G. KAUFMANN und J.E. HAZEL ed: Concepts and Methods of Biostratigraphy; Dowden, Hutchinson & Ross.

- (1982): The Palaeogene-Neogene Boundary. - In G.S. ODIN ed: Numerical Dating in Stratigraphy, J. Wiley & Sons.

- ; ROEGL, F. & MARTINI, E. (1976): Current Oligocene/Miocene biostratigraphic concept of the Central Paratethys (Middle Europe). - Newsl. Stratigr. 4, 174-203.

- & PAPP, A. (1979): Current Biostratigraphic correlation of the Late Miocene Central Paratethys stages (Sarmat s.s., Pannon s.s., Pont) and Mediterranean Stages (Torton & Messinian) and the Messinian event in the Paratethys. - Newsl. Stratigr. 8 (2), 100-110.

- & RÖGL, F. (1979): The Paratethys History - A Contribution towards the Neogene Geodynamics of the Alpine Orogen. - Ann Geol. Pays Hellen., Sér 1979, fasc.III: 1153-1165.

- ;RÖGL, F.; CARBONNEL, G.; JIRICEK, R. & HUEGUENEY, M. (1982): Biostratigraphische Gliederung und Korrelation: Zentrale und westliche Paratethys, Rhônetal und mediterraner Raum. - Docum. Lab. Geol. Lyon, H.S. 7, 87-91.

- ;HOCHULI, P.; MüLLER, C. & RöGL, F. (1984): Correlation of Central Paratethys, Eastern Paratethys and Mediterranean Neogene Stages. - Preprint.

STEHLIN, H.G. (1914): Uebersicht über die Säugetiere der schweizerischen Molasseformation, ihre Fundorte und ihre stratigraphische Verbreitung. - Verh. natf. Ges. Basel 25, 179-202.

STRIGEL, A. (1950): Quartäre Hebung im Südschwarzwald. - Mitt.blatt bad. Geol. LA, 111-115.

STUMM, F. (1964): Das Tertiär des Basler Tafeljura, mit besonderer Berücksichtigung der miocänen Ablagerungen. - Verh. natf. Ges. Basel Bd. 75/2, 154-218.

SUTER, H. (1956): Tektonische Juraprobleme, ein historischer Rückblick. - Eclogae geol. Helv. 49/2, 363-371.

- & HANTKE, R. (1962): Geologie des Kantons Zürich. - Leemann, Zürich.

SUTER, M. (1978): Geologische Interpretation eines reflexionsseismischen W-E-Profils durch das Delsberger Becken. - Eclogae geol. Helv. 71/2, 267-275.

SUTER, R. (1915): Geologie der Umgebung von Maisprach. - Diss. Univ. Basel.

THEOBALD, N.; VOGT, H. & WITTMANN, O. (1977): Neotectonique de la Partie méridionale du bloc rhénan. - Bull. B.R.G.M. (2eme sér.), sect. IV, NO 2 - 1977, 121-140.

TOBIEN, H. (1957): Die Bedeutung der unterpliozänen Fossilfundstätte Höwenegg für die Geologie des Hegau. - Jh. geol. LA Bad.-Württb. 2, 193-208.

- (1968): Typen und Genese tertiärer Säugerlagerstätten. - Eclogae geol. Helv. 61/2, 549-575.

TRICART, P. (1984): From passiv margin to continental collision: A tectonic scenario for the Western Alps. - Am. J. Science 284, Feb. 84, 97-120.

TRUEMPY, R. (1962): Mesozoischer Untergrund und ältere Meeresmolasse im schweizerischen und oberschwäbischen Molassebecken. - Erdöl - Zeitschr. 1962, Heft 9, 521-527.

- (1966): Uebersicht der unpublizierten Arbeiten aus dem geologischen Institut der ETH und Universität Zürich im Aargauer Jura 1952 - 1965. - Mitt. aarg. natf. Ges. H. XXVII, 173-186.

- (1973a): L'evolution de l'orogénèse dans les Alpes Centrales: Interpretation des données stratigraphiques et tectoniques. - Eclogae geol. Helv. 66, 1-10.

- (1973b): The Timing of Orogenic Events in the Central Alps. - in K.A. De Jong & R. Scholten ed: Gravity & Tectonics, John Wiley, N.Y., 229-251.

- (1980): Geology of Switzerland. - Schweiz. Geol. Komm.

TSCHOPP, R. (1960): Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt Miécourt. - Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. 110.

VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M. & THOMPSON, S. (1977): Seismic stratigraphy and Global Changes of Sea Level. - In: Seismic Stratigraphy, Ch.E. PAYTON ed; AAPG Mem. 26.

- & HARDENBOL, J. (1979): Sea-level changes during the Tertiary. - Oceanus 22, 71-79.

VOGEL, H. (1934): Geologie des Graitery und des Grenchenberges. - Beitr. geol. Karte Schweiz N.F. 26/2.

VOLLMAYR, Th. (1971): Zur Geologie des Feldes Pfullendorf - Ostrach. - Bull. VSPG 37/92, 1-20.

VOLZ, E. (1953): Geologische Untersuchungen in der tertiären Molasse des Saulgauer Gebietes. - N.Jb. Geol. & Paläont., Abh. 97, 189-219.

- (1957): Geologische Ergebnisse neuerer Erdölbohrungen in Oberschwaben. - Arbeiten Geol.-Paläont. Inst. TU Stuttgart, N.F. 9.

- & WAGNER, R. (1960): Die älteste Molasse in einigen Bohrungen Schwabens. - Bull. VSPG 27/72, 23-37.

VONDERSCHMITT; L. & TSCHOPP, H.J. (1953): Die Jura/Molasse-Grenze in der Bohrung Altishofen (Kt. Luzern). - Bull. VSPG, 20/58, 23-28.

WAIBEL, A. (1925): Geologie der Umgebung von Erschwil. - Beitr. geol. Karte Schweiz. N.F.55.

- & BURRI, F. (1961): Juragebirge und Rheingraben. - Lexique stratigr. int. Europe 1/7.

WEBER, A. (1928K): Geologische Karte des unteren Tösstales und unteren Glattales zwischen Dättlikon, Bülach und Eglisau, 1:25'000. - Mitt. natw. Ges. Winterthur Heft 17/18.

WEIDMANN, M.; RIGASSI, D. & TRUEMPY, R. (1981): Geologie der subalpinen Molasse zwischen Montreux und Lutry. - Exk.führer zur 48. Jahrestagung des VSPG 1981.

WERNER, J. (1966): Ergebnisse der Auswertung von Flachbohrungen im Bereich des Grobsandzuges der OMM (Gebiet Stockach - Pfullendorf). - Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F. 48, 105-120.

WIEDENMAYER, C. (1950): The structural development of areas of Tertiary sedimentation in Switzerland. - Bull. VSPG 17/52, 15-25.

WILDI, W. (1976): Die Mettauer Ueberschiebung im Aargauischen Tafeljura. - Eclogae geol. Helv. 68/3, 483-489.

- (1984): Isohypsenkarte der quartären Felstäler in der Nord- und Ostschweiz, mit kurzen Erläuterungen. - Eclogae geol. Helv. 77/3, 541-551.

WITTMANN, O. (1949): Das südliche Ende des Oberrheingrabens. - Geol. Rundschau 37.

- (1950a): Stratigraphie und Paläogeographie des Tertiärs nördlich von Basel. - Z. dt. geol. Ges. 101, 146-163.

- (1950b): Die grobklastische Fazies im Oligozän Oberbadens. - Mitt. Bl. bad. geol Landesanstalt, 41-47.

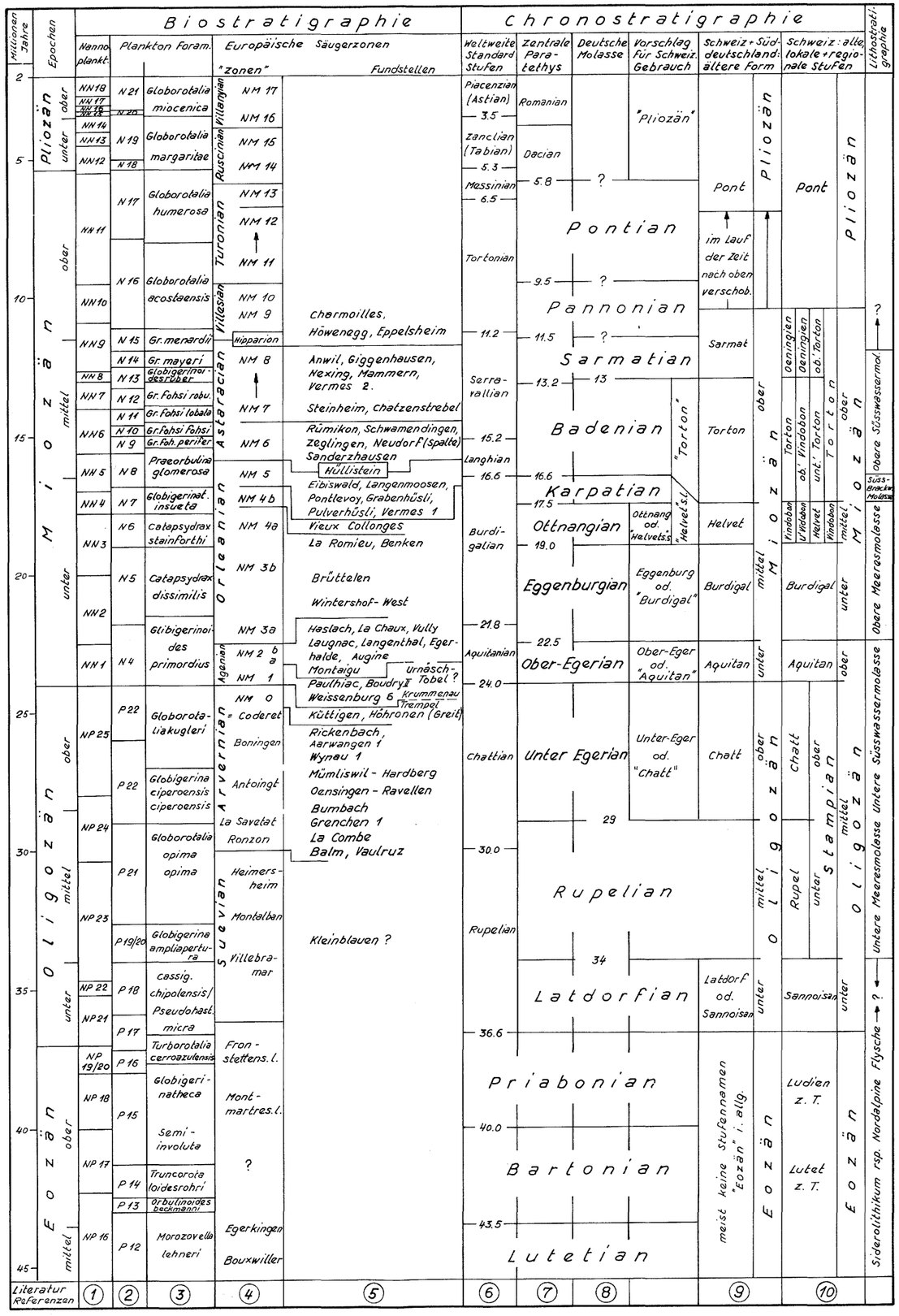
- (1970): Tektonik des südlichen Oberrheingrabens und seines Rahmens. - Z. dt. geol. Ges. 121, 61-65.

ZIEGLER, P.A. (1982): Geological Atlas of Western and Central Europe. - Shell Int. Petroleum Maatschappij.

ZIMMERMANN, M.A.; KUEBLER, B.; OERTLI, H.J.; FRAUTSCHI, J.M.; MONNIER, F.; DERES, F. & MONBARON, M. (1976): Molasse d'Eau douce inférieur du Plateau Suisse: Subdivision par l'indice de détritisme, essai de datation par nannofossiles. - Bull. Centr. Rech. Pau-SNPA 10/2, 585-625.

ZOEBELEIN, H.K. (1960): Ueber die chattische und aquitanische Stufe und die Grenze Oligozän - Miozän in Westeuropa. - Mitt. geol Ges. Wien 52.

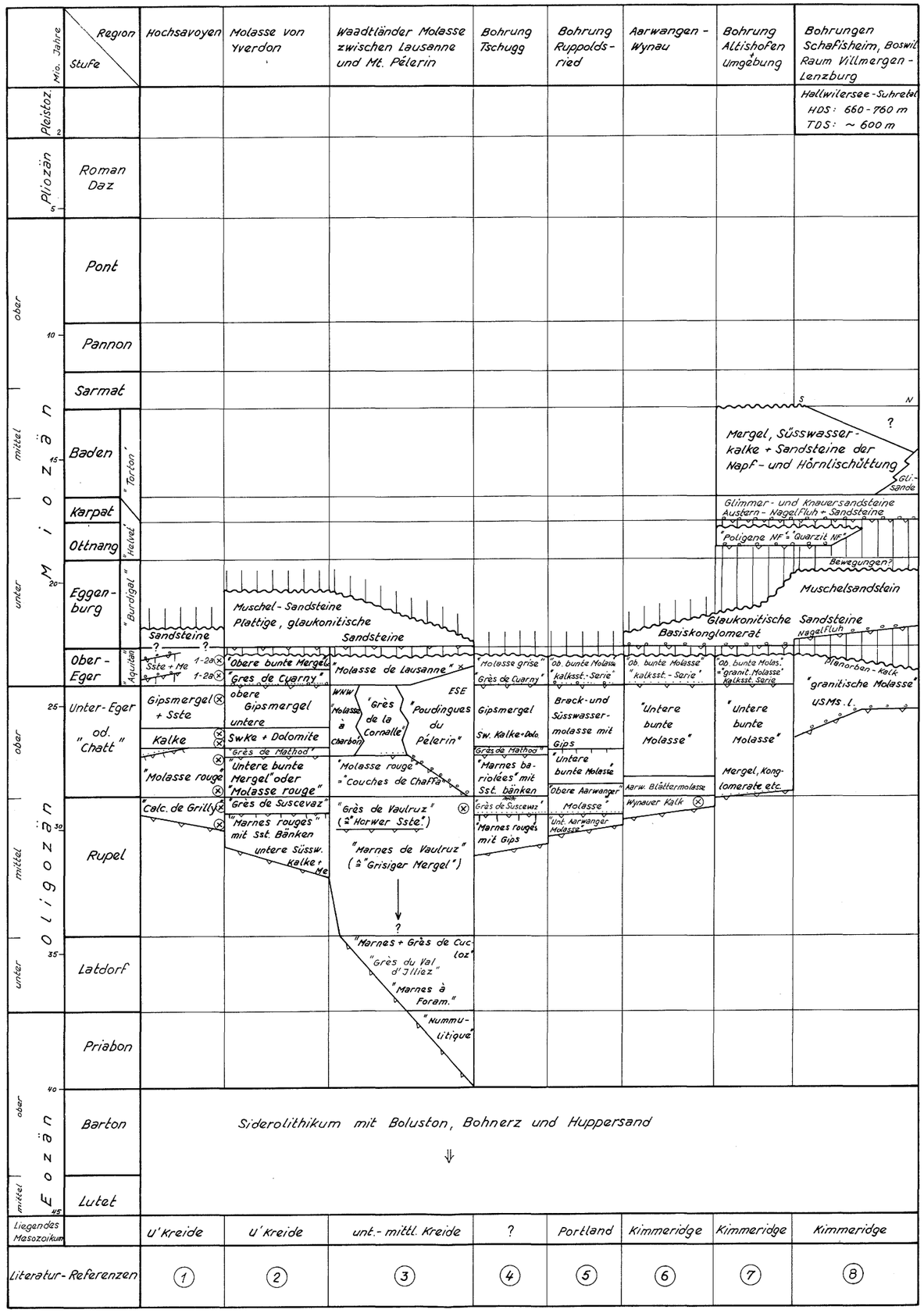
- (1963): Zur Biostratigraphie der gefalteten Molasse (Chattien/Aquitanien) im Süden des Oberen Zürichsees. - Bull. VSPG 29/77, 11-28.



LITERATURVERZEICHNIS

1 MARTINI 1971 in BOLLI et al. ed. (1985).
2 BOLLI et al. ed. 1985.
3 BOLLI et al. ed. 1985.
4 BÜRGISSER et al. 1983 / FAHLBUSCH 1976 / MADRID 1977 / MEIN 1975 / WEIDMANN et al. 1971.
5 TOBIEN 1968 / ENGESSER 1972 / RIGASSI 1977, 1982 in JUNG ed. / FREI 1979 / SCHLANKE unpubl. / CAVELIER 1979 / MAYO 1980 + unpubl. / ENGESSER et al. 1981 / JUNG ed. 1982 / ENGESSER et al. 1984 etc.
6 CAVELIER 1979 / STEININGER & PAPP 1979 / STEININGER et al. 1982 / BERGGREN et al. 1984.
7 RÖGL & STEININGER 1983 / STEININGER et al. 1982.
8 LEMCKE 1983, 1984.
9 RUTSCH & SCHLÜCHTER 1973 / FISCHER 1969 / BÜCHI & SCHLANKE 1977 etc.
10 DISLER 1941 / MÜHLBERG 1901, 1904, 1914 / LINIGER 1925 etc.

NAGRA	TECHNISCHER BERICHT NTB 85–14	
BIOSTRATIGRAPHISCHE UND CHRONOSTRATIGRAPHISCHE KORRELATION		
Dr. Heinrich Jäckli AG	TAB. A	ANHANG



LEGENDE

- Transgression i.all., Transgression ohne Winkeldiskordanz, mit Basissand
- Transgression mit Winkeldiskordanz und Basiskonglomerat
- Transgression in Rinnen, auf unregelmässiger Topographie
- ± isochrone Grenze
- deutlich heterochrone Grenze
- Erosion
- intramolassische Schichtlücken, Erosion
- " ..... " gebräuchliche lithostratigraphische Einheiten
- ⊗ datierte Säugerfundstellen
- + + + + + + Tuffe, Tuffite, Bentonite

Bsst.	Buntsandstein	Qz	Quarz
K (e)	Kalk (e)	Sst (e)	Sandstein (e)
Kongl.	Konglomerat	SW	Süsswasser
Me	Mergel	HDS	Höhere Deckenschotter
NF	Nagelfluh	TDS	Tiefere Deckenschotter

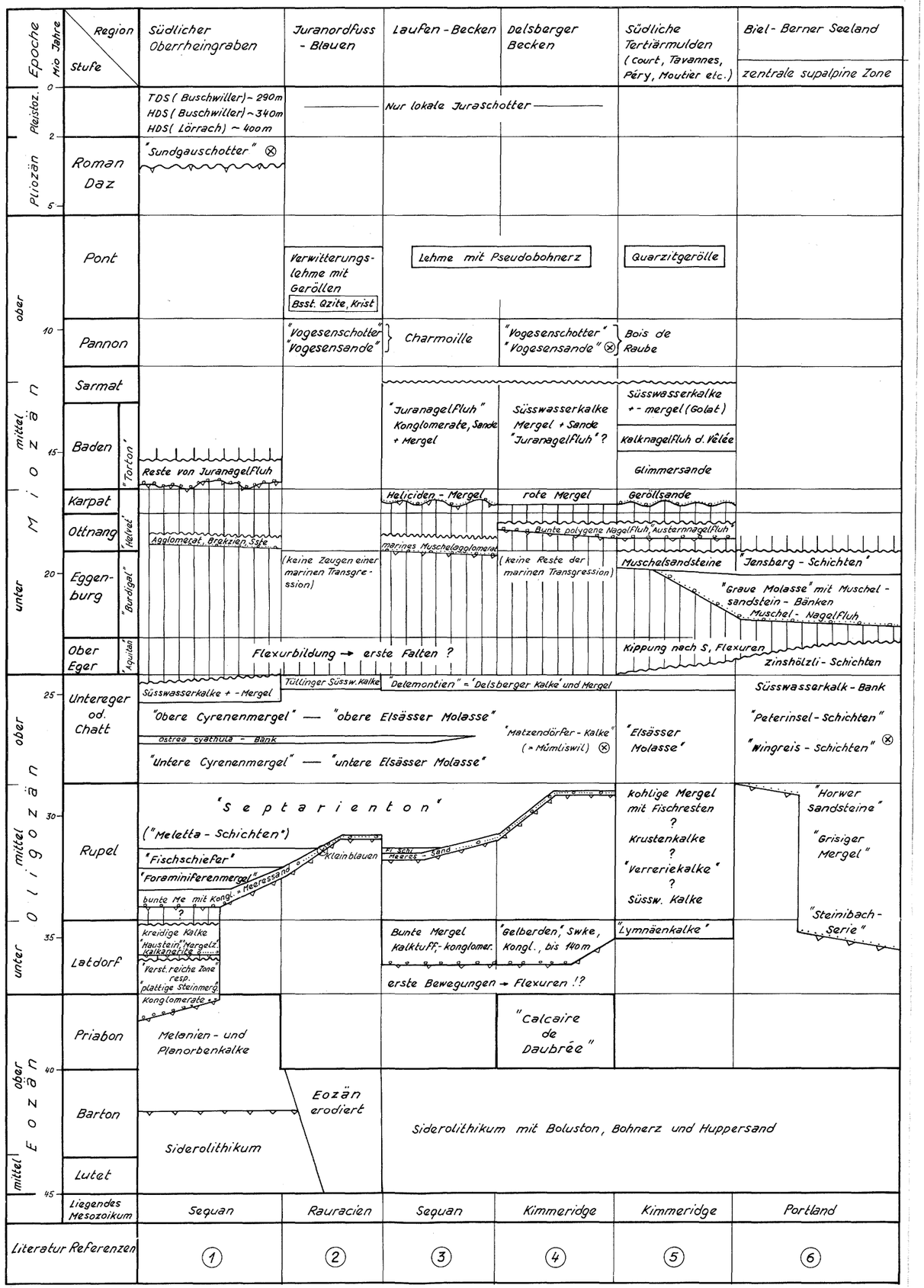
LITERATURVERZEICHNIS

1 CHAROLLAIS et al. 1981 / JUNG ed. 1982.
2 JORDI 1955 / JUNG ed. 1982 / KISSLING 1974.
3 MATTER et al. 1980 / WEIDMANN, RIGASSI & TRÜMPY 1981.
4 SCHLANKE et al. 1978.
5 SCHLANKE et al. 1978.
6 ERNI & KELTERBORN 1948 / MAURER et al. 1982 / SCHUPPLI 1957.
7 KOPP 1955 / NIGGLI 1912 / SCHUPPLI 1957
8 BUECHI 1957a, 1958c, 1959 / HOFMANN 1968a.

NAGRA TECHNISCHER BERICHT NTB **85–14**

LITHOSTRATIGRAPHISCHE KORRELATION
HOCHSAVOYEN – AARGAU

Dr. Heinrich Jäckli AG | **TAB. I** | **ANHANG**



LEGENDE

- Transgression i.all., Transgression ohne Winkeldiskordanz, mit Basissand
- Transgression mit Winkeldiskordanz und Basiskonglomerat
- Transgression in Rinnen, auf unregelmässiger Topographie
- ± isochrone Grenze
- deutlich heterochrone Grenze
- Erosion
- intramolassische Schichtlücken, Erosion
- " ..... " gebräuchliche lithostratigraphische Einheiten
- ⊗ datierte Säugerfundstellen
- + + + + + + Tuffe, Tuffite, Bentonite

Bsst.	Buntsandstein	Qz	Quarz
K (e)	Kalk (e)	Sst (e)	Sandstein (e)
Kongl.	Konglomerat	SW	Süsswasser
Me	Mergel	HDS	Höhere Deckenschotter
NF	Nagelfluh	TDS	Tiefere Deckenschotter

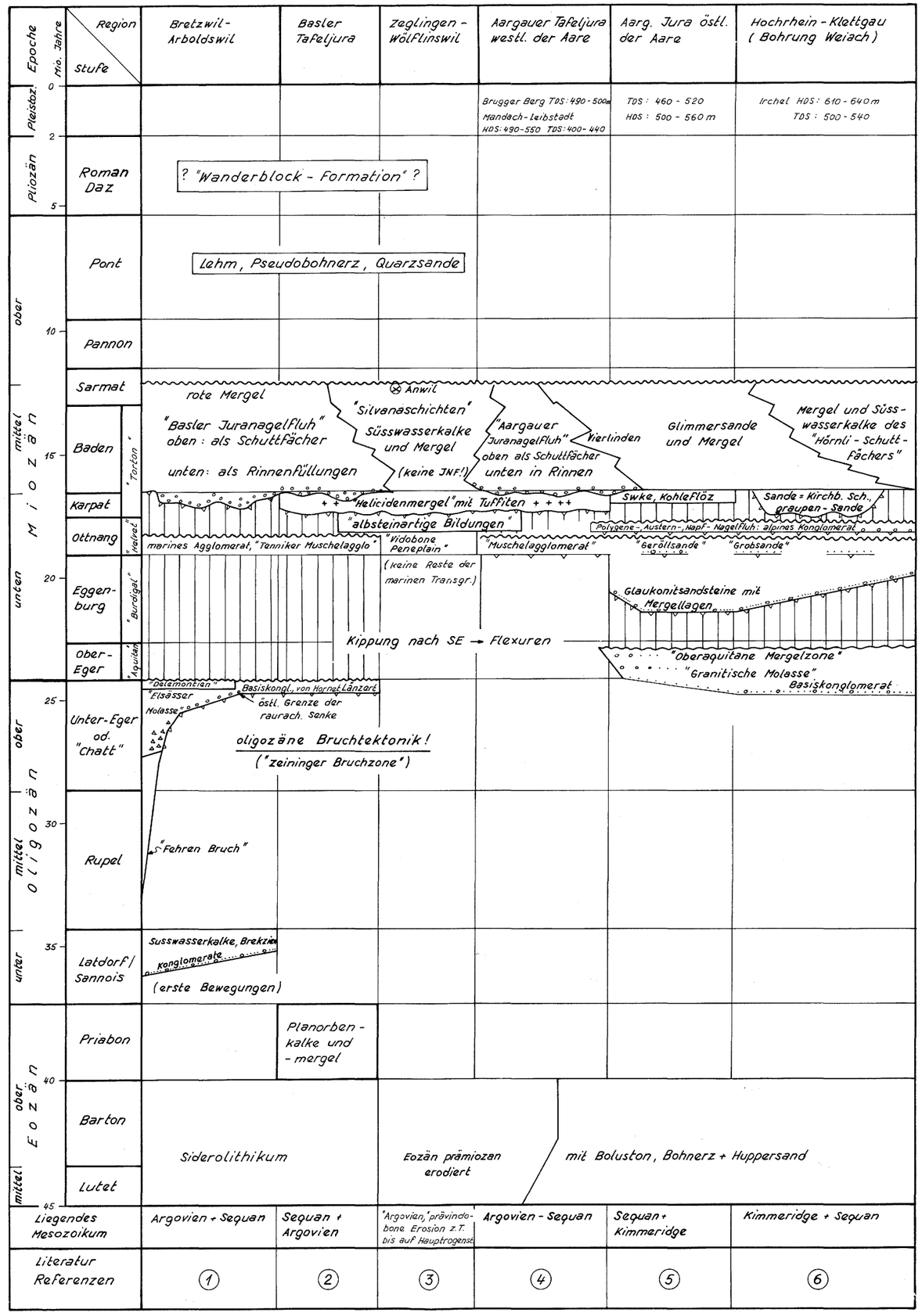
LITERATURVERZEICHNIS

1 BITTERLI 1945 / BRIANZA et al. 1983 / DOEBL 1970 / SITTLER 1965 / FISCHER 1965, 1969 / FISCHER et al. 1971 / WITTMANN 1950 etc.
2 BITTERLI 1945 / FISCHER 1965, 1969 / TSCHOPP 1960.
3 BAUMBERGER 1927b / BRIANZA et al. 1983 (Bohrung Wahlen) / KOCH 1923.
4 BAUMBERGER 1923a, 1927b / LINIGER 1925 / SUTER 1978 / FISCHER 1965.
5 ANTENEN 1973 / BAUMBERGER 1923a, 1927b / BUXTORF 1916 / BUXTORF & SCHLAICH 1928.
6 GERBER & OERTLI 1950 / RUTSCH & SCHLÜCHTER 1973 / SCHAER 1967 / GERBER 1968.

NAGRA TECHNISCHER BERICHT NTB 85–14

LITHOSTRATIGRAPHISCHE KORRELATION
OBERRHEINGRABEN – RAURACHISCHE SENKE – BERNER SEELAND

Dr. Heinrich Jäckli AG | TAB. II | ANHANG



LEGENDE

- Transgression i.all., Transgression ohne Winkeldiskordanz, mit Basissand
- Transgression mit Winkeldiskordanz und Basiskonglomerat
- Transgression in Rinnen, auf unregelmässiger Topographie
- ± isochrone Grenze
- deutlich heterochrone Grenze
- Erosion
- intramolassische Schichtlücken, Erosion
- " ..... " gebräuchliche lithostratigraphische Einheiten
- ⊗ datierte Säugerfundstellen
- + + + + + + Tuffe, Tuffite, Bentonite

Bsst.	Buntsandstein	Qz	Quarz
K (e)	Kalk (e)	Sst (e)	Sandstein (e)
Kongl.	Konglomerat	SW	Süsswasser
Me	Mergel	HDS	Höhere Deckenschotter
NF	Nagelfluh	TDS	Tiefere Deckenschotter

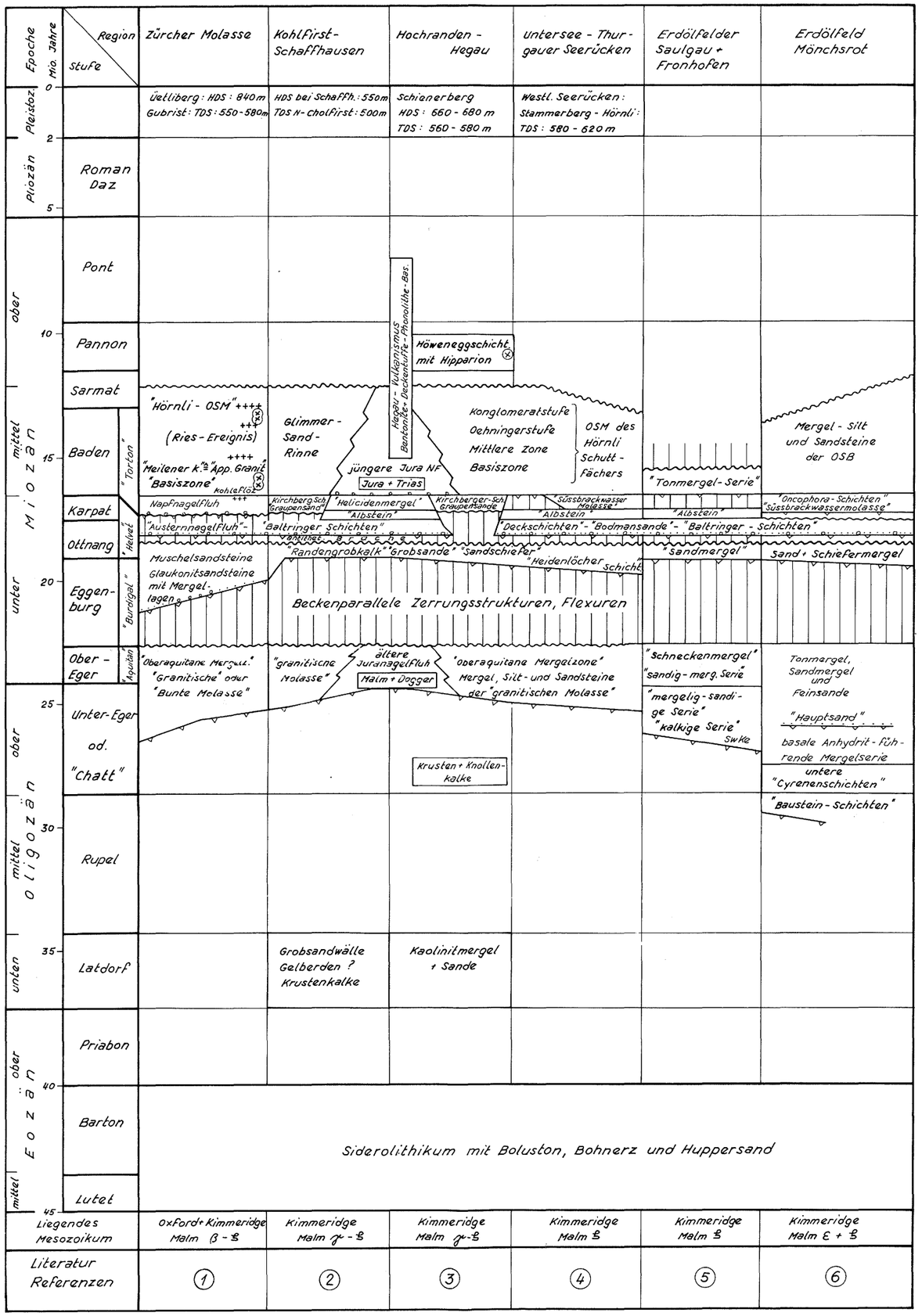
LITERATURVERZEICHNIS

1 BAUMBERGER 1927a, 1927b / LEHNER 1920 /HAUBER 1960b.
2 BARTHOLET 1964 / HAUBER 1960a / MÜHLBERG 1914K / STUMM 1964.
3 BAUMBERGER 1927a / GSELL 1968 / STUMM 1964.
4 BAUMER 1957 / MÜHLBERG 1904 / PAPADOPOULOS 1960 / SCHAAD 1908.
5 AMSLER 1915 / BADER 1925 / HANTKE 1967K / MÜHLBERG 1902, 1004 / SCHINDLER 1977, v. BRAUN 1953.
6 v. BRAUN 1953 / HANTKE 1967K / NAGRA-Bohrung Weiach / BÜCHI & HOFMANN 1960.

NAGRA TECHNISCHER BERICHT NTB 85–14

LITHOSTRATIGRAPHISCHE KORRELATION TAFELJURA

Dr. Heinrich Jäckli AG | TAB. III | ANHANG



LEGENDE

- Transgression i.all., Transgression ohne Winkeldiskordanz, mit Basissand
- Transgression mit Winkeldiskordanz und Basiskonglomerat
- Transgression in Rinnen, auf unregelmässiger Topographie
- ± isochrone Grenze
- deutlich heterochrone Grenze
- Erosion
- intramolassische Schichtlücken, Erosion
- " ..... " gebräuchliche lithostratigraphische Einheiten
- ⊗ datierte Säugerfundstellen
- + + + + + + Tuffe, Tuffite, Bentonite

Bsst.	Buntsandstein	Qz	Quarz
K (e)	Kalk (e)	Sst (e)	Sandstein (e)
Kongl.	Konglomerat	SW	Süsswasser
Me	Mergel	HDS	Höhere Deckenschotter
NF	Nagelfluh	TDS	Tiefere Deckenschotter

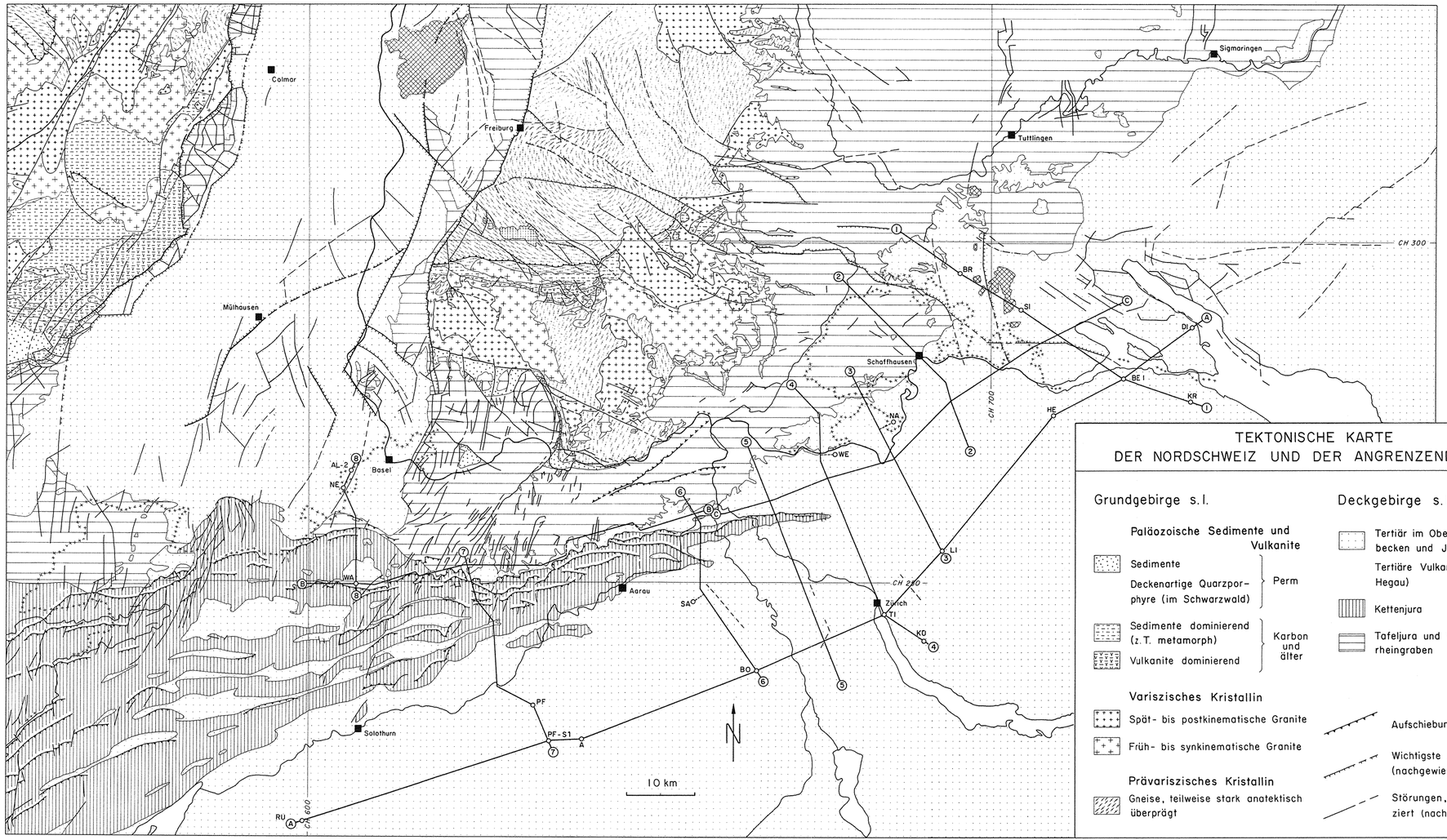
LITERATURVERZEICHNIS

1 Bohrungen AQUI, KÜSNACHT, LINDAU, TIEFENBRUNNEN / BÜCHI 1958a, b, 1959 / BÜCHI et al. 1965b / BÜRGISSER 1980 / HOTTINGER et al. 1970 / PAVONI 1957.
2 HOFMANN 1960a, b, 1967b, 1968b / HOFMANN & HANTKE 1964 / HÜBSCHER 1961K.
3 HAGN 1961 / HAUS 1950 / HOFMANN 1967b, 1976 / SCHREINER 1966a, 1974.
4 Bohrungen KONSTANZ, KREUZLINGEN, BERLINGEN; SCHREINER 1974, 1983 / HOFMANN 1975.
5 VOLZ 1957.
6 HAUS 1960.

NAGRA TECHNISCHER BERICHT NTB 85–14

LITHOSTRATIGRAPHISCHE KORRELATION
ZÜRCHER MOLASSE – UNTERSEEGEBIET – SCHWABEN

Dr. Heinrich Jäckli AG | TAB. IV | ANHANG



TEKTONISCHE KARTE DER NORDSCHWEIZ UND DER ANGRENZENDEN GEBIETE

Grundgebirge s.l.

Paläozoische Sedimente und Vulkanite

- Sedimente
- Deckenartige Quarzporphyre (im Schwarzwald) — Perm
- Sedimente dominierend (z.T. metamorph)
- Vulkanite dominierend — Karbon und älter

Variszisches Kristallin

- Spät- bis postkinematische Granite
- Früh- bis synkinematische Granite

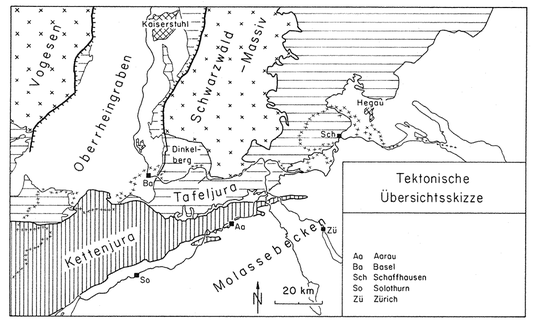
Prävariszisches Kristallin

- Gneise, teilweise stark anatektisch überprägt

Deckgebirge s.l.

- Tertiär im Oberrheingraben, Molassebecken und Juragebirge
- Tertiäre Vulkanite (Kaiserstuhl, Hegau)
- Kettenjura
- Tafeljura und Vorberge im Oberrheingraben

- Aufschiebungen
- Wichtigste Abschiebungen (nachgewiesen, vermutet)
- Störungen, nicht genauer differenziert (nachgewiesen, vermutet)



○ Tiefbohrungen:

AL - 2 = Allschwil 2 , BE - I = Berlingen I ; BO = Boswil ;
BR = Beuren am Ried (D) ; DI = Dingelsdorf I ; HE = Herdern ;
KR = Kreuzlingen ; KO = Küsnacht ; LI = Linden ; NA = Nack (D);
NE = Neuwiller (F) ; PF = Pfaffnau ; PF - S I = Pfaffnau - Süd I ;
SA = Schafisheim ; RU = Ruppoldsried ; SI = Singen (D);
TI = Tiefenbrunnen ; WA = Wahlen ; WE = Weiach .

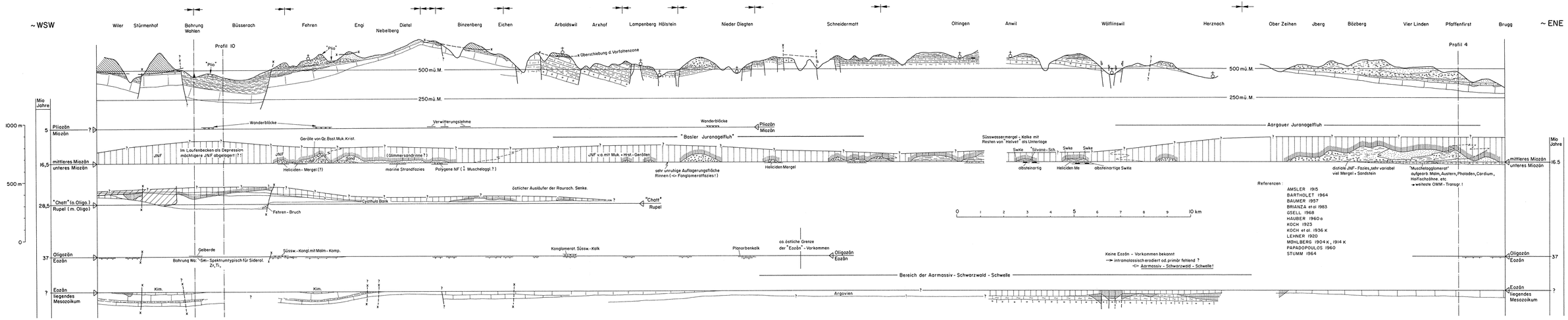
Profile:

- Ⓐ → Figur 6
- Ⓑ → Beilage 2 ; Figur 7
- Ⓒ → Beilage 3
- ① → Beilage 4 ; Figuren 8 und 9
- ② → Figur 10
- ③ → Figur 11
- ④ → Beilagen 5 und 6 ; Figur 12
- ⑤ → Figuren 13 und 14
- ⑥ → Figur 15
- ⑦ → Figur 16
- Ⓐ → Figuren 17 und 18

NAGRA TECHNISCHER BERICHT NTB 85–14

TEKTONISCHE ÜBERSICHT DER NORDSCHWEIZ MIT PROFILSPUREN

Dr. Heinrich Jäckli AG | DAT.: 19.6.85 | BEILAGE 1



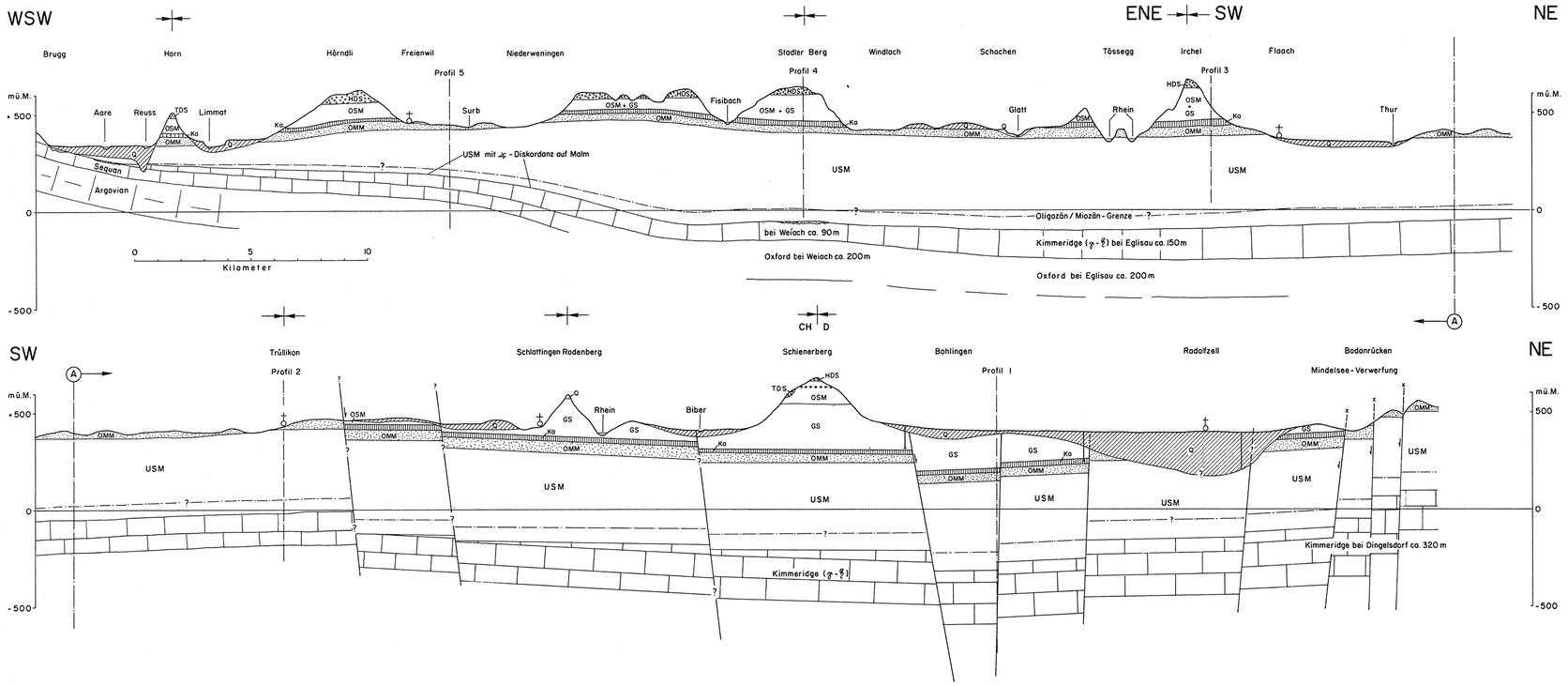
Legende:

- "Pliozän", Verwitterungslehme, "Wanderblöcke"
- Süsswassermergel + Kalke (Silvana-Sch. etc.)
- Glimmersande
- Juranagelfluh
- Terrestrische Kalke + Mergel (absteinartig etc.)
- "Muschelagglomerat"
- "Delémontien"
- obere Elsässer Molasse
- untere Elsässer Molasse
- "Sannoisien"
- Obereozäne + Unteroligozäne Süsswasserkalke
- Sideralithikum

Obere Süsswassermolasse; Obere Meeresmolasse; Untere Meeresmolasse

- Kimmeridge
- Sequan
- Argovien
- Dogger i. allg.
- Hauptrogenstein
- postmolassische Erosion
- intramolassische Erosion
- "tektonische Erosion"
- überschobene Elemente des Faltenjura
- Referenzhorizont für die stratigraphische Aufgliederung

NAGRA	TECHNISCHER BERICHT NTB 85–14
PROFIL B: LAUFENBECKEN–TAFELJURA–BRUGG GEOLOGISCHES PROFIL UND STRATIGR. AUFGLIEDERUNG	
Dr. Heinrich Jäckli AG	DAT.: 19.6.85 — BEILAGE 2



Legende :

- Q — Quartär im allg. (Schotter, Moränen, Beckentone)
- TDS — Tiefere Deckenschotter (Mindel ?)
- HDS — Höhere Deckenschotter (Günz ?)
- GS — Glimmersande
- +++++ — Deckentuff
- OSM — OSM s.str.

} Obere Süsswassermolasse s.l.

- Ka — Karpat : Alpine Gerölle, Graupensande Kirchberger Schichten
- OMM — "Burdigal" : Glaukonit - u. Muschelsste. ≙ untere Abteilung der OMM

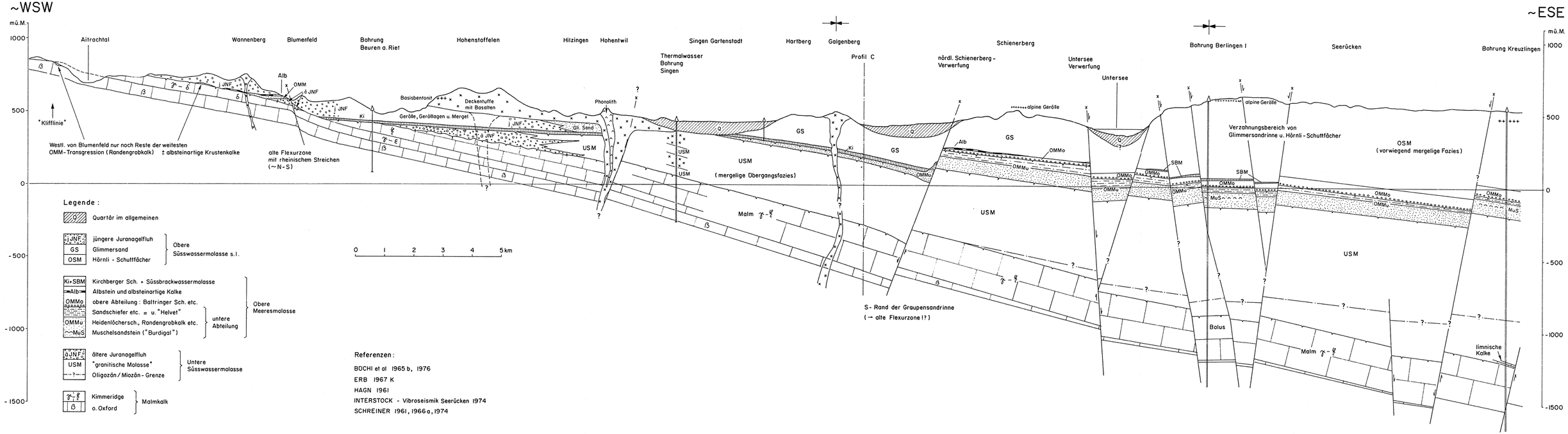
} Obere Meeresmolasse

- USM — "Granitische Molasse" : Sande u. Mergel der Unteren Süsswassermolasse
- Oligozän / Miozän - Grenze
- Liegendes Mesozoikum : Kalke + Mergel des Malm

Referenzen :

BENDEL 1923
v. BRAUN 1953
CADISCH 1959
ERB 1967 K
HALDIMANN et al. 1984
HANTKE et al. 1967 K
HOFMANN + HANTKE 1964
HOFMANN 1967 a K
HÜBSCHER 1961 K
LEMCKE + WAGNER 1961
MÜHLBERG 1904 K
MÜHLBERG 1905
SENFTLEBEN 1923
SCHREINER 1974
WEBER 1928 K

NAGRA	TECHNISCHER BERICHT NTB 85–14	
PROFIL C: BRUGG–IRCHEL–BODANRÜCKEN SCHEMATISCHES GEOLOGISCHES PROFIL		
Dr. Heinrich Jäckli AG	DAT.: 19.6.85	BEILAGE 3



NAGRA TECHNISCHER BERICHT NTB 85–14

PROFIL 1: BOHRUNG KREUZLINGEN–HEGAU–HOCHRANDEN
GEOLOGISCHES PROFIL

Dr. Heinrich Jäckli AG | DAT.: 19.6.85 | BEILAGE 4

NNW

SSE

m ü.M

500

0

- 500

- 1000

- 1500

- 2000

Bohlhof Griessen Birnberg Weilergraben Rhein Weiach Stadler Berg Stadel Neerach Eschenberg Chäshalde Bahnhof Oerlikon Milchbuck Zollikon

Bohrung Küsnacht

Bohrung Weiach (proj.)

Bohrung Tiefenbrunnen

Deckenschotter

GS

JNF

OMo

USM

Küsnachter Bentonit

Quartär

Meilener Kalk

OSM s.st. = Hörnli - Fächer

Tuff

OMo

Muschelsandstein

limnische Basis

Profil C

Profil A

Zusammenschub ca. 500 m

Legende:

OSM	obere Süsswassermolasse s.l. JNF = jüngere Juranagelfluh; GS = Glimmersande		
Ka	Karpat	obere Abteilung	obere Meeresmolasse
OMo	o'Ottnang	obere Abteilung	obere Meeresmolasse
OMu	Eggenburg und u'Ottnang = untere Abteilung	obere Abteilung	obere Meeresmolasse
USM	untere Süsswassermolasse		
	Siderolithikum		
	Malm γ- ζ		
	Malm α- β		
	Dogger		
	Lias		

Geologisches Profil Klettgau - Bohrung Küsnacht

0 5 10 km

0 m

- 500 m

- 1000 m

OMo OMo USM USM OMo OMu USM

Referenzen:

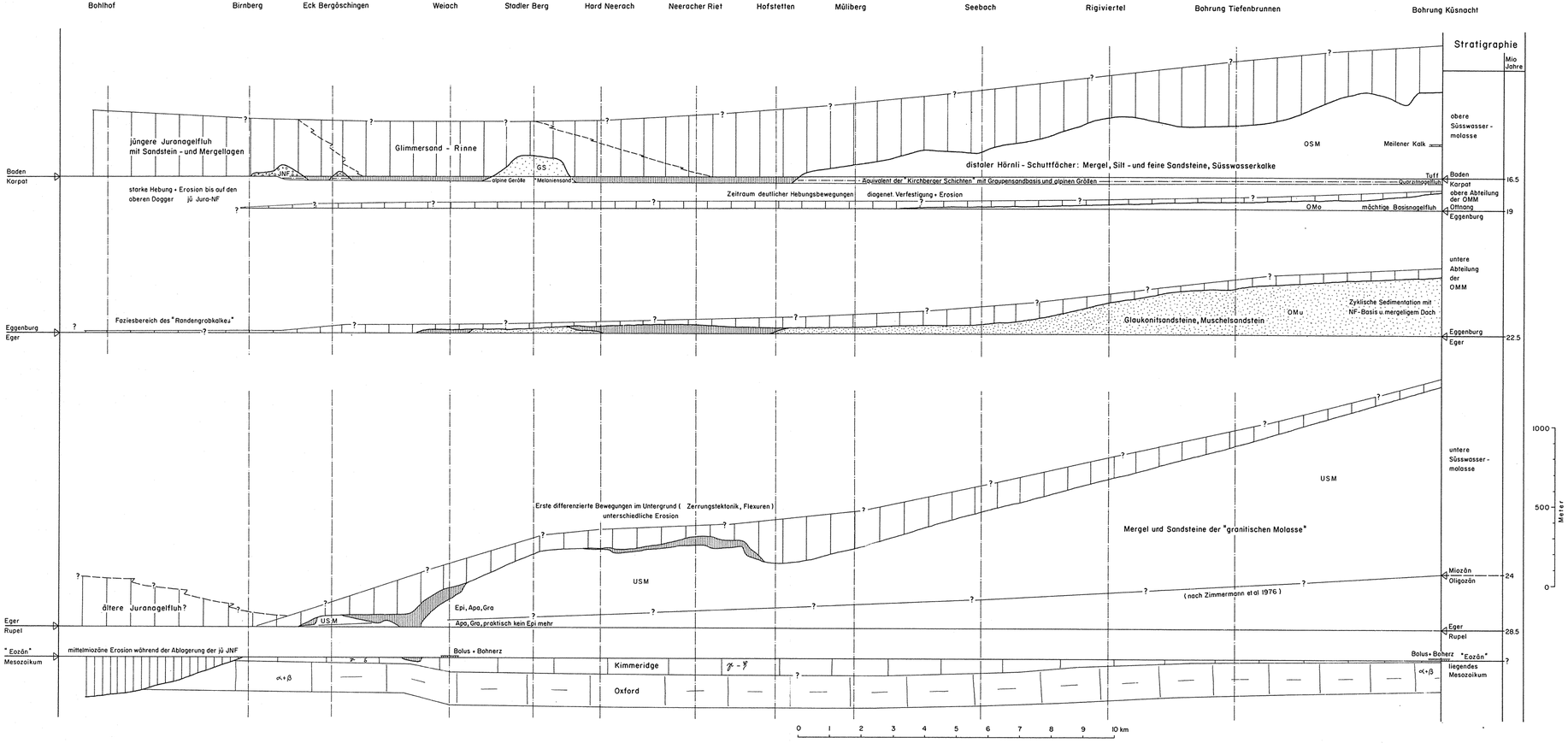
v. BRAUN 1953
BOCHI 1958 b, 59, 57a, 57b
BOCHI u. HOFMANN 1960
BOCHI, WIENER u. HOFMANN 1965b
BORGISSER 1980
HANTKE et al. 1967 K
NAGRA - Vibroseis - Profil 82 - NX - 60
NOTZ 1924
PAVONI u. SCHINDLER 1981
Tiefbohrungen Weiach, Tiefenbrunnen u. Küsnacht

Hypothetisches geologisches Profil am Ende der oberen Meeresmolasse

NAGRA TECHNISCHER BERICHT NTB 85–14

PROFIL 4: BOHRUNG KÜSNACHT–WEIACH–KLETTGAU
GEOLOG. PROFIL UND REKONSTRUKTION ENDE OMM

Dr. Heinrich Jäckli AG | DAT.: 19.6.85 | BEILAGE 5



Legende :

Graphische Aufgliederung der Tertiärsedimente inklusive des liegenden Mesozoikums (Malm) in chronologisch unterscheidbare Einheiten

- syn - bis postgenetische Erosion vor Ablagerung der nächstjüngeren Einheiten
- intramolassische Erosion nach der Ablagerung der nächstjüngeren Einheiten
- postmolassische, vorwiegend pleistozäne Erosion

- JNF — jüngere Juranagelfluh
- GS — Glimmersande
- OSM — Hörnli - Schuttfächer
  → obere Süsswassermolasse
- 2. Zyklus
- OMo — 1. Zyklus
  → obere Abteilung
- OMu — untere Abteilung
  → obere Meeresmolasse
- USM — untere Süsswassermolasse
- Siderolithikum
- Malm γ - δ
- Malm α - β

Referenzniveau für die stratigraphische Aufgliederung

Literaturreferenzen siehe Beilage 5

NAGRA	TECHNISCHER BERICHT NTB 85–14	
PROFIL 4: BOHRUNG KÜSNACHT–WEIACH–KLETTGAU STRATIGRAPHISCHE AUFGLIEDERUNG		
Dr. Heinrich Jäckli AG	DAT.: 19.6.85	BEILAGE 6